

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Université Echahid Cheikh Larbi Tébessi - Tébessa
Faculté des Sciences Exactes et Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences de la terre et de l'univers



THESE DE DOCTORAT

Présentée par

Bencharef Mohammed Hichem

Pour l'obtention du titre

DOCTEUR EN GEOLOGIE

Option : Géologie de l'ingénieur

Etude géophysique du nord de Tébessa et des régions voisines

Soutenue publiquement le 28/05/2024, devant le jury composé de messieurs :

Mr. Baali Fethi	Professeur à l'université Echahid Cheikh Larbi Tébessi, Tébessa	Président
Mr. Boubaya Djamel	Professeur à l'université Echahid Cheikh Larbi Tébessi, Tébessa	Directeur de thèse
Mr. Fehdi Chemseddine	Professeur à l'université Echahid Cheikh Larbi Tébessi, Tébessa	Examineur
Mr. Guefaifia Omar	Maitre de conférences A à l'université Echahid Cheikh Larbi Tébessi, Tébessa	Examineur
Mr. Boumezbeur Abderrahmane	Professeur à l'université Larbi Ben M'Hidi, Oum El Bouaghi	Examineur
Mr. Bougherira Nabil	Professeur à l'université de Badji Mokhtar, Annaba	Examineur

Avant-Propos

"La Géophysique appliquée est l'art de donner vie aux profondeurs de la Terre en utilisant la science comme pinceau, la physique comme toile, la géologie comme modèle et les mathématiques comme palette. À travers cette fusion magistrale, nous dévoilons les secrets enfouis de notre planète, transformant ainsi l'obscurité de subsurface en une toile de découvertes lumineuses."

V. BARANOV

REMERCIEMENTS

Tout d'abord merci au Bon Dieu, le tout puissant, de m'avoir donné la force, la patience et la volonté pour réaliser ce travail dans de meilleures circonstances et en bon état.

*Je tiens à remercier mon encadrant Monsieur **Boubaya Djamel** pour tout ce qui m'a appris et pour son aide précieuse ainsi que pour sa disponibilité durant toute la période de mon travail. Je lui exprime ma reconnaissance pour le soutien et la confiance qu'il m'a témoignée tout au long de ma thèse.*

*J'adresse mes remerciements aux président et membres du Jury Monsieur **Baali Fethi**, Monsieur **Fehdi Chemseddine**, Monsieur **Guefaifia Omar**, Monsieur **Boumezbeur Abderrahmane** et Monsieur **Bougherira Nabil** qui ont bien accepté d'examiner et d'évaluer ce travail en lui apportant de l'intérêt.*

Je remercie l'ensemble des enseignants du département des sciences de la terre et de l'univers de l'université de Tébessa qui m'ont soutenu.

*Je remercie infiniment Monsieur **Faisal Alqahtani** et le Professeur **Essam Aboud** ainsi que tous les membres du centre de recherche sur les Géorisques (GRC) à l'université du Roi Abdulaziz pour avoir accepté de m'accueillir au sein du centre et pour leurs conseils et les discussions fructueuses qu'on a eues.*

*Par la même occasion je tiens à remercier le Professeur **Gad El-Qady** et le Professeur **Tareq Fahmy** ainsi que tous les membres de l'Institut National de Recherche en Astronomie et Géophysique (NRIAG) pour avoir accepté de m'accueillir au sein de l'Institut et pour leurs conseils et les discussions fructueuses qu'on a eues.*

J'adresse toute ma reconnaissance à ma famille qui m'a soutenue tout le long de ce travail.

Enfin, je voudrais associer à mes remerciements toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.

DEDICACE

*Avant tout, je tiens à remercier ALLAH, et l'unique qui m'offre le courage et la volonté
nécessaire pour affronter les difficultés de la vie*

Je dédie ce modeste travail

À mes très chers parents ma mère et mon père

Pour leur patience, leur amour, leurs soutiens et leurs encouragements

À toutes mes sœurs et mon frère

Ainsi à toutes les personnes qui m'ont encouragé et m'ont aidé au long de mes études.

BENCHAREF MOHAMMED HICHEM

TABLE DES MATIERES

Introduction générale.....	1
Chapitre 1 : Historique des travaux antérieurs	4
1 Historique des recherches géologiques	4
2 Historique des recherches géophysiques.....	5
2.1 Gravimétrie.....	5
2.2 Aéromagnétisme	6
2.3 Sismique	6
Chapitre 2 : Contexte géologique et propriétés physiques des roches et des minerais.....	8
1 Introduction.....	8
2 Lithostratigraphie	10
2.1 Trias	11
2.2 Barrémien.....	12
2.3 Aptien	13
2.4 Albien.....	13
2.5 Vraconnien	14
2.6 Cénomanién	14
2.7 Turonien	14
2.8 Coniacien-Santonien	14
2.9 Campanien.....	15
2.10 Maastrichtien	15
2.11 Paléogène	15
2.12 Néogène	15
2.12.1 Miocène.....	15
2.12.2 Miocène-Pliocène.....	15
2.13 Quaternaire	16
3 Cadre structural et contexte tectonique	16
4 Aperçu Métallogénique.....	17
5 Propriétés physiques des roches et des minerais	18
5.1 Densité des roches	19
5.2 Susceptibilité Magnétique.....	25
5.3 Résistivité (ρ).....	25
Chapitre 3 : Données et Méthodes	27
1 Généralités	27
1.1 Concept de la méthode gravimétrique	27
1.1.1 Anomalies gravimétriques.....	27

1.1.2	La loi gravitationnelle	27
1.1.3	Corrections appliquées aux données gravimétriques et anomalie de Bouguer	27
1.2	La méthode magnétique	29
1.2.1	Principe de la méthode magnétique	29
1.2.2	Acquisition des données magnétiques.....	29
2	Données géophysiques.....	29
2.1	Données gravimétriques	29
2.2	Données aéromagnétiques	30
3	Données de télédétection	31
4	Méthodologie de l'interprétation des données géophysiques et de télédétection	32
4.1	Données géophysiques.....	32
4.1.1	La réduction au pôle.....	32
4.1.2	Le prolongement vers le haut	32
4.1.3	Le spectre d'énergie	33
4.1.4	Technique de détection des bords des sources	34
4.1.5	La technique d'analyse de la grille du Center for Exploration Targeting (CET)	37
4.1.6	La déconvolution d'Euler.....	38
4.1.7	Technique de détection multi-échelle des bords (Worming)	39
4.1.8	La modélisation tridimensionnelle (3D)	40
4.2	Données de télédétections	41
4.2.1	Méthodes d'amélioration et d'analyse	41
5	Techniques et méthodes de modélisation prédictive.....	43
5.1	Modèle de régression logistique (Log-Reg).....	44
Chapitre 4 : Apport de la gravimétrie à l'étude géologique du nord de Tébessa		46
1	Introduction.....	46
2	Localisation et Topographie	47
3	La carte de l'anomalie de Bouguer.....	48
4	Séparation de la composant régional-résiduelle	50
4.1	Le prolongement vers le haut du champ gravimétrique.....	51
4.2	Le filtrage des longueurs d'onde du signal gravimétrique	52
5	La carte de l'anomalie gravimétrique résiduelle.....	53
6	Caractérisation gravimétrique des structures géologiques	55
6.1	Graben Terraguelt	58
6.2	Graben Morsott.....	58
6.3	Graben Tébessa	59
6.4	Graben Oulad Bou Rhanem.....	59

6.5	Anticlinal Es Souabaa.....	59
6.6	Synclinal Kais	60
6.7	Diapir Mesloula	60
6.8	Jebel Boukhadra	60
6.9	Jebel Ouenza	61
6.10	Jebel Def	61
6.11	Jebel Dyr	61
6.12	Anticlinale Khenchela	62
6.13	Jebel Metloug.....	62
7	Estimation de la profondeur des grabens présents dans le Nord de Tébessa.....	62
7.1	Le spectre d'énergie	62
7.2	Le prolongement vers le haut	65
8	La détection des bords des sources	66
9	La technique d'analyse de la grille du Center for Exploration Targeting (CET).....	67
10	La Déconvolution d'Euler	70
11	La technique de détection multi-échelle des bords (Worming)	72
12	L'inversion gravimétrique tridimensionnelle	75
13	Discussion.....	80
13.1	Les anomalies gravimétriques des structures diapiriques	80
13.2	Origine des grabens.....	81
14	Conclusion	83
Chapitre 5 : Exploration minérale de la Zone Diapirique et des régions environnantes		85
1	Introduction.....	85
2	Contextes géographiques et géologiques de la zone d'étude	89
3	Identification des zones structurellement complexes qui constituent des cibles d'exploration minérale	90
3.1	Cartes d'anomalies gravimétriques et aéromagnétiques	90
3.2	Analyse des linéaments structuraux CET	94
4	Modélisation prédictive de la minéralisation polymétallique pour l'exploration minière	104
4.1	Résultats de la télédétection.....	104
4.1.1	Cartographie géologique	104
4.1.2	Les zones de minéralisation polymétallique	107
4.2	Modèle prédictif Régression Logistique.....	110
4.3	Résultats des travaux de terrain.....	112
5	Discussion	114
6	Conclusion	117

Conclusion générale	118
Bibliographie	120

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Les principaux domaines structuraux de l'Afrique du Nord (Michard et al., 2008 dans Frizon de Lamotte et al., 2009). L'emplacement de la zone d'étude est indiqué par le carré noir.	8
Figure 2: Carte géologique de la région nord de Tébessa et des régions environnantes (d'après Cornet et al., 1951).....	9
Figure 3: Carte structurale de la région nord de Tébessa drapée sur un fond numérique de modèle numérique d'élévation ombragé (SRTM DEM) (https://earthexplorer.usgs.gov)... ..	10
Figure 4: Colonne stratigraphique de la région de Tébessa (compilée d'après Dubourdieu, 1956 ; 1959 ; David, 1956 ; Madre, 1969 ; Fleury, 1969 ; Thibieroz et Mader, 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993 ; Vila et al., 2000).....	11
Figure 5: Coupe géologique le long du profil A-A' représentée sur la figure 2.....	17
Figure 6: Les différents intervalles de densité des roches de la région d'étude (Zerdazi, 1990)..	23
Figure 7: Les bandes des scènes Landsat 8 (L8 OLI/TIRS) et ASTER (AST_1T), leurs longueurs d'onde électromagnétiques relatives et la résolution spatiale pour chaque capteur.	31
Figure 8: Spectres de réflectance de la minéralisation hydrothermale ciblée et de la végétation par rapport aux bandes L8_OLI et AST_1T VNIR-SWIR. Ces signatures sont générées par le Laboratoire de Propulsion à Réaction (sigle anglais : Jet Propulsion Laboratory ou JPL).	42
Figure 9: (A) la situation géographique de la zone d'étude. (B) Model d'élévation digitale SRTM de la région d'étude montrant la variation topographique.....	47
Figure 10: Carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer de la région nord de Tébessa.	48
Figure 11: Carte des anomalies régionales isostatiques de la région nord de Tébessa.....	49
Figure 12: Carte de la profondeur de la discontinuité de Moho pour le nord de Tébessa.	50
Figure 13: Les cartes des prolongements vers le haut des données de l'anomalie de Bouguer sur 5 km, 10 km, 30 km et 60 km (A, B, C et D) respectivement.....	52
Figure 14: Carte des anomalies gravimétriques résiduelles de la région nord de Tébessa.....	53
Figure 15: Contours des anomalies gravimétriques résiduelles superposés sur la carte géologique de la région nord de Tébessa et des zones environnantes. L'intervalle de contour est de 2 mGal.....	54
Figure 16: Carte de la dérivée verticale du champ gravimétrique résiduelle du nord de Tébessa.	56
Figure 17: Carte de la magnitude du gradient horizontal du champ gravimétrique résiduelle du nord de Tébessa.	57
Figure 18: Carte du signal analytique (dérivée totale) du champ gravimétrique résiduelle du nord de Tébessa.	58
Figure 19: Spectre de puissance 2-D radialement moyenné du champ des anomalies gravimétriques résiduelles de la région d'étude.....	63
Figure 20: localisation des 6 profils utilisées pour estimer la profondeur des grabens par l'analyse spectrale 1D.	64
Figure 21: Cartes (A-D) des prolongements vers le haut des données d'anomalies gravimétriques résiduelles, (A) prolongement vers le haut sur 2 km, (B) prolongement vers le haut sur 4 km, (C) prolongement vers le haut sur 8 km et (D) prolongement vers le haut sur 12 km..	65
Figure 22: Carte de la dérivée horizontale normalisée (TDX) de la zone d'étude. Les cercles blancs indiquent l'emplacement des gradients maximaux.....	66
Figure 23: Les résultats de la technique de détection des bords des sources (SED) affichée par l'indicateur de pendage. L'arrière-plan est la grille des anomalies gravimétriques résiduelles de la région d'étude.	67

Figure 24: Image compressant les valeurs d'écart type (STD) de la carte d'anomalies gravimétriques résiduelles.	68
Figure 25: Carte de la phase de symétrie calculée à partir de l'image STD présenté dans la figure 24.	69
Figure 26: Résultats seuillés et squelettisés en noir superposé à la grille d'anomalies gravimétriques résiduelles.	69
Figure 27: Carte structurale CET de la région nord de Tébessa et de ses environs.....	70
Figure 28: les solutions d'Euler, (a) indice structural = 0, (b) indice structural = 1, (c) indice structural = 2.	71
Figure 29: Solutions de la déconvolution d'Euler superposées à la carte de l'anomalie gravimétrique résiduelle.	72
Figure 30: Worms gravimétrique de la région nord de Tébessa combiné avec la carte des anomalies gravimétriques résiduelles en arrière-plan. (Les Worms sont colorés selon la hauteur de prolongement vers le haut : noir, échelle fine ; niveaux de gris, échelle moyenne ; blanc, échelle grossière).	73
Figure 31: Worms gravimétrique de la région nord de Tébessa combiné avec la carte géologique en arrière-plan. (Les Worms noirs sont interprétés comme des failles proches de la surface ; les Worms blancs sont interprétés comme des failles du socle).	74
Figure 32: (A) Modèle de maillage 3D de la région d'étude. La topographie est ajoutée à ce maillage à des fins d'inversion. Les valeurs d'altitude proviennent des données du modèle d'élévation digital. Le carré rouge montre la limite du modèle. Les valeurs X, Y et Z sont en mètres. (B) Modèle de densité 3D de la région d'étude.	76
Figure 33: Cartes des données gravimétriques observées (A), des données gravimétriques calculées (B) pour le modèle de densité 3D et de l'inadéquation (RMS misfit) entre les deux (C). Les lignes noir AA', BB', CC' et DD' correspondent aux sections représentées sur la figure 33.....	77
Figure 34: (A) quatre sections à travers le modèle de densité 3D (a) section mettant en évidence le graben de Tébessa (profil AA', Fig. 33), (b) section mettant en évidence le graben de Morsott (profil BB', Fig. 33), (c) section mettant en évidence le graben de Terraguelt (profil CC', Fig. 33), et (d) section mettant en évidence le graben d'Oulad Bourhanem (profil DD', Fig. 33). (B) Vue en perspective montrant la densité de subsurface sous forme d'isosurfaces découpées a des contrastes de densité de : -0.1 g/cm^3 (couleur grise) et -0.17 g/cm^3 (couleur bleue).	79
Figure 35: (a) Localisation et carte géologique de la zone d'étude dans le nord-est de l'Algérie (modifiée à partir de Haddouche et al., 2014 ; Ysbaa et al., 2019 ; 2021) et (b) Model d'élévation digitale (SRTM DEM) de la région d'étude montrant la variation topographique (cercles jaunes et triangles bleus sont respectivement les gisements et occurrences connus de Pb-Zn et de Cu-Fe).	88
Figure 36: Organigramme méthodologique détaillé appliqué pour la cartographie du potentiel polymétallique de la province métallogénique "la zone diapirique".....	89
Figure 37: Carte de couleur en relief ombré montrant les données d'anomalie gravimétrique de Bouguer pour la zone d'étude.	91
Figure 38: Carte de couleur en relief ombré montrant les données des anomalies gravimétriques résiduelles après suppression de la composante régionale de l'anomalie de Bouguer.	92
Figure 39: Carte de couleur en relief ombré d'intensité magnétique totale de la zone d'étude. .	93
Figure 40: Carte de couleur en relief ombré des anomalies aéromagnétiques RTP de la zone d'étude.	94
Figure 41: (a) la carte de l'écart type de la grille gravimétrique ; (b) la carte de la phase de symétrie gravimétrique ; et (c) les sorties de seuillage d'amplitude et de squelettisation indiquées par des lignes noires superposées sur la grille gravimétrique résiduelle.	96

Figure 42: (a) la carte de l'écart type de la grille aéromagnétique ; (b) la carte de la phase de symétrie aéromagnétique ; et (c) les sorties de seuillage d'amplitude et de squelettisation présentées par des lignes noires superposées sur la grille aéromagnétique RTP.....	97
Figure 43: La carte gravimétrique structurale CET de la région d'étude.	98
Figure 44: La carte magnétique structurale CET de la région d'étude.....	98
Figure 45: Les cartes thermiques de complexité structurale générées à partir des linéaments gravimétriques déduits du CET. (a) La carte thermique de densité d'occurrence de contact gravimétrique et (b) la carte thermique d'entropie d'orientation gravimétrique. Les deux cartes (a) et (b) utilisent la carte des couleurs chaudes et froides ou le bleu indique de faibles valeurs et le jaune des valeurs élevées. Les dépôts polymétalliques sont représentés par des cercles jaunes Pb-Zn et des triangles bleus Cu-Fe.....	100
Figure 46: Les cartes thermiques de complexité structurale générées à partir des linéaments magnétiques déduits du CET. (a) La carte thermique de densité d'occurrence de contact magnétique et (b) la carte thermique d'entropie d'orientation magnétique. Les deux cartes (a) et (b) utilisent la carte des couleurs chaudes et froides ou le bleu indique de faibles valeurs et le jaune des valeurs élevées. Les dépôts polymétalliques sont représentés par des cercles jaunes Pb-Zn et des triangles bleus Cu-Fe.....	101
Figure 47: Carte des régions structurellement complexes identifier par l'analyse des données gravimétriques via les outils DOC et EO, les régions structurellement complexes sont superposées sur la carte géologique de la zone d'étude.....	102
Figure 48: Carte des régions structurellement complexes identifier par l'analyse des données aéromagnétiques via les outils DOC et EO, les régions structurellement complexes sont superposées sur la carte géologique de la zone d'étude.....	103
Figure 49: Carte des cibles nouvelles pour l'exploration minérale dans la zone d'étude mise en évidence par l'analyse de la complexité structurale (SC) des données gravimétriques et aéromagnétiques.....	103
Figure 50: Les images composites en fausses couleurs pour (a) les BR (R : (6/7)/(5/4), G : 4/2, B : 5/4) résultent de bandes L8_OLI montrant des unités rocheuses allochtones, du Crétacé et de du trias, caractérisées par des pixels de couleur rouge à orange foncé et vert jaunâtre, tandis que les zones vertes liées aux formations néogènes et/ou aux dépôts quaternaires et (b) ICA (R : IC5, G : IC4, B : IC1) appliquées aux BRs sélectionnés montrant des roches sédimentaires carbonatées du Crétacé inférieur caractérisées par le vert, tandis que les diapirs du trias apparaissaient en bleu foncé.	105
Figure 51: (a) Des images composites en fausses couleurs de la MNF (R : MNF6, G : MNF4, B : MNF5) résultent des bandes L8_OLI et (b) l'image de classification MLC montre la distribution modifiée des unités lithologiques dans la zone d'étude.....	106
Figure 52: La distribution des minéraux d'altération hydrothermale extraits des bandes IC2, IC3 et IC5 qui ont été analysés à partir des BR L8_OLI (HAI_L8), superposés sur une carte d'élévation numérique ombragée (SRTM DEM) pour la zone d'étude.....	109
Figure 53: La distribution des indices des minéraux d'altération hydrothermale extraits des bandes AST_1T (VNIR-SWIR) (HAI_AST), superposés sur une carte d'élévation numérique ombrée (SRTM DEM) pour la zone d'étude.....	109
Figure 54: Les cartes prospectives des dépôts polymétalliques Pb-Zn et Cu-Fe (a) Pb-Zn et (b) Cu-Fe générées à partir du modèle Log-Reg avec leurs courbes ROC et leurs valeurs AUC. Ils ont considéré les principales cibles préoccupantes à enquêter, comme indiquée et confirmée sur les sites étudiés.	111
Figure 55 (a, b, c): Les photos de terrain des trois sites étudiés (1, 2, et 3) indiquent la présence de minéraux, ce qui correspond et confirme les résultats du modèle Log-Reg.....	113
Figure 56: Modèle du potentiel minéral de la Zone Diapirique (In Bencharef et al., 2022b).....	116

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Densité des dolomies (d'après les échantillons prélevés en surface) (Zerdazi, 1990).	19
Tableau 2: Densité des calcaires dolomitiques (d'après les échantillons prélevés en surface) (Zerdazi, 1990).	20
Tableau 3: Densité des calcaires (d'après les échantillons prélevés en surface) (Zerdazi, 1990).	21
Tableau 4: Densité des calcaires Aptien dans la région de Jebel Ladjbel et Aouinet- Ouenza (Zerdazi, 1990).	22
Tableau 5: Densité des grés (d'après les échantillons prélevés en surface).	22
Tableau 6: Densité des grés (d'après les échantillons prélevés en surface).	22
Tableau 7: Densité des gypses (d'après des échantillons prélevés en surface).	23
Tableau 8: Densités des formations traversées par le forage BDS-1 (Aliev, 1971).	24
Tableau 9: Densités des roches encaissantes et Minerais (Zerdazi, 1990).	24
Tableau 10: Susceptibilité magnétique des roches et des minerais (en unités 10⁻⁶ u.cgs) (Zerdazi, 1990).	25
Tableau 11: Matrice des vecteurs propres des BR dérivés de l'analyse de la composante indépendante (ICA) à l'ensemble des données L8_OLI VNIR-SWIR.	43
Tableau 12: Profondeur des grabens présents dans le nord de Tébessa estimée par la méthode d'analyse spectrale (1D).	64
Tableau 13: Informations sur les orientations 3D des failles délimitant les grabens dans la région d'étude.	75
Tableau 14: Combinaison RBD sélectionnée pour chaque minéral appliqué aux bandes AST_1T (VNIR-SWIR).	108
Tableau 15: Les résultats de l'analyse spatiale pour les modèles Log-Reg entre les minéralisations polymétalliques Pb-Zn et Cu-Fe et leurs variables contributrices.	110

ملخص

منطقة تبسة تتمتع بسمعة ممتازة في مجال الجيولوجيا والتعدين. داخل أراضيها، يوجد موقعان لترسيبات الحديد (ونزة وبوخضرة) وموقع لترسيبات الفوسفات (بئر العاتر) التي يتم استغلالها حالياً، مما يدل على وفرة الموارد الطبيعية في المنطقة. تم إطلاق العديد من الدراسات بهدف تحليل البنية الجيولوجية وأفاق التعدين في هذه المنطقة. ومع ذلك، من الجدير بالذكر أن عدداً محدوداً فقط من هذه الدراسات استخدم الأساليب والتقنيات الجيوفيزيائية لرسم الخرائط الجيولوجية وتحديد المناطق الجديدة المناسبة للإستكشافات المعدنية.

تتناول هذه الأطروحة جزئين رئيسيين. الجزء الأول من هذه الدراسة يستخدم نهجاً يعتمد على طريقة الجاذبية لتعزيز فهمنا لجيولوجيا وتكتونية المنطقة. يشمل ذلك تحديد الهياكل العميقة، وتوصيف الإطار الهيكلي، والتحقق في استجابات الجاذبية فيما يتعلق بالهياكل الديابيرية والأخاديد. أسفر هذا البحث عن نتائج قيمة، بما في ذلك تحديد أهدود مسكينة، وتعزيز معرفتنا بآليات تكوين وأصول الأخاديد في هذه المنطقة.

يركز الجزء الثاني من الأطروحة على دمج البيانات الجيوفيزيائية، ومعلومات الاستشعار عن بعد المتقدمة، وتقنيات الذكاء الاصطناعي لإجراء رسم خرائط توقعية للموارد المعدنية في المنطقة الديابيرية والمناطق المحيطة بها. استخدمنا بيانات الجاذبية والمغناطيسية الجوية لتحليل الخطوط الهيكلية وتحديد مناطق القص الملائمة لحركة السوائل المعدنية. في الوقت نفسه، مكنتنا بيانات الاستشعار عن بعد من إنشاء خرائط ليثولوجية دقيقة وتحديد مناطق التغيرات الحرارية المائية. بالإضافة إلى ذلك، قمنا بتطوير نموذج تعلم آلي لإنشاء خرائط إمكانات التمدنات. جعلت هذه الدراسة من الممكن تحديد المناطق ذات الإمكانيات المعدنية الكبيرة، مما يمهد الطريق لنهج مبتكر في مجال استكشاف المعادن.

كلمات مفتاحية :

تبسة، الجاذبية، الأخدود، البيانات الجيوفيزيائية، الاستشعار عن بعد، الذكاء الاصطناعي، استكشاف المعادن

Résumé

La région de Tébessa jouit d'une grande réputation dans les domaines de la géologie et de l'exploitation minière. Au sein de son territoire se trouvent deux gisements de fer (Ouenza, Boukhadra) et un gisement de phosphate (Bir El Ater) qui sont en cours d'exploitation, témoignant de la richesse de ses ressources naturelles. De nombreuses études ont été initiées dans le but d'analyser la structure géologique et les opportunités minières de cette région. Toutefois, il est à noter que très peu d'entre elles ont employé les méthodes et techniques géophysiques pour la cartographie géologique et la découverte de nouvelles zones propices à l'exploration minière.

Cette thèse aborde deux principaux thèmes. La première partie de cette étude s'appuie sur une approche gravimétrique pour approfondir notre compréhension sur la géologie et la tectonique de la région. Cela implique l'identification des structures profondes, la caractérisation du cadre structural, ainsi que l'exploration des réponses gravimétriques des structures diapiriques et des fossés d'effondrement. Cette recherche a abouti à la découverte de nouvelles informations significatives, dont la mise en évidence du graben de Méskiana, et ont également contribué à une meilleure compréhension des mécanismes de formation et de l'origine des grabens dans cette région.

La seconde partie de la thèse se focalise sur l'intégration de données géophysiques, de télédétection avancée, et de techniques d'intelligence artificielle afin de réaliser une cartographie prédictive des ressources minérales dans la zone des diapirs ainsi que dans les zones environnantes. Nous avons utilisé les données gravimétriques et aéromagnétiques pour analyser les linéaments structuraux et identifier les zones de cisaillement propices à la circulation des fluides minéralisateurs. Parallèlement, les données de télédétection nous ont permis d'effectuer une cartographie lithologique précise et de détecter les zones d'altération hydrothermale. En complément, nous avons développé un modèle d'apprentissage automatique pour générer des cartes du potentiel minéral. Cette étude a permis d'identifier des zones à fort potentiel minéral, ouvrant ainsi la voie à une approche novatrice dans le domaine de l'exploration minière.

Mots-clés :

Tébessa, gravimétrie, Graben, Données géophysiques, Télédétection, Intelligence artificielle, Exploration minière

ABSTRACT

The Tébessa region has an excellent reputation in the fields of geology and mining. Within its territory, there are two iron deposits (Ouenza and Boukhadra,) and one phosphate deposit (Bir El Ater) currently under exploitation, which serves as proof of the region's abundant natural resources. Several studies have been initiated with the goal of analyzing the geological structure and mining prospects within this area. However, it is worth noting that only a limited number of these studies have employed geophysical methods and techniques for geological mapping and the identification of new areas suitable for mining exploration.

This thesis examines two main parts. The first part of this study employs a gravity-based approach to enhance our understanding of the region's geology and tectonics. This involves identifying deep structures, characterizing the structural framework, and investigating gravity responses in relation to diapiric structures and grabens. This research has yielded valuable findings, including the identification of the Meskiana graben, and enhanced our knowledge of the formation mechanisms and origins of grabens in this region.

The second part of the thesis focuses on integrating geophysical data, advanced remote sensing information, and artificial intelligence techniques to conduct predictive mapping of mineral resources in the diapiric zone and its surrounding areas. We used gravity and aeromagnetic data to analyze structural lineaments and identify shear zones favorable to the circulation of mineralizing fluids. Simultaneously, remote sensing data enabled us to create precise lithologic maps and identify hydrothermal alteration zones. Furthermore, we developed a machine-learning model for generating mineral potential maps. This study made it possible to identify areas with substantial mineral potential, thereby paving the way for an innovative approach in the field of mineral exploration.

Keywords:

Tebessa, Gravity, Graben, Geophysical data, Remote sensing, Artificial intelligence, Mineral exploration

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

La région de Tébessa, située dans le Nord-est algérien, regorge de sites géologiques d'une richesse exceptionnelle. Cette région, à la fois fascinante et diversifiée, a captivé l'attention de nombreux chercheurs en géosciences venus du monde entier. Le présent travail aborde deux thèmes principaux. Le premier concerne une étude gravimétrique de la région située au nord de Tébessa et de ses environs. L'objectif de cette étude est d'améliorer notre compréhension géologique et tectonique en identifiant ses structures profondes et en caractérisant son cadre structural. De plus, elle vise à fournir des explications rationnelles concernant les réponses gravimétriques des structures diapiriques, ainsi que des indices sur l'origine des fossés d'effondrements, tout en proposant un scénario tectonique pour leur formation. Pour atteindre les objectifs de cette première thématique, nous avons employé diverses méthodes d'interprétation, à la fois qualitatives et quantitatives, qui sont à la fois modernes et sophistiquées. Ces méthodes comprennent la dérivée horizontale équilibrée (TDX), la déconvolution d'Euler, la technique d'analyse de grille du Center for Exploration Targeting (CET), la détection multi-échelles des bords, ainsi que la modélisation 3D. Ces approches ont été soigneusement mises en œuvre pour analyser et interpréter les données gravimétriques.

La séparation des anomalies a été réalisée par la technique du prolongement vers le haut et le filtrage des longueurs d'onde. La carte de l'anomalie gravimétrique résiduelle obtenue a mis en lumière une série d'anomalies gravimétriques, à la fois positives et négatives, qui se montrent en parfait accord avec les principales structures géologiques de la région, notamment les diapirs, les grabens et les plis. Les résultats issus de la déconvolution d'Euler ont révélé des variations dans la profondeur des linéaments structuraux, tels que les failles et les contacts géologiques, avec des valeurs minimales de moins de 1 000 mètres et des valeurs maximales dépassant les 4 000 mètres. Cette analyse gravimétrique a grandement contribué à l'élaboration d'une description précise du cadre structural et tectonique de la région septentrionale de Tébessa. Plusieurs orientations structurales dominent la région d'étude, comprenant les axes NE-SW, E-W, ENE-WNW, et NW-SE. L'utilisation de méthodes d'interprétation quantitative a considérablement amélioré notre compréhension des variations de la profondeur du socle dans cette région. Le haut gravimétrique observé à l'est de la zone d'étude est attribuable à un soulèvement du socle, ce qui a eu un impact significatif sur les réponses gravimétriques des diapirs d'Ouenza et de Boukhadra. Cette étude gravimétrique, combinée aux données géologiques, a permis de mettre en lumière plusieurs points importants concernant l'origine et les processus de formation des grabens, notamment :

1. Les mouvements des évaporites triasiques peuvent avoir influencé l'emplacement et la profondeur des grabens.
2. L'origine des grabens est étroitement liée aux failles décrochantes et aux contraintes tectoniques de tension et de compression.
3. Le graben de Tébessa a débuté son ouverture en tant que demi-graben et est considéré comme le plus profond et le plus ancien de la région d'étude.
4. De plus, un fossé d'effondrement a été identifié au niveau de la Méskiana.

La deuxième thématique s'articule autour de l'intégration des données géophysiques, notamment aéromagnétiques et gravimétriques, ainsi que des données de télédétection de haute résolution spatiale et spectrale, telle que LANDSAT 8_OLI et ASTER_1T. Cette approche, combinée à l'utilisation de techniques d'intelligence artificielle, vise à prédire et cartographier avec précision les sites à potentiel minéral de type Pb-Zn et Cu-Fe. Nous avons employé la méthode d'analyse de grille du Center for Exploration Targeting (CET) pour le traitement des données gravimétriques et aéromagnétiques, dans le but de cartographier les linéaments structuraux qui servent de voies de circulation aux fluides minéralisateurs. En outre, une analyse de la complexité structurale de la zone d'étude a été conduite en utilisant les deux plugins du CET, à savoir la densité d'occurrence de contact et l'entropie d'orientation. Cette démarche nous a permis d'identifier les zones présentant des structures complexes, qui revêtent une importance particulière lors des campagnes d'exploration minière, car elles sont les sites privilégiés pour la localisation des fluides minéralisateurs.

De plus, nous avons exploité les données de télédétection afin d'établir une cartographie lithologique précise et de déterminer les zones d'altération hydrothermales. En complément, nous avons développé un modèle d'apprentissage automatique de régression logistique pour générer des cartes du potentiel minéral de Pb-Zn et Cu-Fe dans la zone des diapirs et ses environs.

Les images dérivées des données LANDSAT8_OLI se révèlent plus nettes, offrant ainsi une meilleure lisibilité, ce qui les rend particulièrement pertinentes pour la classification des unités géologiques exposées dans la zone d'étude. De plus, l'algorithme de classification MLC s'est avéré être l'outil le plus précis pour cartographier les unités lithologiques soumises à une forte déformation. Les données ASTer_1T se sont avérées plus efficaces que les données LANDSAT8_OLI pour la cartographie des signatures hydrothermales. Les cartes prédictives du potentiel minéral obtenues grâce au modèle de régression logistique ont révélé de nouvelles régions avec un fort potentiel de minéralisation métallique (Pb-Zn et Cu-Fe), en particulier dans les parties nord, centrales et méridionales de la zone d'étude. Ces cartes pourraient être d'une grande utilité pour les décideurs et servir de guide pour orienter les travaux d'exploration minière à l'avenir.

Le manuscrit de thèse est structuré en cinq (5) chapitres de la manière suivante :

- ✓ Le premier chapitre est consacré à l'examen de l'historique des travaux géologiques et géophysiques antérieurs menés dans le nord-est Algérien, en mettant un accent particulier sur la région de Tébessa.
- ✓ Le deuxième chapitre, quant à lui, est divisé en deux sections. Dans la première partie, il présente le contexte géologique de la zone d'étude en décrivant sa lithostratigraphie, son cadre structural en relation avec les événements tectoniques majeurs, ainsi que son contexte métallogénique. La deuxième partie se penche sur les propriétés physiques des roches et des minerais présents dans la région d'étude.
- ✓ Le troisième chapitre est consacré à une description approfondie de l'ensemble des données géophysiques et des informations de télédétection utilisées dans le cadre de cette thèse. Il expose également les méthodes employées pour les analyser et les interpréter.

- ✓ Le quatrième chapitre se concentre sur l'analyse gravimétrique de la région du nord de Tébessa. Il commence par explorer la relation entre les structures en surface et celles en subsurface en utilisant les données gravimétriques. Ensuite, il met en avant la contribution de la gravimétrie à l'étude de la structure géologique de la zone d'étude. À cette fin, des cartes dérivées du champ gravimétrique sont élaborées afin de détecter et caractériser les différentes sources gravimétriques liées aux principales structures géologiques présentes dans la région d'étude. La suite de ce chapitre se penche sur l'étude des fossés d'effondrement, avec pour objectif de déterminer leur profondeur, leur mécanisme de formation et leur origine, en s'appuyant sur des interprétations quantitatives des données gravimétriques. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication intitulée: "Role of an advanced gravity data analysis in improving the geologic understanding of the northern Tebessa region, Northeastern Algeria" (Bencharef et al., 2022a), publiée dans la revue "Journal of African Earth Sciences".
- ✓ Le cinquième chapitre est consacré à l'exploration minière dans la zone des diapirs et de ses environs. Deux approches sont adoptées pour définir de nouvelles cibles pour l'exploration minière, la première est basée sur la détermination des régions structurellement complexes et qui présentent des endroits favorables pour piéger les fluides minéralisateurs ; quant à la deuxième approche, elle est fondée sur la modélisation prédictive du potentiel minéral dans la région d'étude. Ce chapitre a fait l'objet d'une deuxième publication intitulée : "Polymetallic mineralization prospectivity modelling using multi-geospatial data in logistic regression : The Diapiric Zone, Northeastern Algeria" (Bencharef et al., 2022b) publiée dans le journal "Geocarto International".

Chapitre 1
HISTORIQUE DES TRAVAUX
ANTERIEURS

Chapitre 1 : Historique des travaux antérieurs

1 Historique des recherches géologiques

L'étude de la région en question a suscité l'intérêt de nombreux chercheurs et géologues au fil du temps, aboutissant à un corpus significatif de travaux. Parmi les contributions notables, on peut mentionner :

- En 1913, Savornin a entrepris une exploration géologique initiale, fournissant ainsi les premières observations documentées.
- Dans un contexte académique, Beghoul (1974) s'est penché sur la stratigraphie de la région du Sud-Est constantinois.
- Vila (1980) a mené une étude géologique approfondie couvrant la chaîne alpine nord oriental et les confins algéro-tunisiens.
- Chikhi-Aouimeur (1980) a concentré ses recherches sur l'étude des rudistes de l'Aptien supérieur de Jebel Ouenza.
- Kazi Tani (1986) a examiné l'évolution géodynamique de la bordure nord-africaine.
- Bouarroudj (1986) a conduit une étude métallogénique du district mercurifère de la chaîne nord-numidique.
- Les travaux de Touahri (1987) ont porté sur la géochimie et la métallogénie des minéralisations à base de plomb et de zinc dans le nord de l'Algérie.
- Othmanine (1987) a consacré ses recherches aux minéralisations de fluor, de baryum, de plomb, de zinc et de fer sidéritique autour du fossé d'effondrement Tébessa - Morsott.
- Chouabbi (1987) s'est penché sur la région de Hammam N'Bails.
- Rouvier (1990a) a exploré les concentrations polymétalliques liées aux diapirs évaporitiques des confins algéro-tunisiens.
- Bouzenoune (1993) s'est intéressé aux minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire, en particulier les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale).
- Adoum (1995) a réalisé une étude sur la cinématique des plis dans le sud de l'Atlas Saharien oriental.
- Harket (1999) s'est focalisé sur la sédimentologie du Crétacé supérieur dans l'Atlas Saharien oriental.
- Boutaleb (2001) a examiné les minéralisations à base de plomb et de zinc dans le domaine Sétifien-Hodna.
- Benabbas (2006) a réalisé une étude sur l'évolution Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux dans le nord-est de l'Algérie.
- Sami (2011) a consacré sa thèse à l'étude des minéralisations polymétalliques dans la zone des diapirs.

- Boubaya (2013) a effectué une recherche géophysique dans le nord de l'Aurès et les régions avoisinantes dans le cadre de sa thèse de doctorat.

En complément de ces travaux, des cartes aux échelles de 1/50000 et 1/200000 ont été publiées. Parallèlement, l'ORGM (anciennement SONAREM, EREM) a continué, depuis 1966 jusqu'à nos jours, à mener des études de prospection et de recherche systématique à l'échelle 1/50000, ainsi qu'à entreprendre des travaux de synthèse et à développer divers projets détaillés concernant les minéralisations ferreuses et non ferreuses présentes dans le subsurface de cette vaste région.

2 Historique des recherches géophysiques

Le développement des investigations géophysiques dans la région en question présente une série de jalons significatifs, dont voici une synthèse :

2.1 Gravimétrie

En 1951, Lagrula a établi un réseau de bases gravimétriques de première importance dans le nord de l'Algérie, composé de 59 bases avec une précision de 0.3 mGal. Ce réseau a été intégré au système international de Potsdam via la station de Bouzaréah. Lagrula a également esquissé une carte des anomalies isostatiques de l'Algérie en utilisant l'hypothèse d'Airy avec une profondeur de compensation de 60 km et une densité de 2.67 g/cm³.

En 1954, la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) a entrepris un relevé gravimétrique à l'échelle 1/2 000 000 dans la partie nord-ouest du continent africain (Maroc, Algérie, Tunisie), conduisant à l'élaboration d'une carte d'anomalie isostatique au 1/2 000 000 avec des intervalles de 10 mGal, basés sur une profondeur de compensation de 30 km.

À partir des données recueillies lors du levé gravimétrique de la CGG en 1954, ainsi que d'autres levés ultérieurs réalisés par la SONATRACH, une carte schématique d'anomalie isostatique a été créée à l'échelle 1/1 000 000, en considérant une profondeur de compensation de 60 km et une densité de 2.67 g/cm³.

Après 1954, divers levés gravimétriques ont été effectués dans différentes régions de l'Algérie, notamment la plaine de Chélif, les parties ouest et est des montagnes de Hodna, Chéraga-Fouka, Téléghmah, Biskra, Negrine, Mascara, et le plateau de Mostaganem. Ces levés avaient pour objectif d'étudier la tectonique des zones locales dont la structure de subsurface n'était pas bien connue en surface (Aliev, 1971). Les cartes des anomalies de Bouguer ont été élaborées en utilisant des densités de 2 g/cm³, 2.2 g/cm³, 2.35 g/cm³ et 2.5 g/cm³, à des échelles de 1/50 000 et 1/200 000, avec des intervalles de 1 mGal et 2 mGal respectivement. Cependant, l'interprétation de ces anomalies gravimétriques s'est révélée complexe, avec des défis liés à l'établissement de liens entre les anomalies et les formations géologiques sous-jacentes (Aliev, 1971).

De 1955 à 1968, la SONATRACH a mené divers levés gravimétriques dans les hauts plateaux de l'Algérie du Nord, avec une densité de stations de 1 point/km², dans le but d'identifier les structures pertinentes pour l'exploration pétrolière. Les cartes résultantes, élaborées avec des densités de 2.1 et 2.4 g/cm³, ainsi qu'une équidistance de 1 mGal entre les isanomales, ont

permis de préciser les cadres géologiques et structuraux à des échelles de 1/100 000 et 1/200 000.

En 1983, Idres a établi un nouveau réseau de bases gravimétriques dans le nord de l'Algérie, composé de 74 bases, avec une précision homogénéisée de 0.1 mGal. Ce réseau a été intégré au système international de Potsdam via la station de Bouzaréah.

En 1990, Zerdazi a réalisé une étude gravimétrique lors de sa thèse à l'université de Lausanne en Suisse, se concentrant sur le môle d'Ain M'lila et l'Atlas Saharien septentrional (nord-est de l'Algérie) à l'échelle 1/200 000. Cette étude a couvert 44 feuilles de carte à l'échelle 1/50 000 et a produit des cartes gravimétriques en utilisant des densités de 2400, 2670 et 2700 kg/m³, avec des intervalles de 2 mGal. Ces travaux ont ajouté une précieuse contribution à l'étude aérogéophysique existante.

2.2 Aéromagnétisme

Entre 1971 et 1974, la SONAREM a mandaté la firme américaine Aeroservice Ltd pour effectuer un relevé aérien magnétique et spectrométrique couvrant l'ensemble du territoire national, à l'exception des zones déjà survolées en 1969-1970 par la même entreprise pour le compte de la SONATRACH. Les objectifs de ce levé étaient de définir la géologie de certaines régions, de contribuer à la cartographie géologique des zones peu explorées, et de détecter les structures profondes et semi-profondes influençant les anomalies magnétiques et radiométriques. Les données collectées ont conduit à l'établissement de cartes du socle magnétique, de cartes magnétiques des corps peu profonds, et de cartes d'interprétation spectrométrique. Ces documents sont consultables à l'ORGM, à la SONATRACH, ainsi qu'à la Direction des Mines et de la Géologie (DMG). Plusieurs anomalies ont été sélectionnées pour des investigations sur le terrain à la suite de ce levé.

Plus tard, la SONAREM a confié la réinterprétation de ce levé à la firme canadienne Paterson Grant & Watson Ltd. Cette réinterprétation s'est déroulée en deux phases : une première phase d'études régionales visant à identifier les structures géologiques et à délimiter les zones propices aux minéralisations potentielles, ainsi qu'une seconde phase portant sur l'étude de quinze régions spécifiques, dont sept situées au nord de l'Algérie à savoir : Saida Est, Chelala Dehrania Sud, Tlemcen Est, Tlemcen Ouest, Tizi-Ouzou Ouest et Skikda Ouest.

Les techniques d'interprétation utilisées comprenaient la réduction au pôle, le filtrage régional, et les prolongements vers le haut et vers le bas. Le rapport final de Paterson a donné lieu à la création de cartes du champ magnétique total réduites au pôle à l'échelle 1/100000, des cartes des profils radiométriques et magnétiques ainsi que des cartes d'interprétation radiométrique et aéromagnétique à la même échelle.

2.3 Sismique

Les travaux sismiques menés dans le nord de l'Algérie au cours des dernières décennies ont été conduits dans le cadre des permis de concession, tous axés sur l'évaluation des potentiels en pétrole et en gaz des zones prospectées. Cette démarche a conduit à une exploration inégale de l'ensemble du territoire septentrional de l'Algérie, se concentrant principalement sur les régions jugées prometteuses en termes d'accumulations d'hydrocarbures.

Les débuts des investigations sismiques remontent aux années 1940-1950, avec des travaux réalisés dans le bassin du Hodna, la partie orientale du sillon prétellien, ainsi que les hauts plateaux. Selon les données de Aliev, environ 1 250 000 km de profils sismiques ont été réalisés entre les années 1940 et 1970, comme détaillés dans le tableau 10 de son ouvrage. Des études de reconnaissance ont également été effectuées au moyen de profils isolés, permettant la création de cartes isochrones à l'échelle 1/50 000, avec un intervalle de 1 à 25 ms cependant, il convient de noter que les cartes relatives aux structures en profondeur n'ont pas été élaborées à cette époque.

Chapitre 2

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET PROPRIETES PHYSIQUES DES ROCHES ET DES MINERAIS

Chapitre 2 : Contexte géologique et propriétés physiques des roches et des minerais

1 Introduction

La configuration structurale de l'Afrique du Nord est le résultat d'une succession de plusieurs événements tectoniques d'extension et de compression qui se sont produits depuis le Permien supérieur et qui ont abouti à trois domaines structuraux distincts : le domaine du Tell-Rif, le domaine de l'Atlas et la plateforme saharienne (Fig. 1). L'origine de l'activité tectonique responsable des déformations observées en Afrique du Nord varie d'un domaine à l'autre (Frizon de Lamotte et al., 2000 ; 2009 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002).

En Algérie, l'Atlas Saharien Orientale appartient à la ceinture intracontinentale plissée et charriée qui forme l'avant-pays du domaine tellien (Mattauer et al., 1977). L'Atlas Saharien oriental est rattaché à un bassin mésozoïque d'orientation nord-est appelé Thalweg Tunisien (Rais et al., 1991), qui s'est affaissé du Jurassique à l'Éocène, et est séparé dans sa partie sud de la plateforme saharienne par la Flexure Saharienne (également appelée Faille Sud-Atlasique, FSA) et se poursuit vers l'est à travers l'Atlas Tunisien (Herkat, 2004 ; Pique et al., 2002).

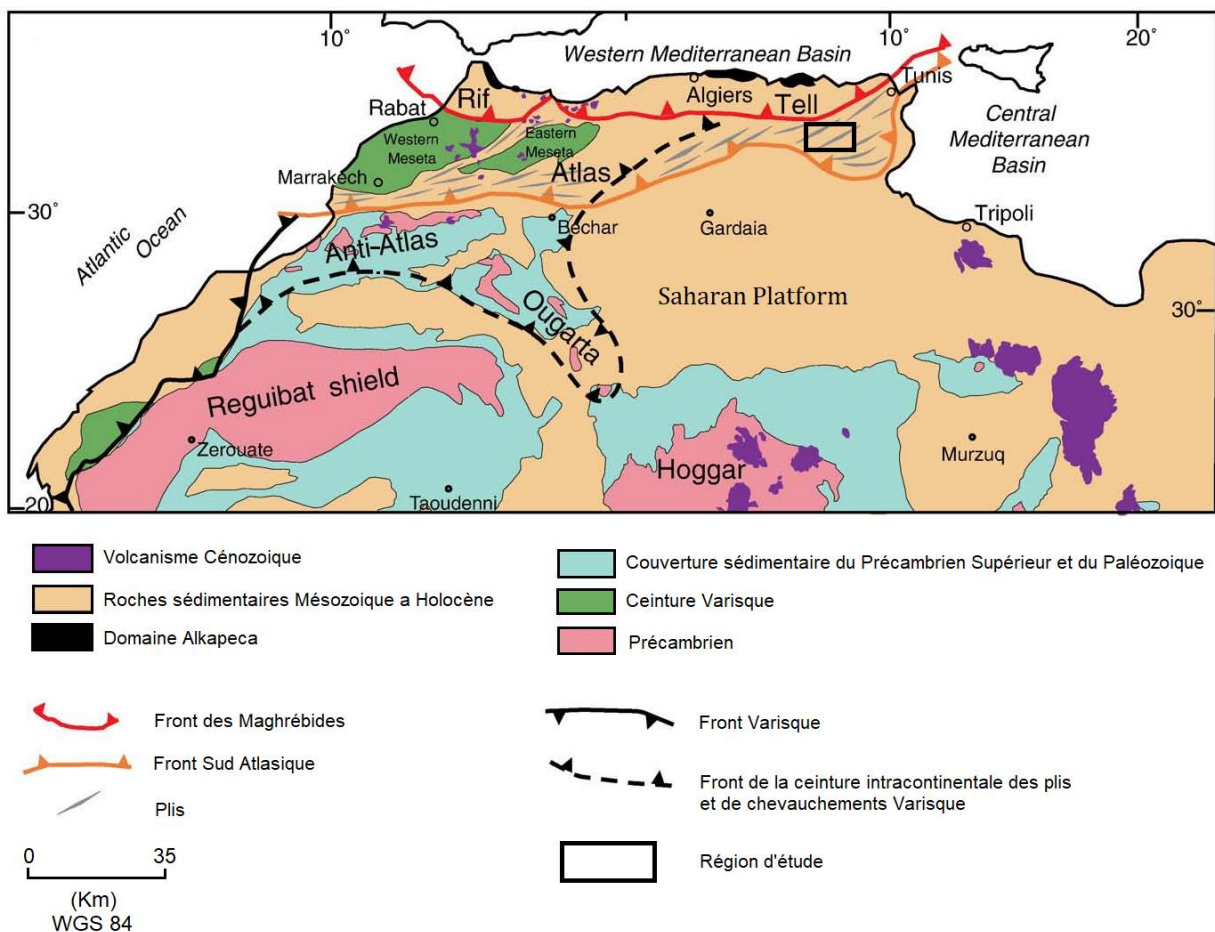


Figure 1: Les principaux domaines structuraux de l'Afrique du Nord (Michard et al., 2008 dans Frizon de Lamotte et al., 2009). L'emplacement de la zone d'étude est indiqué par le carré noir.

La région de Tébessa est située à l'extrême nord-est de l'Algérie et fait partie de la structure autochtone nord-est de l'Atlas Saharien oriental (Figs. 1 et 2) (Durozoy, 1956 ; Blès, 1969 ; Fleury, 1969 ; Villa, 1974 ; Kowalski et al., 1995, 1996 et 1997) et se caractérise par une épaisse couverture sédimentaire Mésozoïque-Cénozoïque (4000–5000 m) (Dubourdiou, 1956). La région de Tébessa est percée en plusieurs endroits par des formations évaporitiques du Trias depuis l'Aptien (Rouvier et Perthuisot, 1991) et coupée par des grabens (Othmanine, 1987) (Figs. 2 et 3).

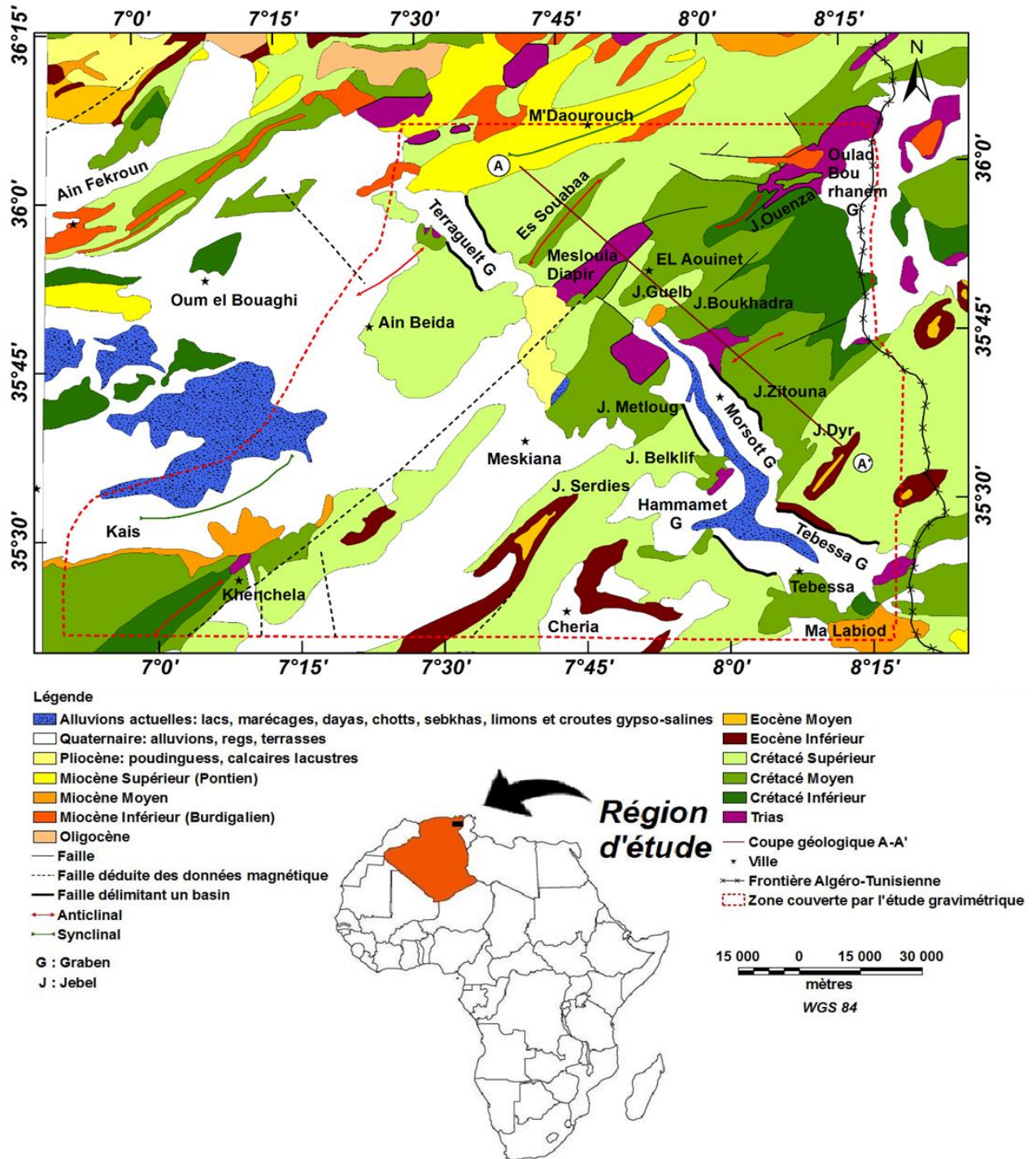


Figure 2: Carte géologique de la région nord de Tébessa et des régions environnantes (d'après Cornet et al., 1951).

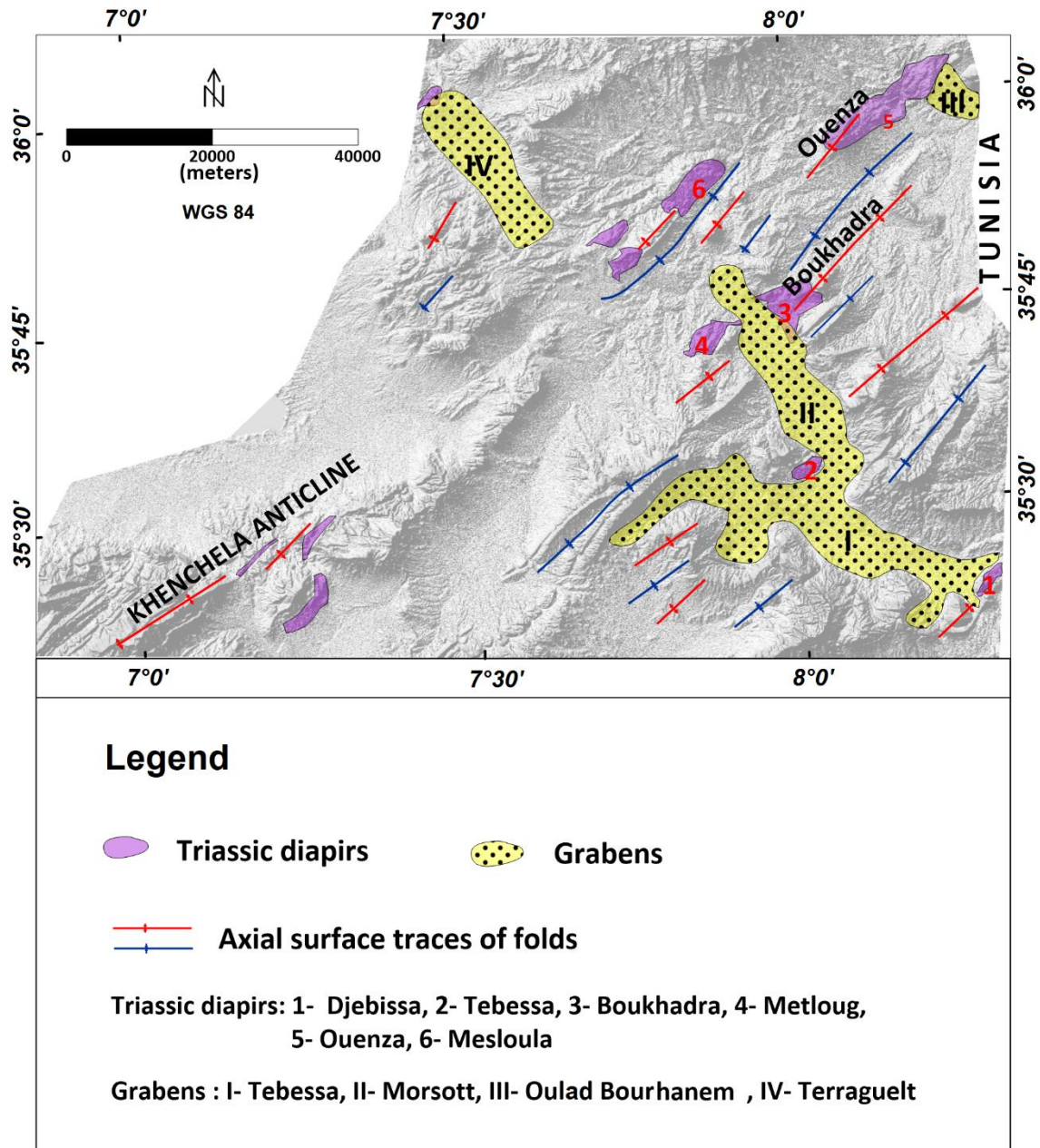


Figure 3: Carte structurale de la région nord de Tébessa drapée sur un fond numérique de modèle numérique d'élévation ombragé (SRTM DEM) (<https://earthexplorer.usgs.gov>).

2 Lithostratigraphie

Dans les régions géologiques de l'Atlas Saharien Oriental, notamment à la frontière entre l'Algérie et la Tunisie (confins algéro-tunisiens), on peut observer une gamme de formations géologiques exposées, qui s'étendent du Crétacé inférieur au Quaternaire. En outre, il convient de noter la présence de formations évaporitiques du Trias dans cette région (voir les figures 2 et 4).

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique		
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.		
	Néogène	Miocène	⑤	10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	
		Paléogène	Éocène	④	200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.
MESOZOIQUE	CRETACE	SUPERIEUR	Maest	③	250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campanien	②	500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
			Con-Sant	①	500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo	④	180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
			Cénomane	③	900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux..
			Vracon	②	500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
			Albien	①	480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
			Clans	①	100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
			Aptien	①	300-600	-Faciès clastique; marnes argileuse avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. -Faciès carbonaté; calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
			Barrémien	①	< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloula).
			Jurassique	?		
			Trias	?	< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.

Figure 4: Colonne stratigraphique de la région de Tébessa (compilée d'après Dubourdiou, 1956 ; 1959 ; David, 1956 ; Madre, 1969 ; Fleury, 1969 ; Thibieroz et Mader, 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993 ; Vila et al., 2000).

2.1 Trias

De nombreux chercheurs ont établi des coupes géologiques détaillées pour décrire les strates du Trias dans la région de l'Atlas Saharien Oriental, près de la frontière entre l'Algérie et la Tunisie. Parmi les premiers à entreprendre cette tâche figuraient Blayac et Gentil (1897), qui ont examiné la région de Souk Ahras, suivis de Blayac (1907), qui s'est concentré sur la

région d'El Aouinet, ainsi que d'Ouenza, qui a été étudiée par Dubourdiou (1956, 1959). Ensuite, la région de la Haute Medjerda a été explorée par David (1956), et plus récemment, la zone du Sud-Est Constantinois a été examinée par Vila et al. (1994).

Ces études ont révélé que les formations évaporitiques du Trias dans la région présentent une géologie complexe. Elles se caractérisent par des étendues chaotiques, bréchifiées, écrasées et intensément déformées. De plus, elles affleurent de manière anormale en raison de nombreux percements diapiriques, avec des dimensions variant de 0,2 x 0,5 km à 10 x 25 km. Certains des plus grands diapirs ont été observés à Ouenza, Boukhadra, Mesloula et Boujaber.

Généralement, ces corps triasiques se situent au cœur des structures anticlinales, comme décrit par Perthuisot et Rouvier (1992), Aoudjehane et al. (1990 ; 1992). De plus, des récifs datant de l'Aptien et de l'Albien sont présents à leurs sommets, comme mentionnés par Masse et Chikhi Aouimeur (1982). Ces formations elliptiques de dimensions variables s'étendent sur une bande d'environ 80 km, orientée selon la direction NE-SW, comme l'a observé Dubourdiou (1956), Masse et Thieuloy (1979), et Masse et Chikhi Aouimeur (1982).

La succession lithologique complète du Trias dans la région n'est pas encore entièrement connue, et son épaisseur reste un sujet de débat. Cependant, certaines études suggèrent que l'épaisseur des dépôts triasiques peut dépasser 1000 mètres dans l'Atlas Saharien, comme rapporté par Aliev et al. (1971) et Busson et Cornee (1989).

En ce qui concerne la composition lithologique, le Trias de la région se caractérise principalement par des masses argilo-gypseuses avec une matrice carbonatée, ainsi que des formations marneuses bariolées, gréseuses, et calcaro-dolomitiques. Ces couches emballent des blocs rocheux insolubles, tels que du grès micacé, des calcaires, des dolomies noires, et des cargneules. De plus, on peut occasionnellement trouver des fragments de roches magmatiques basiques (ophites) dans certaines zones, comme décrit par Dubourdiou (1956). Selon Dubourdiou (1956 ; 1959), les masses triasiques en surface sont généralement bordées par d'importants lambeaux de calcaires résultant d'une sédimentation récifale, apportés à l'Aptien.

2.2 Barrémien

Les terrains barrémiens se montre en surface d'une manière sporadique et réduite, limitée exclusivement aux portions centrales de quelques structures anticlinales notamment à Jebel Harraba et à l'anticlinal de Sidi Emmbarka situé à 2 km au SE de ce dernier, d'après Dubourdiou (1956) le Barrémien constitue les plus anciens terrains qui affleurent en position normale dans la région des monts du Mellégue, dont les limites inférieure et supérieure de cet étage subsistent mal précise dû à l'absence d'une faune caractéristique.

Les affleurements barrémiens sont caractérisés à Jebel Harraba et à Sidi Emmbarka par les formations suivantes, respectivement : des marnes assez argileuses grises non fossilifères, d'une épaisseur de 200 m environ. Des marnes argileuses à intercalations de calcaires argileux comprenant un banc très riche en huîtres et quelques Bélemnites et Ammonites surmontés par un Bédoulien marno-gréseux et calcaro-gréseux, avec une épaisseur maximum de 250 m (Dubourdiou, 1956).

2.3 Aptien

Les dépôts d'âge Aptien se rencontrent fréquemment dans le noyau des structures anticlinales ainsi qu'au voisinage immédiat des formations triasiques. Ils constituent les plus grands partis de tous les reliefs importants caractéristiques du paysage des monts du Mellègue, ainsi les affleurements aptienne couvrent les plus vastes surfaces de la région. Selon Dubourdiu (1956) l'originalité de cette série aptienne réside dans le développement des faciès récifaux avec une puissance globale qui varie de 200 m 600 m, traduite par une forte subsidence qui a affecté le bassin à cette époque. Dubourdiu (1956) a présenté la série aptienne par la synchronisation suivante :

Une formation pré-récifale, composée par des marnes argileuses et gréseuses intercalées de calcaires argilo-gréseux et souvent des grès calcaires à Gastéropode, échinoïdes et mollusques.

Une formation récifale, qui constitue des accumulations très étendues, de formes lenticulaires généralement complexes, caractérisées par une succession des bancs calcaires très riches en fossiles, notamment les rudistes, orbitolines, tests de mollusques et miliolles et d'une épaisseur qui s'étend jusqu'à 300 m. Ces calcaires par leurs niveaux de compacité et de rigidité très élevés constituent l'ossature des massifs de Mesloula, M'khriga et de Kef Rekhma (Laour, 2004).

Une formation post-récifale qui forme la couverture des calcaires récifaux, comprenant des sédiments particulièrement argileux, sous l'effet de l'érosion, la majeure partie de ces argiles est rarement visible, néanmoins où elles sont connues à Mzeïta (Mesloula) dans certains endroits, elles subsistent encore.

La série aptienne se termine par un niveau de Clansayes, dont les successions attribuées par Dubourdiu, 1956 à la zone de Clansayes affleurent dans les divers anticlinaux des monts du Mellègue. Quant à ce niveau, il est composé par des marnes grises ou jaunâtres avec des intercalations de calcaire et de grès suivi par des marnes jaunes avec contenance fossilifère et quelques ammonites indéterminables (Dubourdiu, 1956).

2.4 Albien

Les monts de Mellègue ont connu à l'époque albiennaise une sédimentation d'une intensité considérable, dont les épaisseurs des séries observées dépassent les 1000 m, cependant au nord du Jebel Hameïma on rencontre la plus forte accumulation des sédiments albiens est qui atteint les 1350 m environ (Dubourdiu, 1956). Les sondages réalisés au niveau d'Es Souabaa (SB-1) et Jebel Guelb (Ge-1) (Sami, 2004) viennent s'ajouter toutes en témoignant sur l'épaisseur importante de la série aptienne avec des valeurs de 680 m et 1050 m respectivement (Beghoul, 1974). Dubourdiu (1956 ; 1959) subdivise l'Albien en trois termes cependant :

L'Albien inférieur comporte des formations marneux-argileuses jaunâtres et des calcaires gris foncé à noir contenant du quartz détritique.

L'Albien moyen et supérieur sont difficile à subdiviser à cause du manque d'une faune caractéristique (Dubourdiu, 1956), ces formations sont constituées en outre par des marnes grises et noir accompagnées par des assises de calcaires sublithographiques noirs et gris foncé, contenant de nombreuses empreintes d'Ammonites et de Bélemnites.

La limite entre l'Albien inférieur et moyen est soulignée par une inconformité stratigraphique qui est matérialisée par un dépôt conglomératique de taille grossière à éléments triasiques insolubles (carbonates variés, quartz bipyramidé, pélites versicolores et grés) (Boulamia, 2004), cette dernière est datée anté- vraconienne (Rouvier, 1990).

Les percements triasiques qui ont affecté la couverture Albo-Aptienne ont engendré une complexité structurale (plis évasés, plis en champignon...etc.) et un redressement des couches, généralement scellées par le Vraconien (Bouzenoune, 1993 ; Othmanine, 1987).

2.5 Vraconnien

Le Vraconnien ou "Albien terminal" (Villa, 1995) marqué par une sédimentation à vrai dire argileuse, dont ses dépôts sont essentiellement composés d'une série de marnes très argileuses verdâtres ou gris noir, qui varie de 480 à 600 m d'épaisseur (Dubourdiou, 1956), caractérisant ainsi le changement de la sédimentation au niveau des monts de Mèllegue qui était représenté aux parts avant par un faciès plutôt calcaire à marno-calcaire. Le Vraconnien à sa base conglomératique montre des éléments pélagiques et des remaniements de galets triasiques caractérisant de ce fait une sédimentation transgressive (Othmanine, 1987).

2.6 Cénomanién

Il est caractérisé par une succession uniforme de couches de roches sédimentaires grises et gris verdâtre, qui présentent de nombreuses veines de calcite. À des niveaux plus élevés, la sédimentation prend une nature principalement carbonatée, avec les marnes évoluant vers des calcaires marneux contenant des éléments gréseux et des couches intercalaires de calcaires gréseux (tel que décrit par Dubourdiou en 1956). L'épaisseur totale de la formation cénomaniénne est approximativement comprise entre 750 et 1100 mètres.

2.7 Turonien

Les strates du Turonien sont situées sur les flancs des grands anticlinaux et synclinaux de la région et sont visibles bien au-delà des diapirs. La séquence de sédimentation se caractérise par une transition rapide entre des marnes et des argiles, puis des calcaires compacts qui créent des reliefs marqués. Les dépôts turoniens se composent principalement de calcaires marneux en plaquettes de couleur gris foncé à noir, avec une proportion notable de matière organique et quelques concentrations rares de pyrite et de marcassite à la base. Ces couches sont suivies par une épaisse série de marnes argileuses abondantes en ammonites, huîtres et divers lamellibranches, comme indiqué par Dubourdiou dans ses travaux de 1956 et 1959. L'épaisseur totale du Turonien varie généralement entre 150 et 300 mètres.

2.8 Coniacien-Santonien

En raison de l'absence d'une faune caractéristique, il n'y a pas de sous-division des dépôts du Coniacien-Santonien. Ces formations sont localisées au sein des anticlinaux et des synclinaux dans l'ensemble de la région d'étude. Les deux étages géologiques en question se composent de marnes argileuses de teintes grises, verdâtres et gris jaunâtre, avec des plaquettes de calcite fibreuse et des couches intercalaires de marnes à lumachelles, conformément aux

observations de Blès et Fleury en 1970. L'épaisseur de ces couches varie généralement de 200 à 500 mètres.

2.9 Campanien

Au Campanien inférieur, une couche uniforme d'environ 300 mètres d'épaisseur est associée à des marnes argileuses. Néanmoins, il convient de noter que dans les sections médianes et supérieures de cette formation, on observe principalement des calcaires blancs, avec de minces intercalations de marne et de calcaires marneux, conformément aux observations de Dubourdieu en 1956 et aux travaux de Blès et Fleury en 1970.

2.10 Maastrichtien

À la base de cette période géologique, on trouve une succession de calcaires gris entrecoupés par de minces couches de marnes grises et noires, comme le décrit Kowalski en 2002. Au fur et à mesure que l'on progresse vers la partie médiane de cette séquence, les calcaires deviennent plus denses et contiennent de nombreuses couches d'argilites et de marnes argileuses. L'épaisseur totale de la couche du Maastrichtien varie généralement entre 250 et 300 mètres.

2.11 Paléogène

Dans la zone de recherche, les dépôts de l'Éocène sont documentés par David en 1956. Les strates de l'Éocène sont visibles dans les secteurs nord et sud de la région. Ces formations se composent principalement de marnes grises contenant une quantité notable de matière organique, avec des couches alternantes de calcaires et de marnes, ainsi que des couches de calcaires bitumineux renfermant du silex et des Nummulites, comme rapporté par Dubourdieu en 1956. L'épaisseur totale de la couche de l'Éocène est estimée à environ 200 mètres.

2.12 Néogène

2.12.1 Miocène

Les dépôts du Miocène, d'origine marine transgressive, se superposent de manière discordante aux formations crétacées, les recouvrant ainsi. Ils se composent d'une variété de matériaux, notamment des conglomérats, des grès, des argiles, des marnes et des calcaires lacustres. Ces dépôts sont principalement situés dans la partie septentrionale de la région d'étude et peuvent présenter une épaisseur allant de 50 à 200 mètres, selon les observations de Dubourdieu en 1956 et les travaux de Kowalski et Hamimed en 2000.

2.12.2 Miocène-Pliocène

Il se trouve principalement au cœur de la zone d'étude. Les dépôts du Mio-pliocène se composent de conglomérats aux couleurs variées, de grès, de sables, d'argiles et de calcaires lacustres. L'épaisseur de cette séquence est estimée à environ 150 mètres.

2.13 Quaternaire

Dans cette région, on observe des formations continentales composées de matériaux clastiques qui recouvrent les flancs des massifs et comblent les vallées, conformément aux observations de Dubourdiou en 1959. Ces formations se décomposent en plusieurs couches, du bas vers le haut, comprenant :

- Une couche calcaire significative.
- Des galets et des graviers.
- Des éboulis et des brèches de pente.
- Des terrasses alluviales.

3 Cadre structural et contexte tectonique

Les ceintures de plissement-chevauchement constituant l'Atlas Saharien oriental se sont développées sur d'anciens bassins initiés lors du rifting Trias-Lias (Piqué et al., 2002 ; Frizon de Lamotte et al., 2006). Ces ceintures de plissement et de chevauchement résultent de l'inversion cénozoïque liée à la convergence des plaques Afrique-Eurasie (Frizon de Lamotte et al., 2006).

La région de Tébessa a été affectée par plusieurs événements tectoniques depuis le Mésozoïque. L'événement d'extension de l'Aptien orienté NE-SW est caractérisé par l'apparition des failles normales affectant le socle et sa couverture sus-jacente. Ce système de failles contribue à la remontée des évaporites triasiques, contrôle la formation des grabens et la géométrie des plis atlasiques (Chihi, 1984, Chihi et al., 1984). Au Vraconien, la couverture Aptien-Albien est percée par le matériel triasique, provoquant le redressement des couches et induisant des plis complexes, bien mis en évidence dans plusieurs massifs tels qu'Ouenza, Mzouzia et Boukhadra (Othmanine, 1987). L'événement compressif du Cénomanién a formé des failles décrochantes reflétant un raccourcissement NE-SW (Othmanine, 1987). La phase d'extension orientée NE-SW du Turonien inférieur à Moyen est le dernier événement tectonique de l'ère mésozoïque, produisant des plis orientés NW-SE et des failles normales NE-SW, ENE-WSW (Kazi Tani, 1986).

Au cours de l'ère cénozoïque, les régimes d'extension et de compression alternent tout au long du cycle tectonique. La phase Atlasique Eocène est caractérisée par une contrainte de compression orientée N120E à N150E, liée à la fermeture de la Téthys occidentale. Cette phase de compression NW-SE génère des plis majeurs orientés NE-SW à ENE-WSW et des failles (E-W, NW-SE et WNW-ESE) inclinées ou parallèles aux structures anticlinales (Bureau, 1986 ; KaziTani, 1986 ; Guiraud, 1990) ainsi que quelques failles inverses orientées NE-SW à ENE-WSW (Boudjemaa, 1987). Au cours de la période tectonique du Néogène, la phase d'extension Oligocène-Miocène orientée NE-SW est considérée comme la phase tectonique responsable de la formation de certains grabens (p. ex. Les grabens d'EL Ma Labiod et d'Ouled Soukiès au sud et au nord de Tébessa respectivement) (Kazi Tani, 1986 ; Kowalski et al., 1997). Cette phase d'extension a également contribué à la remontée des évaporites triasiques à J. Ouenza, J. Boukhadra et entre J. Belekfif et Hameimat (Kowalski et al., 2002). La phase compressive du Miocène inférieur est caractérisée par des failles normales et décrochantes orientées NNW-SSE

qui ont contribué à l'effondrement des bassins (Kazi Tani, 1986). Pendant toute l'époque du Miocène, la zone d'étude a subi une phase de soulèvement causée par des contraintes de compression dans la marge nord de l'Afrique du Nord. La phase compressive du Pliocène supérieur caractérisée par un raccourcissement orienté N-S a provoqué des plis orientés E-W et des failles orientées ENE-WSW (Aissaoui, 1984 ; Kazi Tani, 1986 ; Guiraud, 1990). Pendant l'événement d'extension quaternaire, les failles bordant les grabens ont provoqué un redressement des couches pliocènes-villafranchien (Blés et al., 1969). La phase de compression la plus récente de direction NNW-SSE a réactivé les accidents tectoniques majeurs sous forme de failles décrochantes dextres (Chihi et al., 1984).

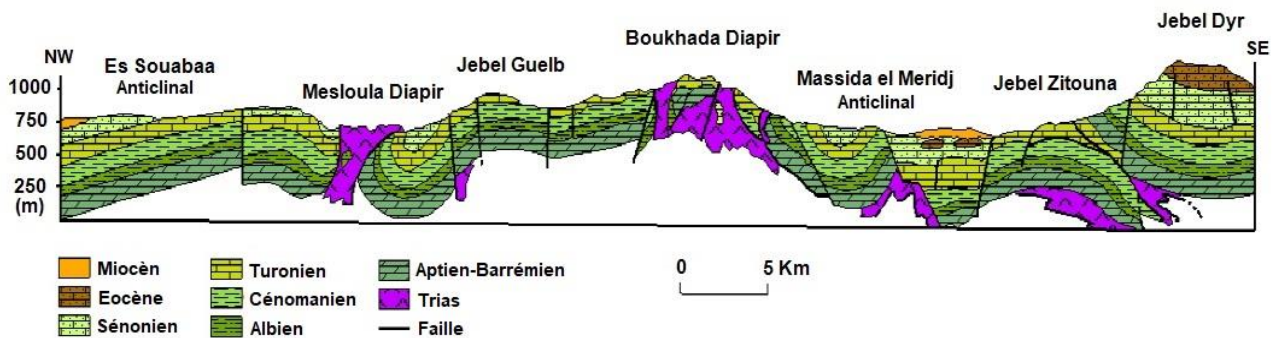


Figure 5: Coupe géologique le long du profil A-A' représentée sur la figure 2.

La coupe géologique le long du profil A-A' de direction NW-SE (Fig. 5) s'étend du synclinal J. Dyr à l'anticlinal d'Es Souabaa et traverse environ 50 km de longueur à travers le centre de la zone d'étude. Plusieurs caractéristiques structurales qui caractérisent la région de Tébessa sont mises en évidence dans la coupe géologique AA'.

4 Aperçu Métallogénique

Dans la province métallogénique des confins algéro-tunisiens (Nord-est de l'Atlas Saharien), un grand nombre de gisements et indices minéraux montrent des relations étroites avec les diapirs triasiques. Ces dépôts minéraux, situés dans/ou à proximité des structures diapiriques, représentent essentiellement des concentrations minérales de Fe, Pb, Zn, Cu, F, Ba, Sr et Hg. Les principaux minéraux représentant ces minéralisations sont : l'hématite, la galène, la sphalérite, le cuivre gris, la sidérite, la pyrite, la chalcoppyrite, la barytine, la fluorine et le cinabre. Ces minéralisations se distinguent par des concentrations variables de constituants chimiques. De plus, ces minéralisations sont caractérisées par une zonalité spatio-temporelle, à la fois locale (c'est-à-dire, au sein d'un même massif) et régionale (c'est-à-dire, à l'échelle provinciale) (Bouzenoune, 1993). D'après, Dubourdiou (1956), Othmanine (1987) et Aoudjehane (1991), les minéralisations plombo-zincifère et ferrifère de la région sont représentées par plusieurs types morphologiques : la minéralisation stratifiée se forme à la suite d'une substitution dans les calcaires récifaux de l'Aptien et/ou les grès et marnes de l'Albien et est située immédiatement au contact des diapirs triasiques (p. ex. Mesloula, Ouenza et Boukhadra). De tels corps minéraux de petite taille sont également observés dans certains indices (p. ex. J. Ladjbel et J. Mezouzia...etc.). La minéralisation est essentiellement composée de galène, de sphalérite et d'hématite, exprimées sous forme de textures de disséminations, de

bandes et de veinules, au sein des couches calcaires organogéniques, organodétritiques et biométriques de l'Aptien, de l'Albien et d'autres formations.

Les gisements filoniens constituent le remplissage des fractures et des zones bréchiques, le remplissage est représenté par de la calcite, du quartz et de la barytine dans lesquels sont associés des vugs, des disséminations et des veinules de sulfures (p. ex. galène, sphalérite et cuivre gris) et de l'hématite, ce type de minéralisation est observé à Boudjaber, Mesloul, El Ousta, El Fedj...etc.

La minéralisation de filons de sulfures massifs Pb, Zn, Cu (Ag-Au) est généralement associée à de l'hématite, de la barytine et de la calcite dans les zones tectoniques, au contact des évaporateurs triasiques avec des couches de grès et de marnes carbonatées d'âge différent. Ce type de morphologie est observé dans les gisements minéraux d'El Khanga, d'Oued Mougras, de J. Frina et d'Oued Ghoul.

La minéralisation stratiforme syndiagénétique se rencontre dans le Miocène continental et marin de Hamam N'Bails. C'est une bande de calcaires lacustres, d'argiles rouges et noires au voisinage du diapir triasique. Cette série contient des concentrations minérales d'antimoine, de zinc et de mercure.

Selon divers auteurs, l'âge de la minéralisation polymétallique dans la zone d'étude varie du Crétacé supérieur au Miocène-Pliocène, avec trois grandes époques métallogéniques : Crétacé supérieur-Paléocène, Lutétien et Burdigalien. Néanmoins, les niveaux stratigraphiques porteurs de la minéralisation dans la zone d'étude sont : Aptien-Albien, Cénomaniens-Turonien, Campanien-Maastrichtien, Eocène supérieur, Miocène inférieur et moyen.

Les fluides minéralisant impliqués dans la formation des dépôts minéraux intra et péri-diapiriques sont considérés comme des saumures relativement chaudes (Bouzenoune, 1993). Ces saumures sont générées par les réactions diagenétiques qu'ont subies les évaporites triasiques et les séries sédimentaires des sillons intra-diapiriques. Ces fluides expulsés de leurs réservoirs, sous l'action de compaction des contraintes tectoniques, auraient migré vers les zones superficielles (pièges) en empruntant les différentes discontinuités tectoniques. Parmi ces dernières, on trouve les failles orientées NE-SW bordant les diapirs et les failles orientées NW-SE bordant les grabens (Rouvier et al., 1985 ; Pohl et al., 1986 ; Smati, 1986 ; Hatira, 1988 ; Rouvier, 1990 ; Bouzenoune, 1993).

5 Propriétés physiques des roches et des minerais

La connaissance des principales propriétés physiques des roches et des minerais de notre région est nécessaire tant pour le choix rationnel des méthodes géophysiques que pour les interprétations qualitatives et quantitatives des résultats obtenus.

Nous avons essayé de regrouper dans cette partie le maximum des données provenant de diverses études effectuées dans la région et les régions avoisinantes dans le but d'en tirer une échelle de grandeur qui pourraient nous servir à une meilleure analyse de nos résultats gravimétriques, magnétiques et électriques. Le lecteur trouvera dans ce qui suit et d'une manière globale les données relatives à la densité, à la susceptibilité magnétique et à la résistivité électrique des roches et des minerais.

5.1 Densité des roches

La détermination de la densité des roches par mesure directe a été réalisée par Zerdazi (1990). La majeure partie des roches présentes sur terrain est constituée de marne, grès, calcaire et calcaire dolomitique. 850 échantillons appartenant aux unités autochtones et allochtones furent prélevés et groupés en fonction de leur âge et leur composition pétrographique. Les tableaux en dessous résument tous les résultats obtenus.

Période	Etage	Nombre d'échantillons	Densité en g/cm ³		
			Val Min	Val Moy	Val Max
Paléogène	Oligocène-Chattien	3	2,70	2,71	2,73
C R E T A C E	-Aptien	15	2,72	2,79	2,84
	Crétacé Inf -Barrémien	13	2,63	2,74	2,83
	-Hautérvien	2	2,71	2,72	2,72
J U R A S S I Q U E	Malm- Kimméridgien	11	2,62	2,71	2,75
	Dogger-Bajocien	13	2,63	2,81	2,81
	Lias-Toarcien	2	2,77	2,79	2,80

Tableau 1: Densité des dolomies (d'après les échantillons prélevés en surface) (Zerdazi. 1990).

Période	Etage	Nombre d'échantillons	Densité en g/cm ³		
			Val Min	Val Moy	Val Max
M I O C E N E	Miocène Sup-Turonien	2	2,63	2,64	2,68
	Miocène Moy-Helvétien	2	2,68	2,68	2,68
P À L E O G E N E	Oligocène-Chattien	5	2,64	2,66	2,69
	Eocène-Yprésien	3	2,66	2,67	2,67
C R E T A C E	Crétacé moy-Turonien	3	2,67	2,68	2,68
	Crétacé inf -Hautérvien	3	2,64	2,69	2,69
	-Valanginien	2	2,61	2,61	2,61
J U R A S S I Q U E	Malm – Kimméridgien	12	2,62	2,66	2,69
	Lias - Toarcien	3	2,69	2,70	2,70

Tableau 2: Densité des calcaires dolomitiques (d'après les échantillons prélevés en surface) (Zerdazi, 1990).

Période	Etage	Nombre d'échantillons	Densité en g/cm ³		
			Val Min	Val Moy	Val Max
M I O C È N E	Miocène Sup-Tortonien	5	2,64	2,67	2,71
	-Helvétien	5	2,66	2,68	2,70
	Miocène Moy -Burdigalien	5	2,64	2,67	2,71
	Miocène Inf - Aquitanien	5	2,65	2,66	2,68
P À L L E O G È N E	Oligocène – Chattien	6	2,64	2,69	2,74
	Eocène - Yprésien	15	2,56	2,63	2,68
C R É T A C È	Crétacé Sup - Maestrichtien	18	2,61	2,64	2,78
	- Turonien	58	2,59	2,66	2,70
	Crétacé Moy -	75	2,60	2,66	2,67
	Cénomanién	21	2,62	2,66	2,69
	-Albien	118	2,59	2,67	2,77
	Crétacé Inf - Aptien -Barrémien	68	2,60	2,67	2,79
Jurassique	Malm – Kimméridgien	58	2,57	2,72	2,78
	Lias - Toarcien	3	2,60	2,64	2,64

Tableau 3: Densité des calcaires (d'après les échantillons prélevés en surface) (Zerdazi, 1990).

Période	Etage	Lieu de prélèvement	Nombre d'échantillons	Densité en g/cm ³		
				Val Min	Val Moy	Val Max
C R E T A C E	À P T I A N	Jebel Ladjbel	4	2,37	2,46	2,52
		Aouinet-Ouenza	10	2,41	2,55	2,65

Tableau 4: Densité des calcaires Aptien dans la région de Jebel Ladjbel et Aouinet- Ouenza (Zerdazi, 1990).

Période	Etage	Nombre d'échantillons	Densité en g/cm ³		
			Val Min	Val Moy	Val Max
Miocène	Miocène Sup-Tortonien	24	2,36	2,48	2,60
Paléogène	Oligocène-Chattien	2	2,35	2,43	2,51
Crétacé	Crétacé Inf-Albien	5	2,57	2,58	2,60

Tableau 5: Densité des grés (d'après les échantillons prélevés en surface).

Période	Etage	Nombre d'échantillons	Densité en g/cm ³		
			Val Min	Val Moy	Val Max
Crétacé	Crétacé Inf-Aptien	6	2,55	2,57	2,61

Tableau 6: Densité des grés (d'après les échantillons prélevés en surface).

Période	Etage	Nombre d'échantillons	Densité en g/cm ³		
			Val Min	Val Moy	Val Max
Trias		6	2,15	2,20	2,30

Tableau 7: Densité des gypses (d'après des échantillons prélevés en surface).

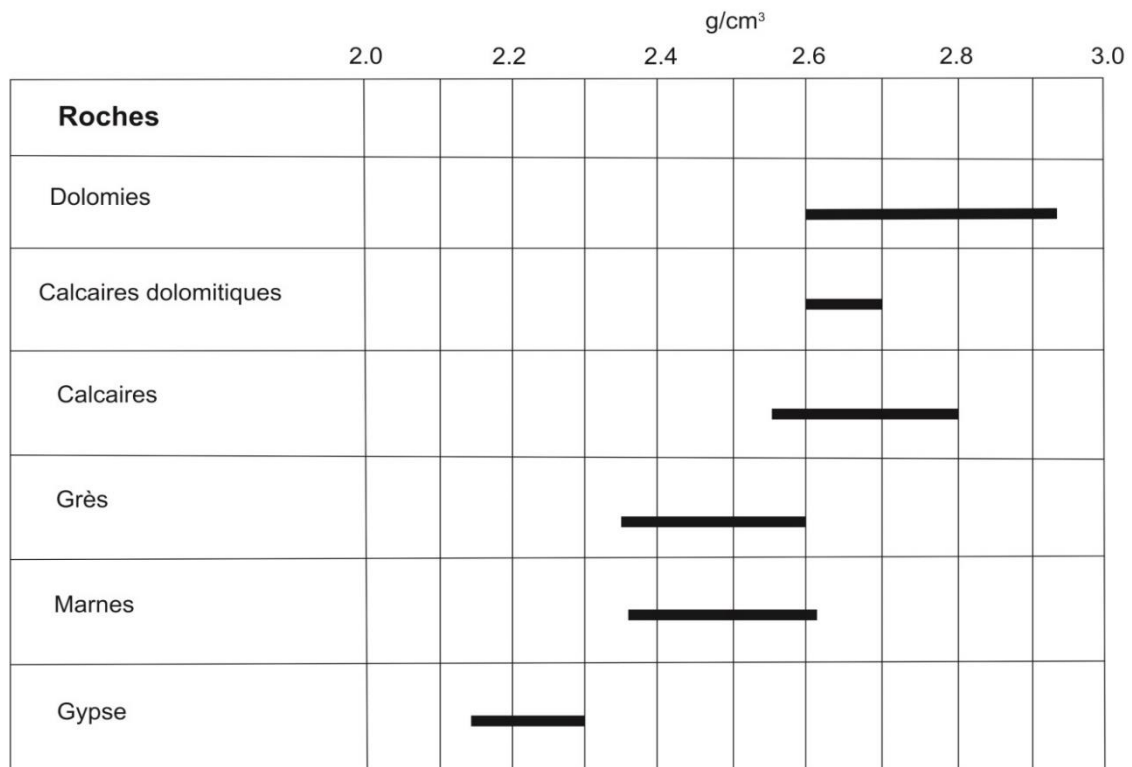


Figure 6: Les différents intervalles de densité des roches de la région d'étude (Zerdazi, 1990).

À partir des résultats de mesure de densité (Tabx. 1-7 et fig. 6) il s'avère que les roches dolomitiques sont les plus denses dans la région d'étude avec une moyenne de 2,77 g/cm³. La densité des calcaires est de 2,67g/cm³ et il est un peu délicat de différencier entre les calcaires et les calcaires dolomitiques, vu le contraste de densité qui est très faible. Les gypses sont les moins denses avec une moyenne de 2,3 g/cm³, ce qui permet de les distinguer facilement des autres lithologies (Zerdazi, 1990).

D'autres mesures de densité ont été effectuées par Aliev (1971) sur des échantillons récupérés à partir du forage BDS-1 (Tab. 8).

Âge	Densité g/cm ³	
	Valeur Minimal	Valeur Maximal
Cénozoïque	2	2,1
Crétacé	2,3	2,4
Jurassique	2,5	2,6
Paléozoïque	2,6	2,7
Socle	2,8	2,9

Tableau 8: Densités des formations traversées par le forage BDS-1 (Aliiev, 1971).

Selon Aliiev (1971), les valeurs obtenues (Tab. 8) soulignent bien le contacte Mio-Pliocène–Crétacé. Le contacte Jurassique–Crétacé n'est pas bien marqué, tandis que le contacte Socle–paléozoïque ne l'est pratiquement pas par les mesures gravimétriques de la variation de densité (Zerdazi, 1990).

Roches et Minerais	Nombre d'échantillons	Densité (g/cm ³)		
		Val Min	Val Moy	Val Max
Roches sédimentaires				
Argiles	32	2,42	2,5	2,78
Aleurolites, Argilites	59	2,3	2,46	2,66
Calcaires	182	2,6	2,65	2,8
Grés	45	2,37	2,47	2,55
Minerais				
a) Minerais de fer				
Magnétite, hématite	198	2,8	3,2	3,9
Goethite	120	2,6	2,73	2,93
Hématite, goethite	150	2,66	2,89	3,3
b) Minerais polymétalliques				
Sphalérite, galène avec barytine	54	3,84	3,92	4,13
Galène, chalcopirite avec barytine	13	2,7	2,74	2,97
Galène	11	5	5,2	5,31
Barytine	15	3,5	4	4,25

Tableau 9: Densités des roches encaissantes et Minerais (Zerdazi, 1990).

Il est bien évident que la densité des minerais est généralement bien supérieure de celle des roches encaissantes (Tab. 9). D'après Trochkin (1974), le contraste de densité des minerais de fer par rapport aux roches encaissantes est de 0,12 à 0,6 g/cm³. La densité des minerais

polymétalliques varie de 3,5 à 8 g/cm³, dépend du degré de saturation en minerais, de la densité des minéraux constitutifs et de leur porosité (Zerdazi, 1990).

5.2 Susceptibilité Magnétique

Roches et Minerais	Nombre d'échantillons	Susceptibilité Magnétique (X)		
		Intervalles	Valeur Probable	Valeur Moyenne
1. Roches sédimentaires				
Argiles, matériaux argileux	323	200-2000	800-1000	900
Aleurolites et argilites	234	2-35	13-19	17
Grès	115	0-7	1-4	3
Calcaires dolomitiques	100	1-10	2-4	3
Calcaires	237	1-20	2-6	5
Calcaires marneux	91	4-180	5-50	50
2. Minerais				
Magnétite	760	1000-100000	(4-20).1000	10000
Magnétite-Hématite	192	1000-10000	(1-38).1000	30000
Hématite-Limonite	40	120-600	250-400	325
Limonite	82	30-65	45-57	50
Pyrite- Chalcopyrite- Magnétite	26	(5-15).10000	(1-10).1000	5000

Tableau 10: Susceptibilité magnétique des roches et des minerais (en unités 10⁻⁶ u.cgs) (Zerdazi, 1990).

5.3 Résistivité (ρ)

Les roches carbonatées, sans se soucier de leur âge, présentent des plages de résistivités les plus élevées :

Les dolomies $\rho_a = 200 - 2000 \text{ ohm.m}$

Les calcaires $\rho_a = 70 - 2000 \text{ ohm.m}$

Les schistes calcaires $\rho_a = 300 - 700 \text{ ohm.m}$

Puis, dans un ordre décroissant, viennent :

Les grés $\rho_a = 30 - 500 \text{ ohm.m}$

Les shistes argileux $\rho_a = 30 - 150 \text{ ohm.m}$

Les aleurolites $\rho_a = 6 - 60 \text{ ohm.m}$

Les marnes $\rho_a = 6 - 40 \text{ ohm.m}$

Les argiles $\rho_a = 6 - 30 \text{ ohm.m}$

Nous constatons également que les plages de résistivités des mêmes types de roches varient d'une manière sensible. Cela s'explique par :

- La variation du degré de saturation en eau et en minerais dans une même formation.
- La variation du degré de fissuration.
- La présence de matériaux argileux.

Les résistivités des zones et des filons minéralisés (polymétalliques) varient de 25 à 80 ohm.m et de 100 à 250 ohm.m. La variation de concentration des minéraux électro-conducteurs se trouvant des zones minéralisées n'a aucun effet sur les valeurs des résistivités de ces formations (Zerdazi, 1990). Trochkin (1974) explique cela de la manière suivante :

- D'une part, les minéraux conducteurs n'occupent en effet qu'une petite portion du volume global de la masse, soit 1 à 6%.
- D'autre part, la minéralisation présente un caractère disséminé.

Chapitre 3

DONNEES ET METHODES

Chapitre 3 : Données et Méthodes

1 Généralités

1.1 Concept de la méthode gravimétrique

La méthode gravimétrique est une technique géophysique utilisée pour mesurer les variations du champ gravitationnel terrestre causées par les différences de densité des formations géologiques de subsurface. Ces variations, ou anomalies gravimétriques, fournissent des informations précieuses sur la structure et la composition de subsurface.

1.1.1 Anomalies gravimétriques

Les anomalies gravimétriques sont des déviations du champ gravitationnel mesuré par rapport à un champ de référence, souvent l'ellipsoïde de référence. Elles peuvent être positives ou négatives en fonction de la densité des structures de subsurface par rapport à leur environnement.

- **Anomalie gravimétrique positive** : Une anomalie positive se produit lorsque la densité des structures de subsurface est supérieure à celle des roches environnantes. Cela peut indiquer la présence de corps rocheux plus denses, tels que des intrusions magmatiques ou des gisements métallifères.
- **Anomalie gravimétrique négative** : Une anomalie négative se produit lorsque la densité des structures de subsurface est inférieure à celle des roches environnantes. Cela peut indiquer la présence de structures moins denses, telles que des bassins sédimentaires ou des cavités.

1.1.2 La loi gravitationnelle

La base théorique de la gravimétrie repose sur la loi de la gravitation universelle de Newton, qui s'exprime par :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

Où F est la force gravitationnelle entre deux masses (m_1) et (m_2), G est la constante gravitationnelle ($6.67430 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$), et r est la distance entre les centres des deux masses.

En gravimétrie, nous mesurons l'accélération due à la gravité (g) à la surface de la Terre, qui peut être affectée par les variations de densité de subsurface.

1.1.3 Corrections appliquées aux données gravimétriques et anomalie de Bouguer

Pour obtenir des données gravimétriques précises et significatives, plusieurs corrections doivent être appliquées :

- **Correction de la latitude** : La gravité varie en fonction de la latitude en raison de la forme ellipsoïdale de la Terre et de sa rotation. La correction de la latitude ajuste les mesures en fonction de la position géographique selon la formule de l'ellipsoïde de référence.

- **Correction de marées** : Les effets gravitationnels de la lune et du soleil induisent des variations dans le champ gravitationnel terrestre qui doivent être corrigées pour des mesures précises.
- **Correction de l'altitude (Correction de l'air libre)** : Cette correction tient compte de l'effet sur la pesanteur de l'éloignement entre les deux surfaces (géoïde et surface de mesure) indépendamment de la présence de matériau entre ces deux surfaces. La correction de l'air libre est calculée par :

$$\Delta g = -0,3086 \times h$$

Où h est l'altitude en mètres.

L'anomalie à l'air libre (A_{al}) est la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée (comptée positivement vers le haut) et la valeur théorique modifiée en tenant compte de la correction à l'air libre soit :

$$A_{al} = g_m - g_o' = g_m - (g_o - 0,3086h) = g_m - g_o + 0,3086h$$

Où g_m est la valeur mesurée et g_o est la valeur théorique.

En mer :

$$A_{al} = g_m - g_o$$

- **Correction de plateau** : l'effet gravitationnel d'un plateau infini de masse volumique ρ et de hauteur h est simplement :

$$\Delta g = 2 \times \pi \times \rho \times G \times h$$

$$\Delta g = 0,0419 \times \rho \times h$$

- **Anomalie de Bouguer simple (A_{bs})** : est la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique modifiée pour tenir compte de la correction à l'air libre et de la correction de plateau.

$$A_{bs} = g_m - g_o' = g_m - (g_o - 0,3086h + 0,0419\rho h)$$

$$A_{bs} = g_m - g_o + 0,3086h - 0,0419\rho h = A_{al} - 0,0419\rho h$$

- **Correction de terrain** : Elle prend en compte les variations locales du terrain autour du point de mesure qui peuvent influencer les mesures gravimétriques. Cette correction est particulièrement importante dans les régions montagneuses.
- **Anomalie de Bouguer complète (A_{bc})** : est la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique modifiée pour tenir compte de la correction à l'air libre et de la correction de plateau et des corrections de terrain (T_c).

$$A_{bc} = g_m - (g_o - 0,3086h + 0,0419\rho h - \rho T_c)$$

$$A_{bc} = g_m - g_o + 0,3086h - 0,0419\rho h + \rho T_c = A_{bs} + \rho T_c$$

- **Cas de mesure réalisées en mer** : la valeur théorique a été calculée en faisant l'hypothèse d'une terre solide. Si on appelle ρ_e et ρ_r les densités de l'eau de mer et de roche respectivement, on écrit (avec Z positif vers le bas) :

$$\text{Abs} = g_m - (g_0 - 0,0419 (\rho_r - \rho_e) z)$$

$$\text{Abs} = g_m - g_0 + 0,0419 (\rho_r - \rho_e) z$$

1.2 La méthode magnétique

La méthode magnétique est une technique géophysique largement utilisée pour explorer les propriétés de subsurface terrestre. Elle repose sur la mesure des variations du champ magnétique terrestre causées par les anomalies magnétiques des formations géologiques. Ces anomalies sont dues aux différences dans le contenu en minéraux magnétisés des roches.

1.2.1 Principe de la méthode magnétique

Le champ magnétique terrestre est une combinaison du champ magnétique principal, généré par le noyau terrestre, et des champs secondaires causés par des anomalies locales dues aux formations géologiques. Les minéraux ferromagnétiques, tels que la magnétite et l'hématite, sont les principaux contributeurs aux anomalies magnétiques. En mesurant les variations locales du champ magnétique terrestre, il est possible de déduire la présence de structures géologiques spécifiques.

1.2.2 Acquisition des données magnétiques

Les mesures magnétiques peuvent être réalisées à partir de plusieurs plateformes :

- **Mesures terrestres :** Des magnétomètres portatifs sont utilisés pour effectuer des relevés au sol. Ces mesures sont précises mais peuvent être limitées par l'accessibilité du terrain.
- **Mesures Aériennes :** Les magnétomètres montés sur des avions ou des hélicoptères permettent de couvrir de vastes zones rapidement et efficacement. Ces relevés sont couramment utilisés pour les explorations à grande échelle.
- **Mesures Maritimes :** Des magnétomètres tractés derrière des navires sont utilisés pour les relevés maritimes, notamment pour l'exploration des fonds océaniques.

2 Données géophysiques

2.1 Données gravimétriques

Les données gravimétriques utilisées dans ce travail font partie du levé gravimétrique terrestre réalisé de 1986 jusqu'à 1989 au cours des travaux de thèse de Zerdazi, à l'Université de Lausanne (Suisse) avec l'assistance logistique et technique de l'Entreprise Nationale de Recherche Minière (EREM) ex-SONAREM. Quatre gravimètres de marque SODIN et un gravimètre de marque Lacoste Romberg ont été mobilisés pour l'établissement du réseau de bases et l'acquisition des données gravimétriques. Les quatre gravimètres (SODIN) ont été étalonnés sur les stations de Mefteh, Larbaa, Ain Taya et l'EREM. Tous les gravimètres ont donné des coefficients très proches de celui du constructeur (Boubaya, 2013).

Les mesures gravimétriques ont été réalisées en des points cotés ou photogramétriques et sur des points de triangulation indiqués sur ces cartes topographiques. Les coordonnées rectangulaires Lambert de ces points ont été établies avec une précision de 25 mètres, à partir des cartes topographiques au 1/ 50 000. Le levé gravimétrique couvre tout l'Atlas Saharien

oriental et les données gravimétriques ont été recueillies selon un espacement moyen de 2 km. Le réseau de base gravimétrique comprend 2 à 3 stations par carte au 1/ 50 000 et a été relié à la station gravimétrique de base de Bouzareah (36° 47' 52" N, 3° 01' 56" E) (CRAAG-Alger). Toutes les données gravimétriques brutes ont été soumises aux processus de réduction normaux, à la dérive instrumentale, à la latitude, à l'air libre, aux corrections de terrain et de Bouguer. Une densité moyenne de 2,67 g/cm³ a été utilisée pour les corrections de Bouguer et le niveau de mer utilisé comme datum, les effets de terrain ont été supprimés selon la méthode décrite par Klingele (1972) et Olivier (1971 ; 1974) avec la même valeur de densité (2.67 g/cm³) (Zerdazi, 1990), cette technique de correction a été utilisée sur le plateau suisse. La méthode consiste à modéliser le relief selon quatre modèles altimétriques correspondants à quatre zones A, B, C et D. L'erreur sur l'anomalie de Bouguer est de l'ordre de 1.1 mGal (Zerdazi, 1990). La valeur gravimétrique théorique a été calculée à l'aide de la formule gravimétrique internationale 1930 et référencée au réseau IGSN-71 de l'Algérie. Selon Zerdazi (1990), le but de l'utilisation de la valeur gravimétrique théorique obtenu de la formule de 1930 est de comparer le levé gravimétrique actuel avec des levés gravimétriques antérieurs, notamment ceux réalisés par Lagrula (1951).

2.2 Données aéromagnétiques

Les données magnétiques utilisées ont été obtenues à partir du levé magnétique-spectrométrique aéroporté, qui couvre l'ensemble du territoire algérien réalisé entre 1969 et 1974 par la Division Aero Service, Western Geophysical Company of America pour la Société Nationale de Recherche et d'Exploitation des ressources minières d'Algérie (SONAREM). Le levé a été effectué sur la zone d'étude avec un ensemble de lignes de vol parallèles orientées dans la direction NW-SE (c'est-à-dire perpendiculaire à la direction régionale des structures géologiques) en utilisant un espacement des lignes de 2 km. Les lignes de liaison étaient orientées dans la direction NE-SW avec un espacement de 10 km. L'altitude de vol nominale était de 150 m au-dessus de la surface du sol et l'intervalle d'échantillonnage était de 46 m (150 pieds). Des magnétomètres de haute sensibilité (0.02 nT) à pompage optique ont été employés dans l'acquisition des données et des magnétomètres à vapeur de césium pompés optiquement ont été utilisés pour enregistrer les variations diurnes sur les stations terrestres de base (Boubaya, 2013).

Les mesures aéromagnétiques obtenues ont été compilées et présentées sous forme de cartes de contour à l'échelle de 1/ 100 000 et 1/ 200 000 accompagnées de plans de vol à l'échelle de 1/ 100 000 (Aero-service, 1972). Pour rendre le levé magnétique aéroporté interprétable avec un sens géologique, plusieurs corrections ont été apportées aux données brutes pour éliminer le bruit et les interférences (Minty, 1997). Les données aéromagnétiques ont d'abord été numérisées (digitalisées), après suppression des variations diurnes et soustraction des valeurs de champ normales obtenues à partir du champ géomagnétique international de référence (IGRF-65). Par la suite, les données aéromagnétiques ont été interpolées avec un pas de grille égale à 0.5 km.

3 Données de télédétection

En raison de la grande surface de la zone d'étude, de sa complexité structurale et de l'origine hydrothermale de la minéralisation, nous avons préféré d'utiliser deux types d'images de télédétection à haute résolution spatiale, mais avec des résolutions spectrales différentes. Pour évaluer le potentiel de minéralisation polymétallique et discriminer les différentes unités géologiques dans la région, Landsat8 Operational Land Imager and Thermal Infrared Sensor (L8_OLI/TIRS) et le Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Level1 Precision Terrain Corrected Registered At-Sensor Radiance (AST_1T) ont été utilisés (Fig. 7). Pour couvrir la zone d'étude, deux scènes de L8_OLI/TIRS et 10 scènes de AST_1T ont été téléchargées depuis le portail de données USGS Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

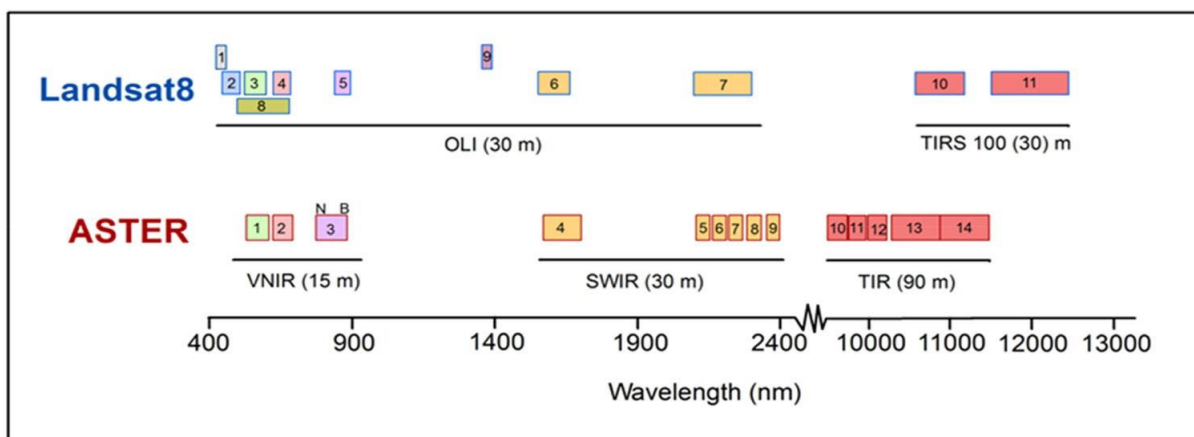


Figure 7: Les bandes des scènes Landsat 8 (L8 OLI/TIRS) et ASTER (AST_1T), leurs longueurs d'onde électromagnétiques relatives et la résolution spatiale pour chaque capteur.

Toutes les bandes infrarouges à ondes courtes (sigle anglais : SWIR ou Shortwave Infrared) L8_OLI et AST_1T ont une résolution de 30 m, à l'exception de la bande panchromatique (b8) et les bandes proche infrarouge visible (sigle anglais : VNIR ou Visible-Near Infrared) qui ont respectivement une résolution de 15 m. Les scènes L8_OLI ont été acquises en août 2020 aux canaux 192, 193 et brut 35 pour identifier les unités lithologiques majeures, tandis que les scènes AST_1T ont été obtenues à différentes années de 2002 à 2006 pour définir la minéralisation des zones hydrothermales.

Toutes les scènes utilisées ont été prétraitées et améliorées individuellement avant de les analyser et de les interpréter en utilisant le logiciel ENVI5.3. Dans un premier temps, les images L8_OLI et AST_1T ont été calibrées radiométriquement et corrigées atmosphériquement ; le modèle atmosphérique Mid-Latitude Summer (MLS) et l'option 2-Bande (K-T) pour la méthode de récupération des aérosols, en particulier pour les scènes L8_OLI, ont été appliqués.

De plus, les bandes corrigées à faible résolution spatiale (30 m) ont été rééchantillonnées à l'aide de la technique d'accentuation de Gram-Schmidt (GS), améliorées et géoréférencées à la projection Lambert_Conformal_Conic en utilisant le datum Nord_Sahara_1959, ainsi que leurs bandes VNIR-SWIR ont été mosaïquées individuellement, empilées et clipsées à la zone d'intérêt.

4 Méthodologie de l'interprétation des données géophysiques et de télédétection

4.1 Données géophysiques

4.1.1 La réduction au pôle

L'interprétation des anomalies magnétiques est un processus compliqué en raison de leur bipolarité. La réduction au pôle (sigle anglais : Reduction to the Pole ou RTP) est la technique appropriée qui a été introduite pour la première fois par Baranov (1957) pour éliminer la nature bipolaire des anomalies magnétiques en convertissant la forme asymétrique en une forme symétrique plus représentative du corps causal. L'application du RTP transforme la carte d'intensité magnétique totale (sigle anglais : Total Magnetic Intensity ou TMI) d'entrée en une nouvelle carte correspondant à ce qui serait obtenu si le champ magnétique régional était vertical (Baranov et Naudy, 1964 ; Silva, 1996).

Cependant, la réduction au pôle d'une zone de latitude aussi basse nécessite une attention particulière pour réduire l'explosion des caractéristiques nord-sud. Connue sous le nom de correction d'amplitude, cet inconvénient peut être éliminé en spécifiant une latitude plus élevée pour la seule correction d'amplitude, au détriment d'une sous-corrrection des amplitudes des caractéristiques nord-sud.

Le champ magnétique d'intensité totale (TMI) résiduel a été réduit au pôle (RTP) afin de déplacer les anomalies magnétiques observées vers le top de leurs corps sources, en supposant une aimantation induite parallèle au champ actuel (inclinaison de 50° et déclinaison de 3°).

4.1.2 Le prolongement vers le haut

Il s'agit d'une technique mathématique qui projette les données prises à une altitude vers une altitude plus élevée. L'effet est que les caractéristiques de courte longueur d'onde sont lissées, car on s'éloigne de l'anomalie. Le prolongement vers le haut (sigle anglais : Upward Continuation ou UC) est un moyen d'améliorer les caractéristiques à grande échelle (généralement profondes) de la zone d'étude. Il atténue les anomalies par rapport à la longueur d'onde ; plus la longueur d'onde est courte, plus l'atténuation est importante. De plus, le prolongement vers le haut tend à accentuer les anomalies causées par les sources profondes au détriment des anomalies causées par les sources peu profondes (Mekonnen, 2004).

Le champ ΔF prolonger vers le haut (l'anomalie magnétique totale du champ) à un niveau supérieur ($z = -h$) est donné par :

$$\Delta F(x, y, -h) = \frac{h}{2\pi} \iint \frac{\Delta F(x, y, 0) dx dy}{((x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}$$

Ainsi, le problème du calcul du champ à un niveau supérieur à partir de la connaissance du champ à un niveau inférieur est un simple problème d'intégration numérique des données de surface. En pratique, les calculs sont effectués en remplaçant l'intégrale de surface par une somme pondérée des valeurs prises sur une grille régulière. La formule empirique (Henderson, 1960) donne le champ à une élévation h , au-dessus du plan du champ observé ($Z = 0$) en termes de valeur moyenne $\Delta F(r_i)$ sur un cercle de rayon r_i centré au point $(x, y, 0)$ multiplié par les coefficients de pondération appropriés. Ces coefficients permettent de calculer le champ prolonger vers le haut avec une précision de l'ordre de 2 % (Sharma, 1976).

4.1.3 Le spectre d'énergie

La technique d'analyse spectrale est appliquée dans l'interprétation quantitative des ensembles de données magnétiques et gravimétriques vastes et complexes, basée sur et développée pendant des décennies à partir des travaux fondamentaux, principalement ceux réalisés par Bhattacharyya, 1965, 1966a, 1966b ; Spector et Bhattacharyya, 1966 ; Spector et Grant, 1970.

Dans l'analyse spectrale, les données sont transformées du domaine spatial au domaine fréquentiel à l'aide d'un algorithme de la Transformée de Fourier Rapide (sigle anglais : Fast Fourier Transform ou FFT). Le spectre de puissance est le carré des coefficients complexes résultant de l'opération FFT. Pour normaliser et diminuer la bande passante du spectre de puissance, le logarithme est couramment appliqué à la magnitude. Le spectre de puissance est une fonction bidimensionnelle relative au nombre d'onde et à la direction ou l'azimut. Le spectre de puissance radialement moyenné (sigle anglais : Radially Averaged Power Spectrum ou RAPS) est fonction uniquement du nombre d'onde et est calculé en faisant la moyenne de l'énergie dans toutes les directions pour le même numéro d'onde. L'analyse spectrale peut ensuite être utilisée pour filtrer et améliorer les données magnétiques ou gravimétriques afin de faciliter l'interprétation de ces données géophysiques (Grandis, 2014).

La quantité d'informations contenues dans le spectre est aussi élevée que celle de l'anomalie d'origine. Le spectre est en fait la représentation de l'anomalie dans le domaine fréquentiel. Cette nouvelle image de l'anomalie ne sera utile d'un point de vue pratique que si elle peut décrire tout ou une partie des inconnues concernant le corps magnétisé ou celui de densité d'une manière plus diagnostique que ne le peut l'anomalie totale du champ. La pente des segments de ligne dans le spectre de puissance est liée à la profondeur des sources anormales (Bhattacharyya, 1966).

À partir de la courbe d'énergie spectrale générée, les valeurs de profondeur liées aux caractéristiques magnétiques ou gravimétriques profondes et peu profondes peuvent être calculées en ajustant les lignes aux composantes haute et basse fréquence. Les pentes des segments linéaires ajustées à la courbe du spectre correspondent à des ensembles de profondeur distincts et fournissent des paramètres utilisés pour la conception de nombreux filtres. La pente de chaque segment fournit des informations sur la profondeur jusqu'au sommet d'un ensemble de corps magnétiques ou gravimétriques (Kivior and Boyd, 1998).

4.1.4 *Technique de détection des bords des sources*

La délimitation des bords/limites des sources de densité est une application courante des données gravimétriques à l'interprétation géologique, notamment la cartographie des failles et des contacts géologiques. Cette tâche peut être réalisée par plusieurs méthodes ordinaires telles que le gradient vertical ou bien la dérivée verticale (Hood, 1965), dérivée horizontale totale (Cordell et Grauch, 1985), signal analytique nommé aussi gradient total (sigle anglais : Analytic Signal ou AS) (Nabighian, 1972 ; Roest et al., 1992), ou récemment par les méthodes des dérivées normalisées (équilibrées), par exemple, la dérivée d'inclinaison appelée aussi l'angle d'inclinaison (sigle anglais : Tilt Derivative/Tilt Angle ou TDR) (Miller et Singh, 1994), la dérivée horizontale totale du TDR (sigle anglais : Total Horizontal Derivative of TDR ou THDR_Tilt) (Verduzco et al., 2004), carte thêta (Theta map) (Wijns et al., 2005) et dérivée horizontale équilibrée (sigle anglais : Horizontal Tilt Angle ou TDX) (Cooper et Cowan, 2006), etc.

4.1.4.1 Dérivée Verticale (Gradient Vertical)

La dérivée verticale du premier ordre (sigle anglais : Vertical Derivative ou VDR) nommée aussi gradient vertical a été appliquée pour la première fois pour délimiter les bords des corps gravimétriques et magnétiques par Evjen (1936). Elle est couramment appliquée aux données pour accentuer les caractéristiques géologiques proches de la surface par rapport à ceux qui sont profonds et améliorer les composantes de nombre d'onde élevé du spectre. La dérivée verticale permet de séparer spatialement les anomalies et cela permettra d'éviter le phénomène de coalescence des anomalies.

Elle est formulée ainsi :

$$VDR = \frac{\partial f}{\partial z}$$

Où f est le champ gravimétrique/magnétique observé, ∂z est la composante verticale du champ.

4.1.4.2 Dérivée horizontale Totale

La méthode de la dérivée horizontale totale (THDR) a été utilisée de manière approfondie pour cartographier les limites des contrastes de susceptibilité et de densité. Elle exploite le fait que la dérivée horizontale du champ magnétique RTP/gravimétrique généré par un corps tabulaire tend à avoir des valeurs maximales sur les bords du corps anormal dans le cas où les bords sont verticaux et bien séparés les uns des autres.

La THDR est non seulement moins sensible au bruit dans les données, mais également robuste dans la détection de sources magnétiques/gravimétriques peu profondes (Phillips, 2002). Elle a une amplitude élevée au-dessus du bord de la source magnétique/gravimétrique et est déterminée par l'équation suivante (Cordell et Grauch, 1985) :

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}$$

Où $\partial f/\partial x$ et $\partial f/\partial y$ sont les deux dérivées horizontales du champ observé (f).

4.1.4.3 Signal Analytique

Le signal analytique (AS), qui est la racine carrée de la somme des carrés des dérivées dans les directions x, y et z, est appliqué pour déterminer la géométrie de la source magnétique/gravimétrique (Roest et al., 1992). Le signal analytique complexe est spécifié en termes de dérivées horizontales et verticales du champ total et la fonction calculée dans la méthode analytique est l'amplitude du signal analytique du champ potentiel (Marson et Klingele, 1993).

$$|AS(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2}$$

Où, $|AS(x, y)|$ Est l'amplitude du signal analytique en (x, y), f est le champ magnétique/gravimétrique observé en (x, y) et $\partial f/\partial z$ est la dérivée verticale du premier ordre du champ observé.

L'amplitude du signal analytique atteint son maximum lorsqu'il est centré sur le paramètre source, avec des anomalies en forme de cloche. Les sources peu profondes deviennent dominantes s'il y a plus d'une source (Arisoy et Dikmen, 2013). Cependant, l'AS agit mal dans l'amélioration des anomalies générées par l'existence de corps superficiels et profonds à la fois en raison de sa faiblesse dans l'équilibrage des amplitudes des différentes anomalies (Cooper, 2009).

4.1.4.4 Dérivée d'Inclinaison (Angle d'Inclinaison)

La première méthode de détection de bord normalisée développée pour équilibrer ou égaliser les bords de différentes d'amplitudes était l'angle d'inclinaison (TDR) introduit par (Miller et Singh, 1994), mais cette méthode ne pouvait toujours pas déterminer clairement les limites des unités géologiques, car elle amplifie le bruit dans les données. La fonction d'angle d'inclinaison est donnée par l'arc tangent du rapport de la dérivée verticale du champ potentiel à sa dérivée horizontale totale :

$$TDR = \theta = \tan^{-1}\left(\frac{VDR}{THDR}\right)$$

Les variations d'amplitude de la dérivée d'inclinaison ont une certaine plage, comprise entre $-\pi/2$ et $\pi/2$ selon la nature de la fonction trigonométrique arc tangent. Son amplitude a trois taux : positif sur la source, zéro (nulle) au/près du bord de la source et négatif à l'extérieur de la source (Miller et Singh, 1994). En présence de bruit, cette technique agit comme un discriminateur de signal efficace pour les sources peu profondes et intermédiaires, mais devient floue pour les sources situées à des profondeurs considérables, où elle ne peut pas révéler les

limites géologiques profondes (Arisoy et Dikmen, 2013). Bien que son efficacité diminue avec la profondeur, cette méthode produit des anomalies relativement nettes et génère une meilleure définition des bords sur le corps (Verduzco et al., 2004).

4.1.4.5 Dérivée Horizontale Totale de la Dérivée d'Inclinaison

Verduzco et al., (2004) ont présenté un détecteur de bord, qui est la dérivée horizontale totale de l'angle d'inclinaison (THDR_Tilt) :

$$THDR_{Tilt} = \sqrt{\left(\frac{\partial Tilt}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial Tilt}{\partial y}\right)^2}$$

THDR_Tilt est indépendant du champ géomagnétique/gravimétrique et génère des valeurs maximales sur les bords des corps magnétisés et de densités. Le THDR_Tilt délimite bien les bords des corps, car l'amplitude du THDR_Tilt culmine sur les sources magnétiques/gravimétriques, mais les résultats pour les corps profonds ne sont pas aussi efficaces. De plus, en présence de bruit, le THDR_Tilt amplifie fortement le bruit dans les données.

4.1.4.6 Carte Thêta

Une autre méthode équilibrée proposée par Wijns et al., (2005) est la carte Thêta (θ). Elle utilise l'amplitude AS pour normaliser la THDR dans une image 2D. En utilisant la carte Theta, l'amplitude de la réponse, des sources situées à différentes profondeurs sont similaires malgré le fait que la réponse des sources plus profondes est plus diffuse (Cooper et Cowan, 2006). Cette technique peut détecter les bords indépendamment de la direction et de l'amplitude (Oruç et Keskinsezer, 2008). Elle est calculée à l'aide de l'équation suivante :

$$\cos(\theta) = \left(\frac{THDR}{AS}\right)$$

Où $0 < \theta < \pi/2$, car elle repose sur le gradient horizontal, qui est toujours positif.

4.1.4.7 Dérivée Horizontale Équilibrée (Angle d'Inclinaison Horizontale)

La dérivée horizontale équilibrée (TDX) (Cooper et Cowan, 2006) est l'amplitude du gradient horizontal qui est normalisée à la valeur absolue de la dérivée verticale. Elle peut être exprimée comme suit :

$$TDX = \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{\left(\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2\right)}}{\left|\frac{\partial f}{\partial z}\right|} \right)$$

Où f est le champ magnétique/gravimétrique, $\partial f/\partial x$ et $\partial f/\partial y$ sont les dérivées horizontales du premier ordre du champ magnétique/gravimétrique dans les directions x et y respectivement et $\partial f/\partial z$ est la dérivée verticale du premier ordre.

Selon l'équation ci-dessus, l'angle d'inclinaison horizontal (TDX) est défini en termes de rapport entre la dérivée horizontale totale des données par rapport à la première dérivée verticale du champ. La normalisation de l'amplitude du gradient horizontal se fait par la valeur absolue de la dérivée verticale.

Le TDX est l'inverse du TDR proposé, l'avantage du filtre TDX est qu'il répond assez bien aux sources peu profondes et profondes, permettant son application à des ensembles de données contenant des entités avec une grande variation d'amplitude (Nasuti, 2018).

Après avoir testé tous les filtres mentionnés ci-dessus, nous avons choisi l'angle d'inclinaison horizontal (TDX) pour mettre en évidence les bords des sources de densité.

La technique de détection des bords des sources (sigle anglais : SED ou Source Edge Detection) est un outil incorporé dans le logiciel *Oasis Montaj v.8.4* (2015) efficace pour localiser et visualiser les bords des sources de densité, qui représentent des failles et/ou des contacts géologiques et lithologiques. L'outil SED est considéré comme une technique étendue permettant une délimitation automatique des bords de la source, c'est-à-dire basée sur la grille TDX obtenue à partir des données gravimétriques, et puisque les amplitudes maximales du filtre TDX se produisent sur les bords des sources de densité, l'outil SED utilise la méthode de Blakely et Simpson (1986) pour localiser les valeurs maximales positives (pics de valeurs positives). Les points sélectionnés sont ensuite affichés sous la forme du symbole « \perp », indiquant les directions d'orientation des bords (contacts/failles) par la direction du grand axe et les directions des gradients descendants par l'indicateur de pendage. Les orientations des bords de la source sont perpendiculaires aux directions des gradients descendantes.

4.1.5 La technique d'analyse de la grille du Center for Exploration Targeting (CET)

La technique d'analyse de grille CET a été développée par le Center for Exploration Targeting (<http://www.cet.edu.au>) de l'université de technologie de Curtin, conçue de manière à pouvoir gérer et traiter de gros volumes de données terrestres potentielles. La technique CET est composée de plusieurs algorithmes polyvalents de traitement d'image, donnant l'avantage à l'interpréteur de les utiliser indépendamment ou en commun selon le but, par exemple : dans l'analyse de texture d'une grille, la détection des linéaments, la détection des bords et la mise en évidence des zones de complexité structurale (par exemple, Holden et al., 2008 ; 2012 ; Eldosouky et al., 2020 ; Bencharef et al., 2022a et 2022b).

Généralement, la technique CET est couramment appliquée aux données magnétiques, mais dans le présent travail, la technique CET est appliquée à la fois aux données gravimétriques et magnétiques, pour cartographier les linéaments et déterminer les tendances structurales qui caractérisent la zone d'étude. Cet objectif est atteint en adaptant la méthodologie décrite par Holden et al., (2010) en fonction des phases suivantes :

Premièrement, la phase d'analyse de texture est appliquée pour identifier les régions de complexité texturale dans les réponses gravimétriques et magnétiques locales et mettre en évidence leurs emplacements qui sont associés à des discontinuités dans les données gravimétriques et magnétiques. Généralement, les discontinuités sont causées par des failles, des contacts géologiques et des limites lithologiques. La phase d'analyse de texture est réalisée via l'application du filtre Ecart Type σ (sigle anglais : SD ou Standard Deviation).

Pour une fenêtre comprenant N cellules, dont la valeur moyenne est μ , l'écart type σ des valeurs de cellule x_i est donné par :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2}$$

Deuxièmement, la phase de symétrie utilisant une approche basée sur la fréquence est appliquée aux résultats d'analyse texturale pour isoler les lignes continues latéralement. Cette méthode de détection des caractéristiques linéaires invariantes de contraste capitalise sur le fait que la symétrie d'un signal est étroitement liée à la périodicité de sa fréquence spatiale et qu'un point de symétrie dans le domaine spatial correspond à un point où les composantes de fréquence locales sont à leurs points extrêmes (Kovesi, 1997).

Troisièmement, la phase de détection de structure utilise les résultats de la phase de symétrie pour réduire les régions contenant des discontinuités en structures linéaires. Les linéaments obtenus à partir de la phase de symétrie sont améliorés en supprimant le bruit et les signaux de fond à l'aide du filtre de seuillage d'amplitude (Eldosouky et al., 2020). Ensuite, la phase de squelettisation qui est une fonction d'amincissement morphologique est appliquée aux sorties de la phase de seuillage pour produire des lignes de tendance moins encombrées (Lam et al., 1992). Enfin, le plugin de vectorisation est utilisé pour convertir les structures squelettiques résultantes en formats vectoriels, ce qui génère la carte des linéaments structuraux.

4.1.6 La déconvolution d'Euler

La technique de déconvolution d'Euler est devenue l'une des méthodes les plus puissantes dans l'interprétation quantitative des données de champ potentiel. Cette technique est appliquée pour l'estimation automatique des paramètres de la source (c'est-à-dire l'emplacement et la profondeur). Elle a d'abord été établie par Thompson (1982) pour analyser les données magnétiques 2D avec les profils. Reid et al., (1990) ont étendu la méthode au concept de données 3D pour l'appliquer aux ensembles de données magnétiques maillées. Par la suite, la méthode a été appliquée à l'interprétation des données gravimétriques et plusieurs travaux ont été développés pour améliorer sa robustesse dans le contexte de l'interprétation gravimétrique (par exemple, Marson et Klingele, 1993 ; Keating, 1998 ; Zhang et al., 2000). La formule de déconvolution d'Euler (Reid et al., 1990) s'exprime comme suit :

$$(x - x_0) \frac{\partial g}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial g}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial g}{\partial z} = N(B - G). \quad (\alpha)$$

$$x \frac{\partial g}{\partial x} + y \frac{\partial g}{\partial y} + z \frac{\partial g}{\partial z} + N G = x_0 \frac{\partial g}{\partial x} + y_0 \frac{\partial g}{\partial y} + z_0 \frac{\partial g}{\partial z} + N B. \quad (\beta)$$

Où (x_0, y_0, z_0) est la position de la source gravitationnelle responsable de l'anomalie observée en (x, y, z) , B est une valeur régionale représentant la valeur de fond du champ de gravité, N est le degré d'homogénéité interprété comme l'indice structural (SI), décrivant le taux de changement du champ de potentiel avec la distance pour une source causale ayant une géométrie idéalisée (par exemple, contact, marche, cylindre et sphère... etc.). $\partial g/\partial x$ et $\partial g/\partial y$

correspondent aux dérivées horizontales du champ dans les directions x et y et $\partial g/\partial z$ est le gradient vertical.

Selon l'éq. (α), la transformée des gradients horizontaux et verticaux du champ de gravité peut être liée aux emplacements horizontaux et verticaux de la source causale, d'une géométrie donnée, spécifiée par la valeur de l'indice structural (SI). Dans la littérature sur la déconvolution d'Euler, le choix de la valeur de l'indice structural (SI) reflétant le modèle source pour traiter les données gravimétriques a été discutée précédemment, où il a été indiqué que pour une source gravitaire ayant une géométrie comme une faille (petit pas) / digue et seuil mince, SI=0 ; géométrie cylindrique et tube, SI=1 ; géométrie sphérique, SI=2 (Stavrev, 1997 ; Reid et al., 2003 ; FitzGerald et al., 2004).

À la lumière de l'éq. (β), le calcul des 4 inconnues (par exemple, la position de la source : x_0 , y_0 , z_0 et la valeur de fond B) par la technique d'inversion des moindres carrés, implique l'introduction d'une valeur d'indice structural appropriée et la sélection rigoureuse de la taille de la fenêtre carrée, pour résoudre l'équation et obtenir les solutions optimales.

La taille de la fenêtre carrée détermine le nombre de cellules dans le jeu de données quadrillé utilisé dans le processus d'inversion à chaque position de solution sélectionnée, la fenêtre mobile doit être suffisamment grande pour contenir toute la courbure de l'anomalie de gravité d'intérêt sans compromettre la résolution latérale, et pas assez grande pour inclure les interférences des anomalies adjacentes qui donneraient de mauvais résultats (Reid et al., 1990 ; Elebiju et al., 2010). L'indice structural (SI) ou le modèle source doit être sélectionné en fonction des corps et structures géologiques attendus (Reid et al., 2014).

4.1.7 Technique de détection multi-échelle des bords (Worming)

Généralement, les structures géologiques telles que les failles, les contacts lithologiques et les discontinuités crustales entraînent des contrastes aigus (c'est-à-dire des gradients ou des bords) dans le champ gravimétrique, la cartographie de ces structures à différentes profondeurs est très intéressante pour déduire leur relation avec l'évolution tectonique de la région d'étude. Pour cela, les bords des anomalies gravimétriques de notre région d'étude ont été automatiquement détectés et localisés à différentes échelles en se basant sur la méthode de détection multi-échelle des bords, également connue sous le nom de Worming, une technique qui a été développée par les chercheurs de *Fractal Graphics (Geoinformatics) et de CSIRO Exploration and Mining*. (Hornby et al., 1999 ; Archibald et al., 1999).

La méthode de détection multi-échelle des bords est un mélange entre le gradient horizontal et le prolongement vers le haut, c'est-à-dire que les données gravimétriques sont prolongées vers le haut sur des niveaux d'altitude spécifiques, puis sur chaque niveau, le gradient horizontal est calculé et les positions de ses maxima sont localisées, au final, les maxima du gradient horizontal déduits de tous les niveaux de prolongement vers le haut sont superposés, ce qui générera la carte des bords multi-échelle ou carte des Worms.

Le terme "échelle fine et grossière" a été attribué par Archibald et al., (1999), pour exprimer le niveau du prolongement vers le haut (c'est-à-dire, bas et haut respectivement), à partir duquel le bord est détecté. Les Worms mis en évidence par la détection des bords sur les niveaux les plus bas du prolongement vers le haut représentent des sources peu profondes, tandis que les

Worms des niveaux les plus élevés du prolongement vers le haut (c'est-à-dire le bord à échelle plus grossière) correspondent à des sources crustales plus profondes (Murphy et al., 2005 ; Austin et Blenkinsop, 2008).

Pour la cartographie multi-échelle des Worms dans la zone d'étude, nous avons utilisé le logiciel de géophysique *Intrepid* (Intrepid, 2020), basé sur l'algorithme incorporé de détection multi-échelle de bord. Le traitement des Worms contient plusieurs variables qui doivent être spécifiées avant de lancer les calculs, par exemple, le nombre de niveaux du prolongement vers le haut, la distance maximale entre les points de bord, ainsi que, le nombre minimal de points pour créer un worm.

De plus, il existe deux façons de joindre les points de la pente maximale, la méthode de Canny ou Blakely. Pour tous les traitements, nous avons choisi la méthode de Canny (Canny, 1986), car la méthode de Blakely (Blakely et Simpson, 1986) a tendance à créer des Worms sur les bords de la grille, tandis que le test de Canny élimine cet effet secondaire, bien qu'à grande échelle du prolongement vers le haut, le problème semble inévitable (Heath et al., 2009).

Les bords multi-échelle, ou Worms, des données du champ potentiel peuvent fournir des informations supplémentaires sur l'orientation 3D des failles/contacts géologiques et d'autres caractéristiques planaires. Le pendage d'une structure est déterminé par la méthode Loci en localisant les lieux des maxima de gradient horizontal sur une série de couches de données prolongées vers le haut. Notez que le degré de mouvement des bords dépend également de l'angle de pendage de la faille/contact géologique, ce qui permet de délimiter les angles des pendages relatifs (Archibald et al., 1999 ; Hornby et al., 1999). Le logiciel *Intrepid* permet non seulement une localisation automatique des maxima du gradient horizontal, mais fournit également les informations sur l'orientation 3D (c'est-à-dire la direction, la valeur du pendage et la direction du pendage également appelée foliation) des failles et des contacts géologiques présentés sous forme de trois fichiers CSV (FitzGerald et al., 2021).

4.1.8 La modélisation tridimensionnelle (3D)

Les données géophysiques du champ potentiel (gravimétriques ou magnétiques) sont utilisées pour résoudre des problèmes géologiques. Lorsque moins d'informations sur le subsurface sont nécessaires, les horizons de subsurface peuvent être cartographiés directement à partir des données. Cependant, lorsque plus d'informations sont nécessaires, il convient d'estimer des modèles quantitatifs de subsurface, c'est la technique d'inversion.

La technique d'inversion est utilisée pour inverser les données gravimétriques observées en une distribution de densité qui reflète directement les conditions de subsurface. Dans la présente étude, une technique d'inversion GRAV3D (Li et Oldenburg, 1998) est utilisée pour obtenir la variation de densité avec la profondeur dans un environnement voxel.

Cette technique dépend d'une équation linéaire, représentant le subsurface par une grille homogène avec une taille et une position spécifique avec un contraste de densité inconnu. Ensuite, une distribution de subsurface est calculée et l'anomalie résultante (par exemple, la grille calculée) est comparée à la grille observée. Plus la différence entre les grilles observées et calculées est minimale, plus le résultat de l'inversion est valide.

Il faut se rappeler que l'inversion gravimétrique (et la modélisation) souffre du problème bien connu de non-unicité, donc varier divers paramètres d'inversion, notamment la pondération en profondeur des données, le choix de la fonction d'objection, le modèle de départ et la taille du maillage du modèle, sont tous des facteurs incorporés dans la détermination du modèle final. Puisque le modèle final est obtenu en utilisant une combinaison des variables ci-dessus, chaque variable doit être soigneusement réfléchi, car la sélection d'un mauvais choix de l'un des paramètres d'inversion peut conduire à un modèle incorrect malgré une faible moyenne quadratique (sigle anglais : RMS ou Root-Mean-Square) entre les données observées et calculées (Li et Oldenburg, 1998).

Un modèle gravitationnel 3D de l'ensemble de la zone d'étude a été créé à l'aide de l'algorithme d'inversion de Li et Oldenburg (1998), dans lequel les anomalies gravimétriques calculées ont été déterminées à l'aide des élévations des stations gravimétriques. Ce modèle fournit une image 3D des variations de densité de subsurface, mais pas un modèle détaillé des sources des différentes unités sédimentaires au sein des grabens.

4.2 Données de télédétections

4.2.1 Méthodes d'amélioration et d'analyse

Afin d'appuyer l'interprétation visuelle des images sur la base de la dissemblance tonale et texturale, des procédures supplémentaires d'analyse et de traitement robustes ont été utilisées. Les techniques d'analyse Band Rationing (BR), Relative Absorption Band Depth (RBD), Independent Principal Component (ICA) et Minimum Noise Fraction (MNF) ont été utilisées dans notre zone d'étude. Selon les unités géologiques exposées ainsi que la réflectance spectrale indicative USGS pour leur composition minéralogique et les matériaux minéralisés hydrothermaux ciblés (Fig. 8), BR et RBD ont été appliquées (Mars et Rowan, 2006) pour les bandes L8_OLI et AST_1T VNIR-SWIR, respectivement.

BR est une amélioration et une technique appropriée qui identifient les variations de l'état du matériau en divisant l'opération des valeurs DN correspondantes de différentes bandes. Il minimise également l'effet des différences Albedo et des caractéristiques topographiques de surface entre les roches (Estes, 1983). D'autre part, RBD est une formule de rapport à trois points pour identifier la signature d'absorption minérale indicative (Clark et al., 1990). Le numérateur et le dénominateur du rapport sont respectivement la somme des bandes à haute réflectance comme les épaules et leur bande d'absorption minimale la plus proche (Clark et al., 1990). Ces techniques ont été utilisées avec succès pour distinguer les unités lithologiques d'intérêt et identifier les emplacements des roches affectés par l'altération hydrothermale de celles qui n'ont pas été altérées (par exemple, Ahmadi et Kalkan, 2021 ; Ahmadi et Uygucgil, 2021 ; Mashkoo et al., 2022).

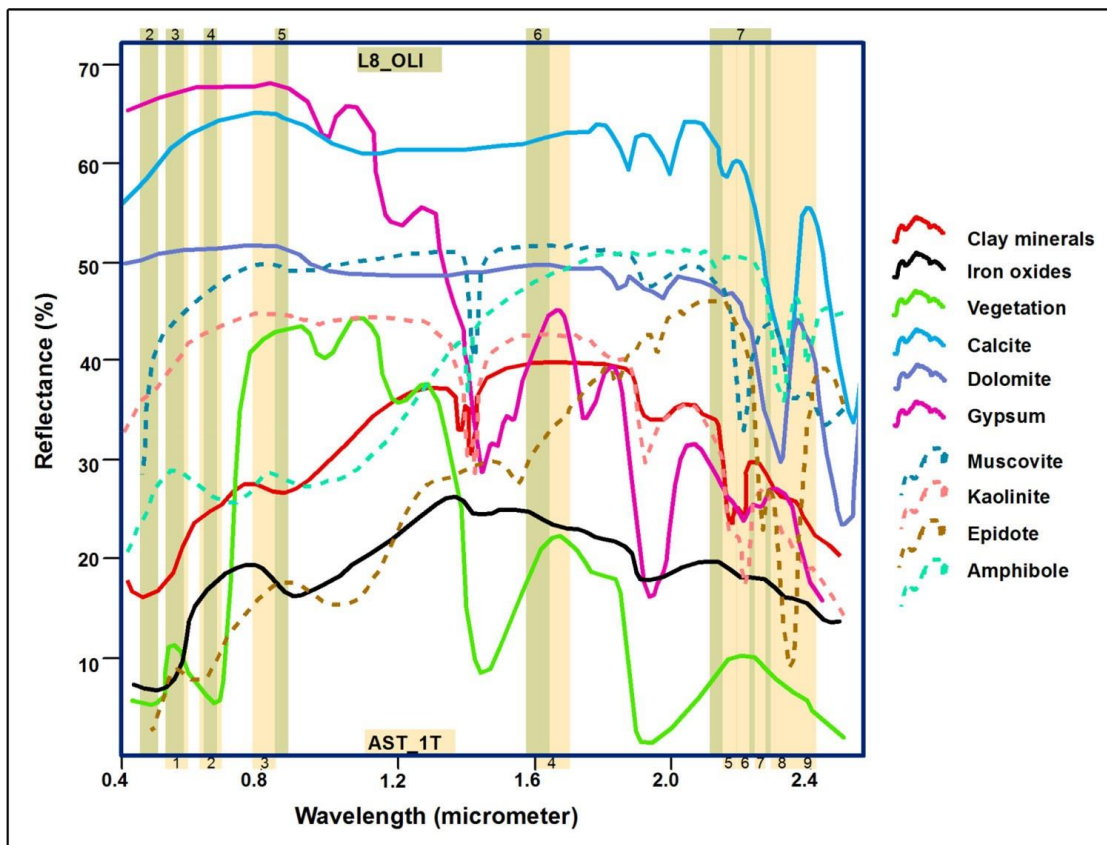


Figure 8: Spectres de réflectance de la minéralisation hydrothermale ciblée et de la végétation par rapport aux bandes L8_OLI et AST_1T VNIR-SWIR. Ces signatures sont générées par le Laboratoire de Propulsion à Réaction (sigle anglais : Jet Propulsion Laboratory ou JPL).

De plus, les étapes ICA et MNF ont été appliquées pour les bandes spectrales L8_OLI afin de classer la géologie de surface. Ces techniques sont des calculs statistiques multivariés qui différencient des combinaisons linéaires non corrélées de variables (eigenvector loadings), mais dans le sens inverse. ICA est utilisé pour trouver les composants indépendants dans lesquels il est capable d'étudier les données non sophistiquées ou contraintes en supprimant la corrélation et la dépendance directes d'ordre supérieur (Hyvärinen et al., 2001). Une étape directe ICA a été appliquée sur les images BR résultantes (Tab. 11). Contrairement, MNF est utilisé pour montrer les différences entre les variables dans une image en amplifiant la variance entière des bandes spectrales avec un bruit isolant. Ces deux analyses produisent de nouvelles images qui sont plus interprétables que les données originales de télédétection, en particulier l'ICA, qui a de bonnes performances pour délimiter les minéraux d'altération intéressants au niveau du pixel (Hyvärinen et al., 2001).

D'après Carranza et Hale (2002) et Ducart et al., (2016), une forte végétation peut limiter et perturber de manière critique les performances des données L8_OLI dans la détection d'unités altérées par l'hydrothermalisme, en raison de la relative similitude de son comportement de spectre de réflectance avec les argiles et/ou les oxydes de fer (Fig. 8). Malgré la faible densité de végétation dans la zone d'étude, elle a été masquée en plus avec des masses d'eau pour que les résultats L8_OLI atteignent la cartographie la plus précise. Cette étape a été générée

simplement en utilisant les formules bien connues de l'indice de végétation par différence normalisée (sigle anglais : Normalized Difference Vegetation Index ou NDVI) et de l'indice d'eau par différence normalisée modifiée (sigle anglais : Modified Normalized Difference Water Index ou MNDWI) en utilisant respectivement les bandes rouges avec NIR et verte avec SWIR (Crippen, 1990 ; Xu, 2005). Une valeur seuil pour les deux matériaux a été choisie et extraite sous forme de fichiers vectoriels de tranches de densité en utilisant la moyenne (sigle anglais : Mean ou M) et l'écart type (sigle anglais : Standard Deviation ou SD) de leurs valeurs.

Vecteur propre	4/2	5/4	6/7	(6/7) / (5/4)	7/1	7/6
IC1	0.615214	0.194253	0.439952	0.332376	0.336416	0.408130
IC2	-0.012872	-0.646903	-0.201865	0.696455	-0.192321	0.136249
IC3	-0.313489	0.226340	0.674487	0.363913	-0.376943	-0.347912
IC4	0.237852	-0.293698	0.077842	0.045804	0.514726	-0.764244
IC5	0.610229	-0.269202	0.137162	-0.346112	-0.630470	-0.138028
IC6	0.306786	0.577775	-0.534684	0.387494	-0.212878	-0.301170

Tableau 11: Matrice des vecteurs propres des BR dérivés de l'analyse de la composante indépendante (ICA) à l'ensemble des données L8_OLI VNIR-SWIR.

Dans la présente étude, un algorithme de classification de vraisemblance maximale (sigle anglais : Maximum Likelihood Classification ou MLC) basé sur les pixels a été appliqué aux bandes spectrales L8_OLI comme étape finale pour distinguer les unités lithologiques très diverses et successives dans la zone d'étude. Cet algorithme fonctionne en comparant la personnalité spectrale des objets indiqués dans la base de données d'apprentissage avec celles de chaque objet (ou pixels) courant dans l'image. Les régions d'entraînement (sigle anglais : Training Regions ou TR) doivent être représentatives de chaque unité rocheuse présente dans la zone d'étude, répartie uniformément sur l'image et couvrir la zone adéquate pour considérer équitablement la propriété spécifique de la classe d'unités rocheuses (Swain et Davis, 1978). Les TRs ont été sélectionnés sur la base de la carte géologique existante (Fig. 35a), des images Google Earth Pro haute résolution et des images BR, ICA et MNF qui en résultent. Le nombre minimum de pixels TR qu'il est recommandé d'utiliser dans MLC est de 10N pixels d'entraînement pour chaque classe spectrale (Swain et Davis, 1978) et il est préférable qu'il soit possible d'atteindre 100N par classe (où N est le nombre de bandes).

5 Techniques et méthodes de modélisation prédictive

Les approches de modélisation prédictive pour la cartographie de prospectivité minéralogique sont appliquées à travers plusieurs étapes. L'étape principale consiste à déterminer le modèle conceptuel du minéral cibler qui clarifie les contrôles de sa formation et

de sa présence et qui contrôle également le choix des ensembles de données géospatiales (cartes prédictives) à utiliser pour son exploration. (Carranza, 2008 ; Yousefi et coll., 2021). L'analyse des ensembles de données géospatiales à l'aide d'outils SIG (Système d'Information Géographique) est très utile pour révéler les relations spatiales de ces facteurs sur la définition de la cible ainsi que pour produire un modèle de ciblage potentiel. L'étape cruciale consiste à générer des cartes prédictives à partir d'ensembles de données individuels en pondérant et en intégrant ces couches au moyen de méthodes/procédures mathématiques et statistiques (Porwal et al., 2010 ; Yousefi et al., 2021).

Les modèles basés sur les données et les connaissances sont les plus courants et les plus largement utilisés pour combiner différents ensembles de données contributives afin de créer un modèle de potentialité minéral à l'aide d'algorithmes analytiques (Yousefi et al., 2021). La différence entre ces modèles dépend des occurrences minérales connues et des informations sur les variables contributrices/prédictives individuelles sous-jacentes qui dominent le comportement de l'objectif ciblé (Carranza, 2008). Généralement, chaque modèle est statistiquement basé sur des objectifs explicatifs/prédictifs et présente ses propres avantages et inconvénients (Forster, 2002 ; Hitchcock et Sober, 2004). Par conséquent, il n'existe pas d'algorithme prédictif idéal et optimal pour sa sélection et sa mise en œuvre dans des enquêtes spécifiques, pour plusieurs raisons (Carranza, 2008).

En conséquence, le modèle de régression logistique (sigle anglais : Logistic Regression ou Log-Reg) a été utilisé comme type de modèle prédictif non linéaire dans la présente étude.

5.1 Modèle de régression logistique (Log-Reg)

Le modèle de régression logistique (Log-Reg) est une analyse statistique multivariée issue de Chung et Agterberg (1980) utilisant une fonction mathématique non linéaire. De nombreux chercheurs ont reconnu son efficacité comme l'un des algorithmes d'apprentissage automatique basés sur les données couramment utilisées dans la cartographie de prospectivité minéralogique, comme Lin et al., 2020 ; Nathwani et coll., 2022. Il prévoit l'utilisation d'un ou plusieurs facteurs indépendants et indique leurs conditions de chevauchement avec une ou plusieurs variables géologiques dépendantes (pixels de surface égale) tout au long d'une équation mathématique pour prédire la probabilité d'occurrence de variables ciblées par prédicteurs (Carranza, 2001). Dans le cas actuel de cartographie des minéralisations, Log-Reg vise à obtenir le modèle le mieux adapté pour montrer le contrôle de plusieurs aspects indépendants en présence de la minéralisation polymétallique la plus courante (Pb-Zn et Cu-Fe, voir Figure 35b), comme ainsi que la détection de nouveaux emplacements potentiels grâce aux calculs suivants :

$$P = \frac{1}{1 + e^{-Z}}$$

Où :

$$Z = \ln\left(\frac{P}{1 - P}\right)$$

P est la probabilité de minéralisation polymétallique qui varie de 0 à 1. Ces minéraux sont plus susceptibles d'exister lorsque la valeur P est plus proche de 1 et vice versa ; Z est la fonction linéaire pondérée des facteurs indépendants qui dépendent du rapport de vraisemblance ($P/1 - P$). Les coefficients Log-Reg peuvent être utilisés pour estimer les plages de dépendance qui signifient les corrélations entre la minéralisation polymétallique avec chaque facteur calculé ; un coefficient positif indiquait la dépendance de son facteur correspondant et vice versa (Ayalew et Yamagishi, 2005).

Cet algorithme présente l'avantage de ne pas supposer de fonction de linéarité entre les variables géologiques indépendantes en plus de variances égales en appliquant l'algorithme du maximum de vraisemblance (the maximum likelihood algorithm) pour ces variables (Cox et Snell 1989 ; Hosmer et Lemeshow, 2000). Puisqu'il s'agit d'une méthode basée sur les données, elle privilégie également l'emplacement des dépôts minéraux utilisés comme sites de formation et il n'y a pas de nombre minimum approprié de ces sites (Yousefi et al., 2021). Afin de pallier cette lacune et de garantir les résultats de ces méthodes, les zones significatives du modèle cible doivent être vérifiées et évaluées avec les dépôts minéraux déjà connus ou des investigations post-surface/échantillonnages (Yousefi et al., 2021).

Les résultats du modèle ont été corrélés et validés avec les zones de minéralisation polymétalliques connues afin d'identifier leur relation avec les facteurs/variables contributeurs/prédicteurs et pour délimiter et prédire les zones de minéralisation potentielles (par exemple, Solaimani et al., 2013). De plus, trois nouveaux emplacements ont été identifiés pour des études de terrain supplémentaires basées sur les résultats du modèle Log-Reg afin de prouver sa qualité et son efficacité dans l'identification des lieux prometteurs pour l'exploration minérale.

Chapitre 4

APPORT DE LA GRAVIMETRIE A L'ETUDE GEOLOGIQUE DU NORD DE TEBESSA

Chapitre 4 : Apport de la gravimétrie à l'étude géologique du nord de Tébessa

1 Introduction

La région de Tébessa est située à l'extrême nord-est de l'Algérie et fait partie de la structure autochtone nord-est de l'Atlas saharien oriental (Figs. 1 et 2) (Durozoy, 1956 ; Blès, 1969 ; Fleury, 1969 ; Villa, 1974 ; Kowalski et al., 1995, 1996 et 1997) et se caractérise par une épaisse couverture sédimentaire mésozoïque-cénozoïque (4000-5000 m) (Dubourdiou, 1956). La région de Tébessa est percée en plusieurs endroits par les formations évaporitiques triasiques depuis l'Aptien (Rouvier et Perthuisot, 1991) et coupée par les grabens (Othmanine, 1987) (Figs. 2 et 3).

Selon Rouvier (1990b), les éléments structuraux majeurs sont en continuité de part et d'autre des frontières algéro-tunisiennes. Par exemple, les grabens de Tébessa, Morsott et Terraguelt dans le nord-est de l'Algérie, qui sont le centre d'intérêt de la présente étude, sont connectés (c'est-à-dire structurés en grabens en échelons) avec les grabens de Foussana et de Kessrine dans l'ouest de la Tunisie.

L'origine et le moment de la mise en place des grabens sont un sujet très controversé. D'une part, certains auteurs (par exemple Castany, 1951 et 1954 ; Dubourdiou, 1956 ; David, 1956 ; Kazi Tani, 1986 ; Othmanine, 1987, Kowalski et al., 2002, Defaflia et al., 2015) s'appuient sur des affleurements géologiques et proposent que les grabens de Tébessa, Morsott et Terraguelt aient coupé les plis Atlassique du Lutétien supérieur, suggérant que : (1) la formation des grabens s'est produite après la phase Atlassique du Lutétien supérieur, (2) l'activité tectonique extensive post-Miocène est principalement responsable de l'ouverture des grabens, (3) la phase compressive du Pliocène inférieur a créé les plis orientés E-W et l'ouverture du graben de Morsott, et (4) le raccourcissement du Villafranchien inférieur a formé les plis orientés N170E et provoqué l'ouverture des grabens de Tébessa et Hammamet.

En revanche, des auteurs comme Bismuth, 1973 ; Ben Ayed et coll., 1980 ; Chihi, 1984 ; Chihi et al., 1984 ont utilisé la non-continuité des charnières des plis atlassiques à travers les grabens de l'ouest de la Tunisie pour suggérer que l'ouverture des grabens s'est produite avant la phase de compression Atlassique. Ces auteurs mettent en avant les événements tectoniques extensionnels du Crétacé comme étant responsables de l'ouverture des grabens.

Cependant, les hypothèses proposées précédemment reposaient pour la plupart sur des investigations de surface, et l'origine exacte des grabens dans la région de Tébessa reste inconnue en raison du manque d'études de subsurface.

Dans ce chapitre, nous intégrons la gravimétrie et les études géologiques antérieures pour : (1) établir les emplacements des anomalies gravimétriques et étudier leurs causes (2) déterminer l'origine des grabens et (3) fournir un aperçu des processus tectoniques responsables de leur formation.

Comme il existe un contraste de densité important entre les différentes unités géologiques présentes dans la région d'étude (Tablx. 1-7 et fig. 6) (Zerdazi, 1990), la méthode gravimétrique est très adaptée pour atteindre les objectifs mentionnés ci-dessus. Une analyse détaillée des données gravimétriques a été réalisée sur la base de différentes méthodes qualitatives et

quantitatives en conjonction avec les données géologiques disponibles. Les résultats de l'analyse gravimétrique ont permis de mettre en évidence un nouveau graben que nous appelons le graben de Méskiana.

2 Localisation et Topographie

La zone d'étude est située à l'extrême nord-est de l'Algérie (Fig. 9A), bordée par les monts des Aurès du côté occidental et la frontière algéro-tunisienne du côté oriental. Elle couvre environ 8500 km² et est située entre les longitudes 7°0' - 8°15'E et les latitudes 35°20' - 36°10'N. Morphologiquement (Fig. 9B) la région ne constitue pas des chaînes continues, mais plutôt marquée par des reliefs isolés et souvent escarpés, qui se présentent comme des îles au-dessus des plaines rigoureusement uniforme ou légèrement ondulée (Sami, 2011). L'analyse du modèle numérique d'élévation (Fig. 9B) des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) avec une résolution de 30 m (<https://earthexplorer.usgs.gov>) montre que la topographie varie entre 420 et 2097 m au-dessus du niveau de la mer. Les points les plus élevés sont rencontrés à Jebel Aidel (2017 m), J. Dokkane (1613 m), J. Troubia (1430 m), J. Ammat (1257 m), J. Ouenza (1212 m), J. Metloug (1099 m) et J. Boukhadra (1000 m).

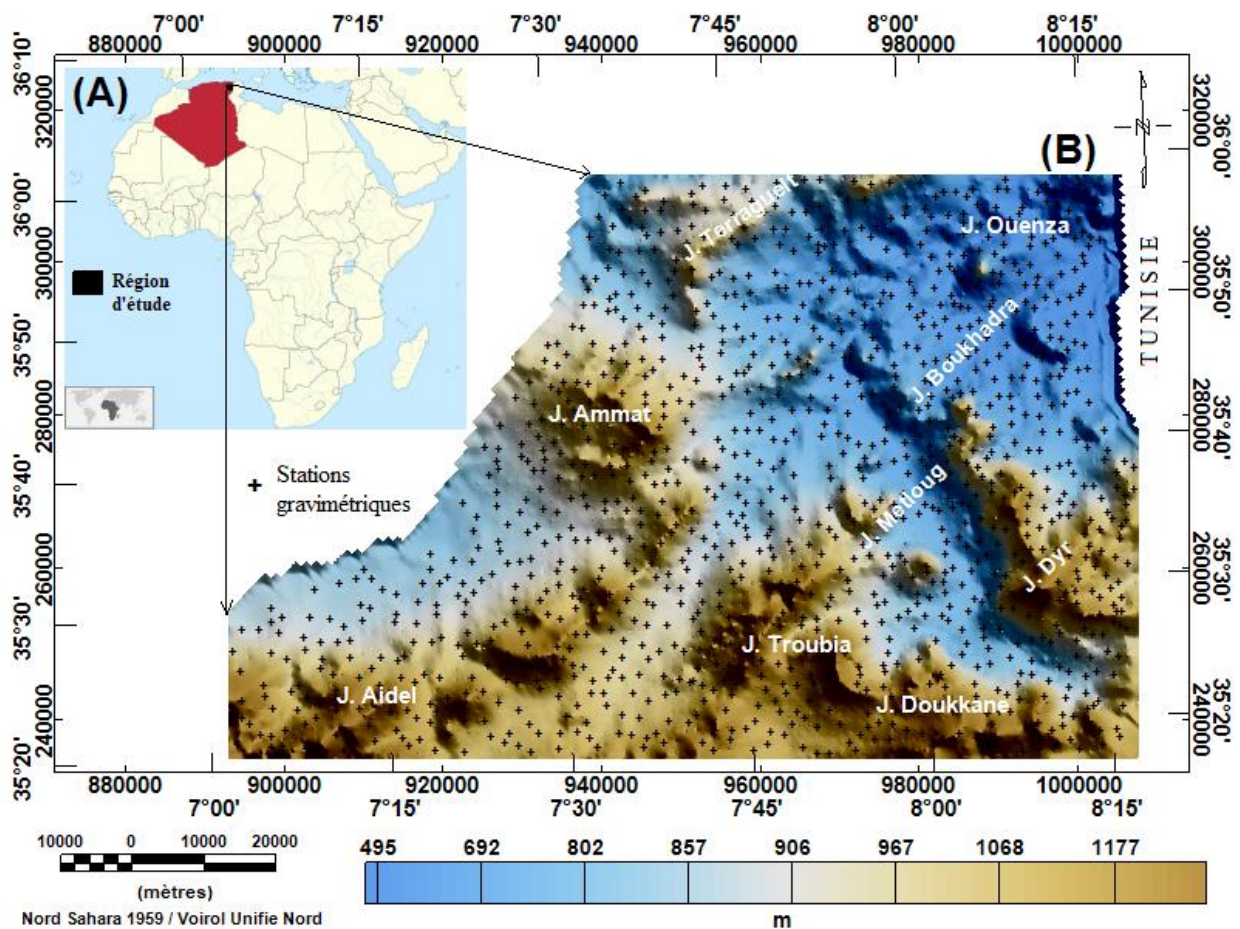


Figure 9: (A) la situation géographique de la zone d'étude. (B) Model d'élévation digitale SRTM de la région d'étude montrant la variation topographique.

3 La carte de l'anomalie de Bouguer

Les données gravimétriques des anomalies de Bouguer ont été interpolées en utilisant la méthode de la courbure minimale (Briggs, 1974) et un pas de grille égale à 500 m. La carte des anomalies gravimétriques de Bouguer (Fig. 10) montre les changements latéraux du champ gravimétrique terrestre, qui a une valeur maximale d'environ -13 mGal, enregistré sur la partie Nord-Est de la zone d'étude et une valeur minimale d'environ -77 mGal, observé au niveau des parties Sud et Sud-Ouest. La carte d'anomalie gravimétrique de Bouguer est caractérisée par un gradient régional qui accroît graduellement du Sud-Ouest au Nord-Est. Cette variation de grande longueur d'onde NE-SW est probablement causée par un amincissement de la croûte du sud-ouest vers le nord-est de la zone d'étude (Lagrula, 1951 ; Bunes et al., 1992 ; Molinari et Morelli, 2011).

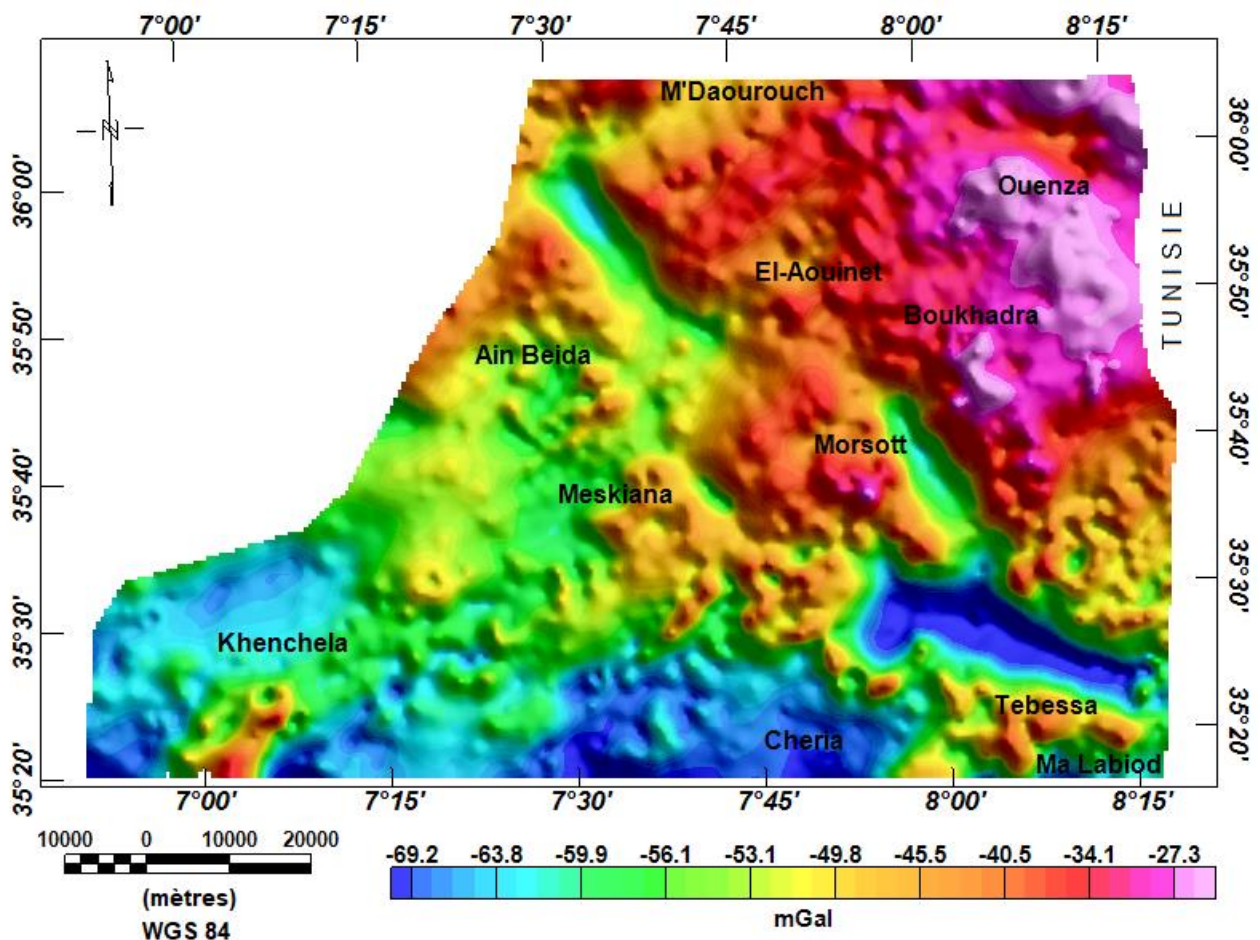


Figure 10: Carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer de la région nord de Tébessa.

La topographie de la zone d'étude diminue du SW au NE (Fig. 9B) et les valeurs gravimétriques des anomalies de Bouguer augmente du SW au NE (Fig. 10). La topographie et l'anomalie de Bouguer suivent le schéma opposé en raison de l'ajustement isostatique.

Nous avons déterminé le champ gravimétrique régional avec la méthode isostatique pour vérifier les variations d'épaisseur de la croûte dans la zone d'étude. Les modèles régionaux de sismique réfraction ont fourni les paramètres nécessaires (Lagrula, 1951 ; Bunes et al., 1992)

à savoir ; une profondeur de compensation de 30 km, une densité de la croûte supérieure de 2670 kg/m^3 et un contraste de densité entre la racine de la croûte et le manteau supérieur de 330 kg/m^3 ont été utilisés pour construire le modèle d'anomalies gravimétriques régionales isostatiques.

La carte du champ des anomalies gravimétriques régionales isostatiques qui en résulte (Fig. 11) montre un gradient lisse qui augmente progressivement du SW au NE, qui n'est observé que dans les données complètes de l'anomalie gravimétrique de Bouguer et qui reflète l'amincissement de la croûte vers le nord-est de la zone d'étude (Buness et al., 1992).

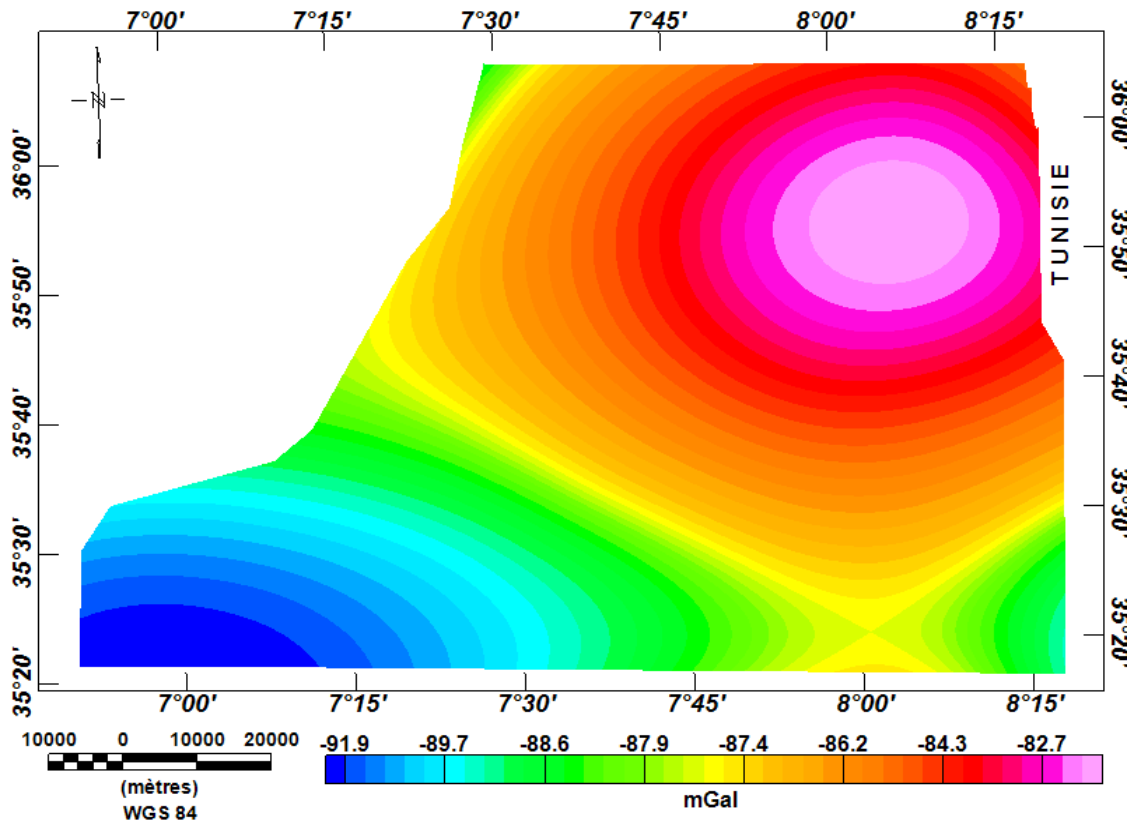


Figure 11: Carte des anomalies régionales isostatiques de la région nord de Tébessa.

La profondeur de la discontinuité de Mohorovicic (Moho) a été également calculée (Fig. 12) et les résultats étaient similaires ; le Moho se situe à une profondeur de 40 km dans les parties sud-ouest de la zone d'étude, sa profondeur diminue jusqu'à une profondeur de 34 km dans les parties nord-est de la zone d'étude, ce qui reflète l'amincissement de la croûte terrestre de la partie Sud-Ouest à la partie Nord-Est de la zone d'étude.

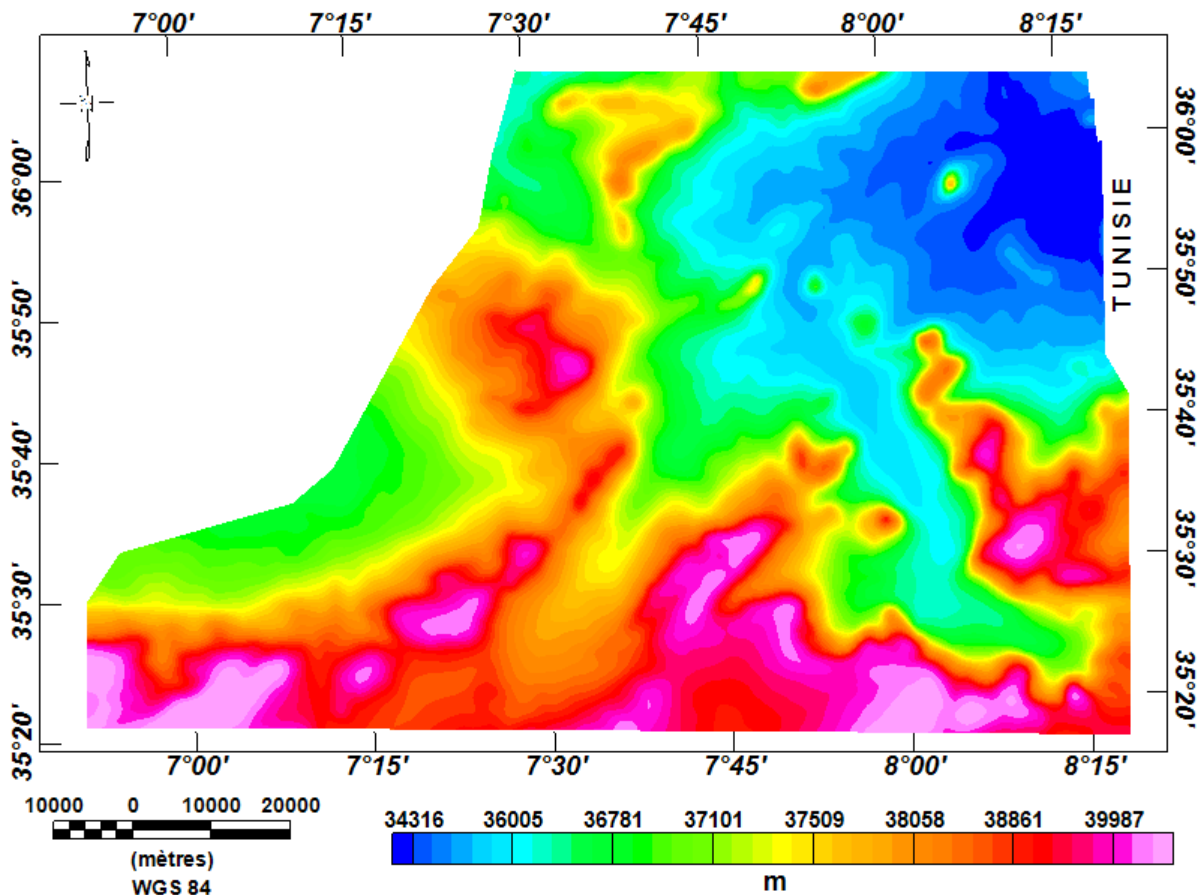


Figure 12: Carte de la profondeur de la discontinuité de Moho pour le nord de Tébessa.

4 Séparation de la composant régional-résiduelle

La séparation de la composante régionale de l'anomalie gravimétrique de Bouguer est une étape cruciale dans l'interprétation du champ gravimétrique résiduel qui doit être réalisée avec prudence.

La séparation régionale - résiduelle est appliquée pour filtrer la composante régionale qui est issue des sources profondes de la composante résiduelle, liées à des structures locales superficielles. Cependant, lorsqu'il s'agit d'une anomalie régionale qui provient de structures et interfaces profondes, il est essentiel de considérer son rapport avec l'échelle de la région examinée. Dans le cadre d'une campagne gravimétrique, le choix de l'anomalie régionale joue un rôle crucial (Boubaya, 2013).

La géométrie des structures profondes est généralement inconnue, afin de déterminer en surface leurs effets gravimétriques, ils existent plusieurs méthodes indirectes comme le lissage graphique, l'analyse des surfaces de tendance également connue sous le nom d'ajustement polynomial ou d'ajustement de surface polynomiale, le prolongement vers le haut, le filtrage des longueurs d'onde du signal, l'analyse spectrale, les algorithmes d'inversion 3D et de nombreux travaux (p. ex., Grant et West, 1965 ; Mesko, 1965 ; Ku et al., 1971 ; Nettleton, 1976 ; Telford et al., 1986 ; Wessel, 1998 ; Keating et al., 2011) ont été dédiés à cette opération délicate dans le traitement du champ gravimétrique. Tous ces travaux partagent l'idée commune que les grandes longueurs d'onde du signal sont principalement attribuables aux interfaces

profondes, bien que cela ne soit pas complètement exact, car une source superficielle étendue peut également générer un effet de grande longueur d'onde (Boubaya, 2013).

Chacune de ces méthodes de séparation des anomalies régionales - résiduelles est associée à certaines ambiguïtés, ce qui explique d'une part qu'elles soient nombreuses dans ce domaine et, d'autre part, qu'elles produisent des résultats non uniques. L'interprétation nécessite donc de décider quelle méthode fournit les résultats les plus satisfaisants, sur la base de critères prédéfinis, tels que la capacité de la surface résiduelle générée par chaque méthode à modéliser avec succès des structures cohérentes avec la géologie de surface et les valeurs de densité observées (Gupta and Ramani, 1980 ; Mohanty et al., 2011).

Afin d'étudier le champ gravimétrique dû aux variations de densité dans la croûte terrestre de la région d'étude, deux techniques qui sont : le prolongement vers le haut et le filtrage des longueurs d'onde du signal ont été testés respectivement pour effectuer l'opération de séparation des composantes régionales - résiduelles du champ gravimétrique.

4.1 Le prolongement vers le haut du champ gravimétrique

Pour un prolongement vers le haut de l'anomalie gravimétrique de Bouguer sur une faible altitude de 5 km (Fig. 13A), les anomalies liées aux sources de petites longueurs d'onde disparaissent. Sur cette carte prolongée (Fig. 13A) on observe que la tendance croissante du champ gravitationnel du sud-ouest vers le nord-est est bien visible ainsi que deux grandes anomalies, une anomalie négative au Sud-Ouest et une anomalie positive au Nord-Est

Au milieu de la carte ($6^{\circ}30'$ - $7^{\circ}30'$) du prolongement de 10 km (Fig. 13B), une courbure des isovaleurs est encore visible, ce qui indique la possibilité de l'existence des sources intermédiaires.

Pour un prolongement sur des altitudes de : 20, 30, 40 et 50 km, une courbure des isovaleurs au Nord-Est de la carte est encore visible (Fig. 13C). Donc, au fur et à mesure que l'altitude de prolongement augmente, les sources les plus marquées sont celles situées au NE. Cependant, sur la carte du prolongement à 60 km, l'effet des sources intermédiaires au nord-est de la région d'étude disparaît.

Il est bien observé sur la carte du champ gravimétrique prolongée sur 60 km (Fig. 13D) que toutes les anomalies causées par des sources proches de la surface ont été éliminées et que la distribution du champ est complètement lisse et affiche un gradient régional qui croît du sud-ouest au nord-est. Ce gradient régional reflète la topographie du Moho dans la zone d'étude comme il a été démontré précédemment dans la partie consacrée à l'interprétation de la carte de l'anomalie de Bouguer.

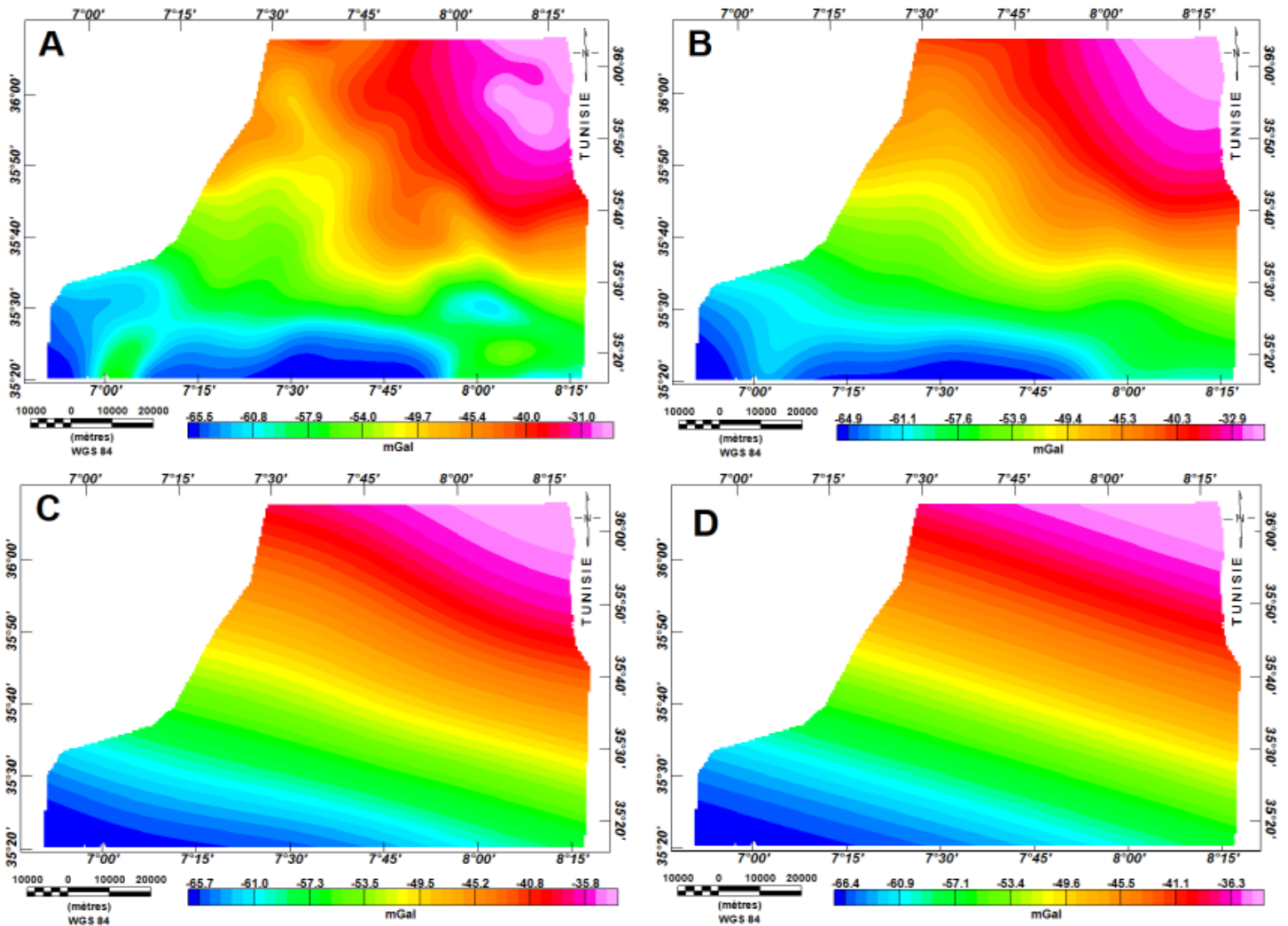


Figure 13: Les cartes des prolongements vers le haut des données de l'anomalie de Bouguer sur 5 km, 10 km, 30 km et 60 km (A, B, C et D) respectivement.

4.2 Le filtrage des longueurs d'onde du signal gravimétrique

En utilisant le filtre passe-bande Butterworth, une série de cartes d'anomalies gravimétriques résiduelles ont été établies par le filtrage des longueurs d'onde du signal gravimétrique de l'anomalie de Bouguer. Les longueurs d'onde avec diverses combinaisons de bandes passantes ont été testées, entre 5 et 10 km pour les longueurs d'onde les plus courtes et 100 et 200 km pour les plus grandes longueurs d'onde. Cela a produit des cartes gravimétriques qui affichent des anomalies de taille et de forme similaires, nous avons utilisé des bandes passantes passant des longueurs d'onde entre 5 et 150 km afin de mieux isoler les anomalies gravimétriques résiduelles.

La tendance régionale (le champ d'anomalie régionale) doit être ajustée aux données d'origine (l'anomalie de Bouguer) de manière à capturer les grandes variations tout en évitant le surajustement. Cela signifie que la tendance régionale ne doit pas nécessairement lisser complètement les variations géologiques significatives. Dans la présente étude, la séparation

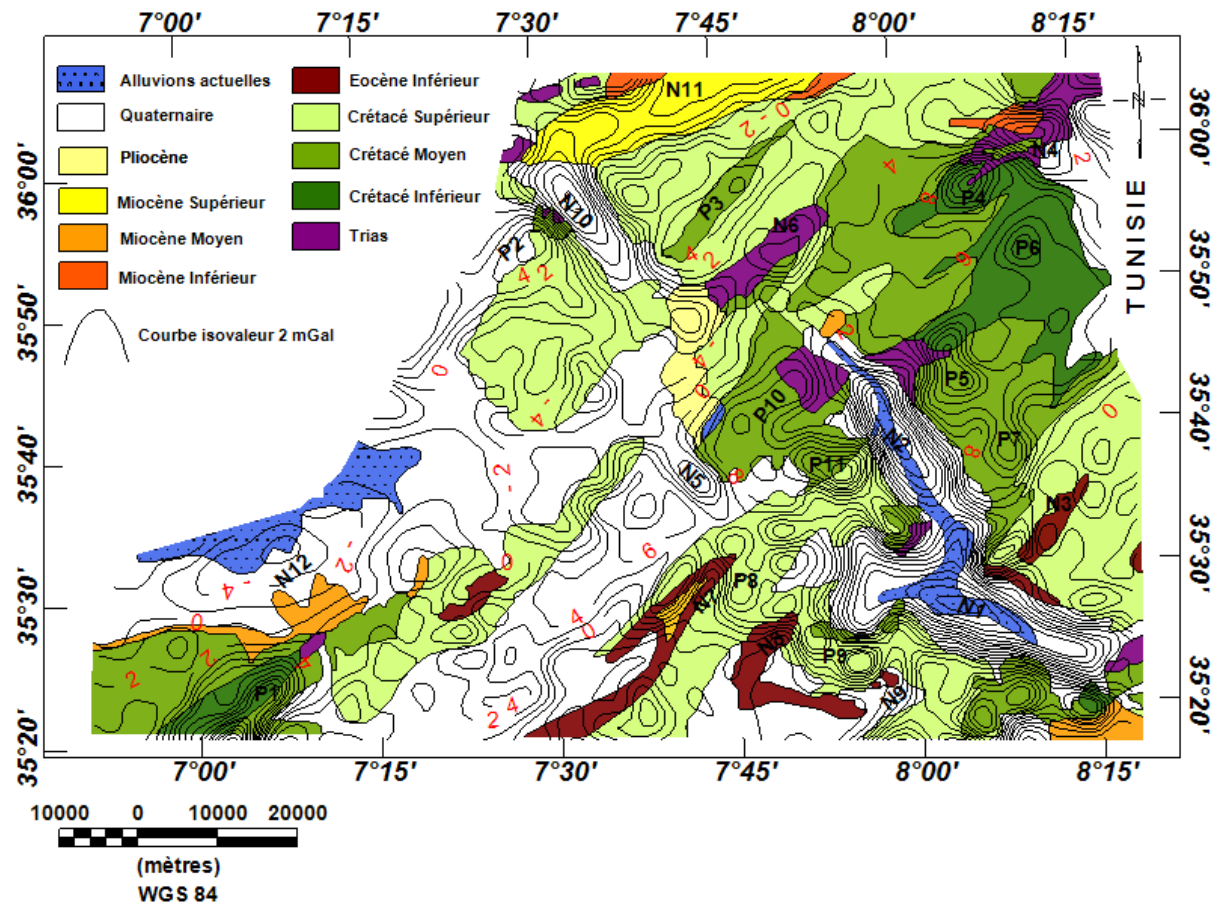


Figure 15: Contours des anomalies gravimétriques résiduelles superposés sur la carte géologique de la région nord de Tébessa et des zones environnantes. L'intervalle de contour est de 2 mGal.

À l'est de la zone d'étude, l'anomalie négative N1 caractérisée par une tendance WNW-ESE, une forme allongée avec une grande extension, et une amplitude négative très élevée de plus de -14 mGal correspond au graben de Tébessa, qui est rempli de dépôts quaternaires et d'alluvions actuelles. L'anomalie N2 de direction NW-SE coïncide avec le graben de Morsott, qui s'étend au Nord-ouest jusqu'à Jebel Mesloula. Le synclinal du Jebel Dyr est constitué des strates de l'Eocène inférieur et il est représenté par l'anomalie N3 de faible intensité négative d'environ -2.5 mGal. Le Graben Oulad Bourhanem est marqué sur sa bordure nord par une discordance de formations marines miocènes qui se chevauche des formations autochtones, une partie du graben est recouverte de matériel triasique, correspondant à l'anomalie N4 d'orientation WNW-ESE et une amplitude de -11 mGal. Au centre de la carte, l'anomalie N5 qui tend vers le Nord-ouest, avec une amplitude faible d'environ -3 à -4 mGal, est attribuée à une structure effondrée recouverte de formations quaternaires sous la localité de Méskiana. Le diapir de Mesloula montre une anomalie N6 de direction NE-SW, et d'une amplitude moyenne d'environ -7 mGal. Vers la partie sud, l'anomalie N7 d'orientation NE-SW avec une valeur de très faible intensité de -1.5 mGal, coïncide avec le synclinal de Gourigueur formé par les strates de l'Eocène inférieur et moyen. Les structures synclinales de Troubia et Tazbente, qui sont marquées par des affleurements de l'Eocène inférieur, coïncident avec les anomalies N8 et N9 respectivement et qui sont orientées dans la direction NE-SW. La partie Ouest de la zone d'étude est marquée par l'anomalie N10 d'orientation NW-SE, très allongée, atteignant une valeur d'amplitude

élevée d'environ -14 mGal et représentant le graben de Terraguelt. Au sommet de la carte, le synclinal M'Daourouch formé par les dépôts du Miocène supérieur est représenté par l'anomalie N11 de direction NE-SW. Vers le côté Sud-ouest, l'anomalie N12 orientée NE-SW, de forme ovale et d'une amplitude d'environ -10 mGal coïncident avec le synclinal de Kaiss constitué de dépôts alluviaux quaternaires et actuels.

L'anomalie positive P1 d'orientation NE-SW et une très forte amplitude d'environ $13,1$ mGal correspond à l'anticlinal de Khenchela composé de roches carbonatées d'Âge Aptien. Plus à l'ouest, l'anomalie P2 orientée NE-SW, d'une valeur d'amplitude moyenne d'environ 6 mGal, se superpose à l'anticlinal Ain Beida formé par les formations du Crétacé supérieur. L'anticlinal Es Souabaa constitué par les dépôts du Crétacé moyen est représenté par l'anomalie P3 qui tend vers le NE. De l'autre côté, la partie Est de la zone d'étude est bien soulignée par un maximum gravimétrique très vaste d'amplitude élevée d'environ 10 mGal. L'anticlinal de Jebel Ouenza constitué des strates du Crétacé inférieur coïncide avec l'anomalie P4 de direction NE-SW, avec une intensité très élevée d'environ $13,1$ mGal. L'anomalie P5, orientée N-S, s'adapte aux strates du Crétacé inférieur et moyen de l'anticlinal de Jebel Boukhadra. Les fortes amplitudes des anomalies P4 et P5 sont influencées par les effets des gisements de minerai de fer présents dans Jebel Ouenza et Jebel Boukhadra (e.g., Bouzenoune, 1993 ; Hezaimia et al., 2019 ; Zerzour et al., 2021). L'anomalie P6 orientée NE, avec une valeur d'amplitude élevée d'environ $13,1$ mGal correspond à Jebel Def formé par les formations du Crétacé inférieur. Jebel Zitouna est constitué de strates du Crétacé moyen révélant une anomalie P7 d'orientation N-S et qui atteint une amplitude élevée égal à $13,1$ mGal. L'anomalie P8 de direction NE-SW coïncide avec l'anticlinal du Jebel Serdiès. L'anomalie P9 d'orientation est-ouest se superpose à l'affleurement calcaire d'âge Turonien dans la structure de Jebel Es Senn. Le pli d'O. Smara est constitué de strates du Crétacé moyen, correspond à l'anomalie P10 de direction NE-SW et une amplitude d'environ 10 mGal. L'anomalie P11 d'orientation NW-SE coïncide avec les strates du Crétacé moyen et supérieur qui constitue les structures anticlinales de Jebel Belklif et Jebel Metloug.

Certains maxima et minima gravimétrique larges (par exemple, le maximum gravimétrique dans la partie Est de la zone d'étude et le minimum gravimétrique dans la partie Sud) ont été observés sur la carte des anomalies gravimétriques de Bouguer (Fig. 10), et même après avoir enlevé le champ gravimétrique régional ils persistent encore dans le champ gravimétrique résiduel (Fig. 14). L'origine des sources causatives de ces larges maxima et minima gravimétrique est supposé être lié aux changements morphologiques de subsurface (Zerdazi, 1990).

6 Caractérisation gravimétrique des structures géologiques

Les réponses gravimétriques reflètent la distribution des densités en subsurface et permettent la séparation et la caractérisation des structures de surface et de subsurface. À cet effet les dérivées verticales, horizontales, et totales (signal analytique) du champ gravimétrique ont été calculées. Les cartes gravimétriques de Bouguer, résiduel, dérivée verticale, dérivée horizontale et signal analytique (Figs. 10, 14, 16, 17 et 18) ont été interprétés pour analyser la distribution des densités en subsurface et déterminer la structuration profonde de la région d'étude. Chaque structure géologique connue en surface a été interprétée en fonction de ces

différentes réponses gravimétriques afin de mieux comprendre ses caractéristiques de subsurface.

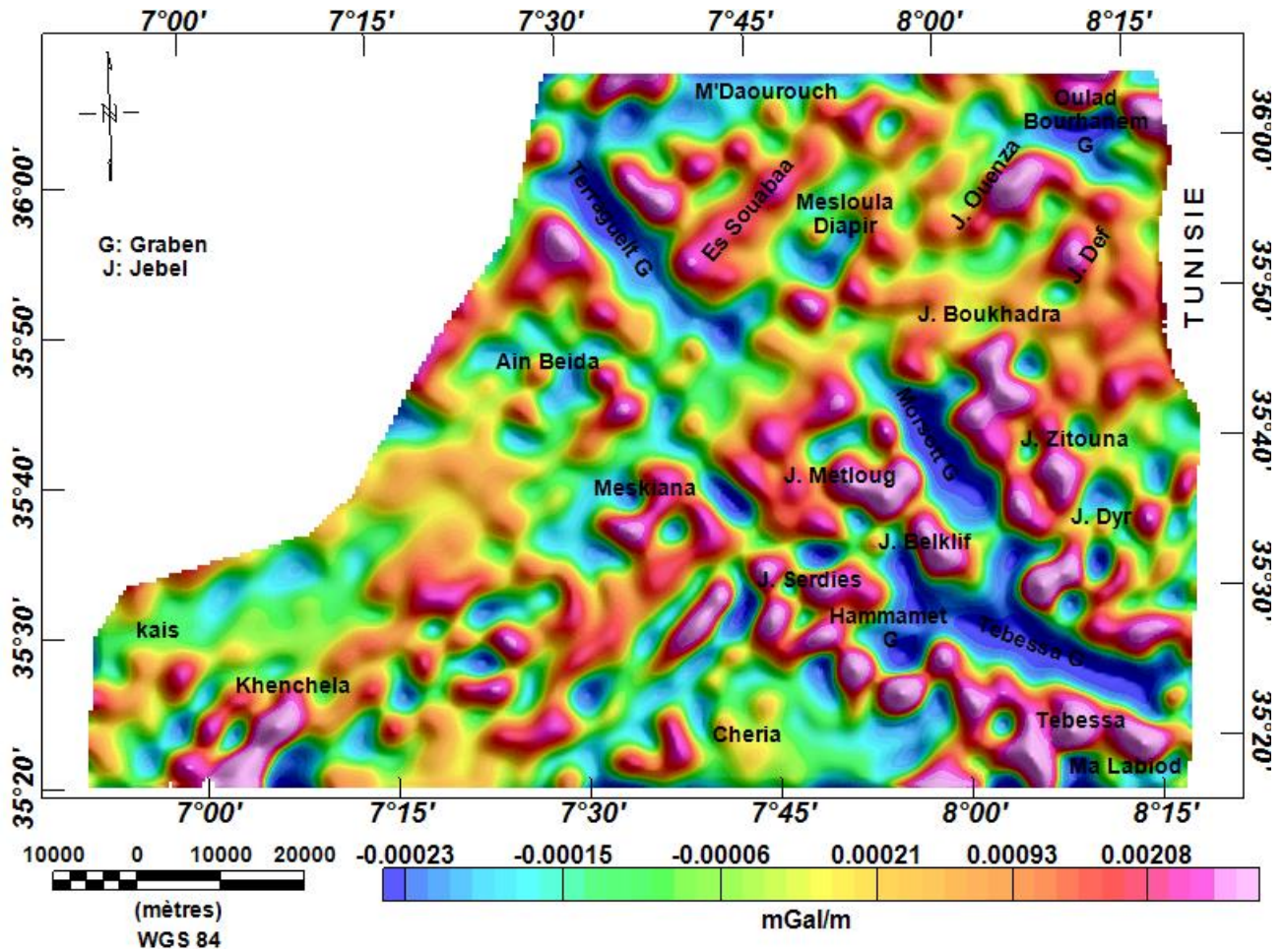


Figure 16: Carte de la dérivée verticale du champ gravimétrique résiduelle du nord de Tébessa.

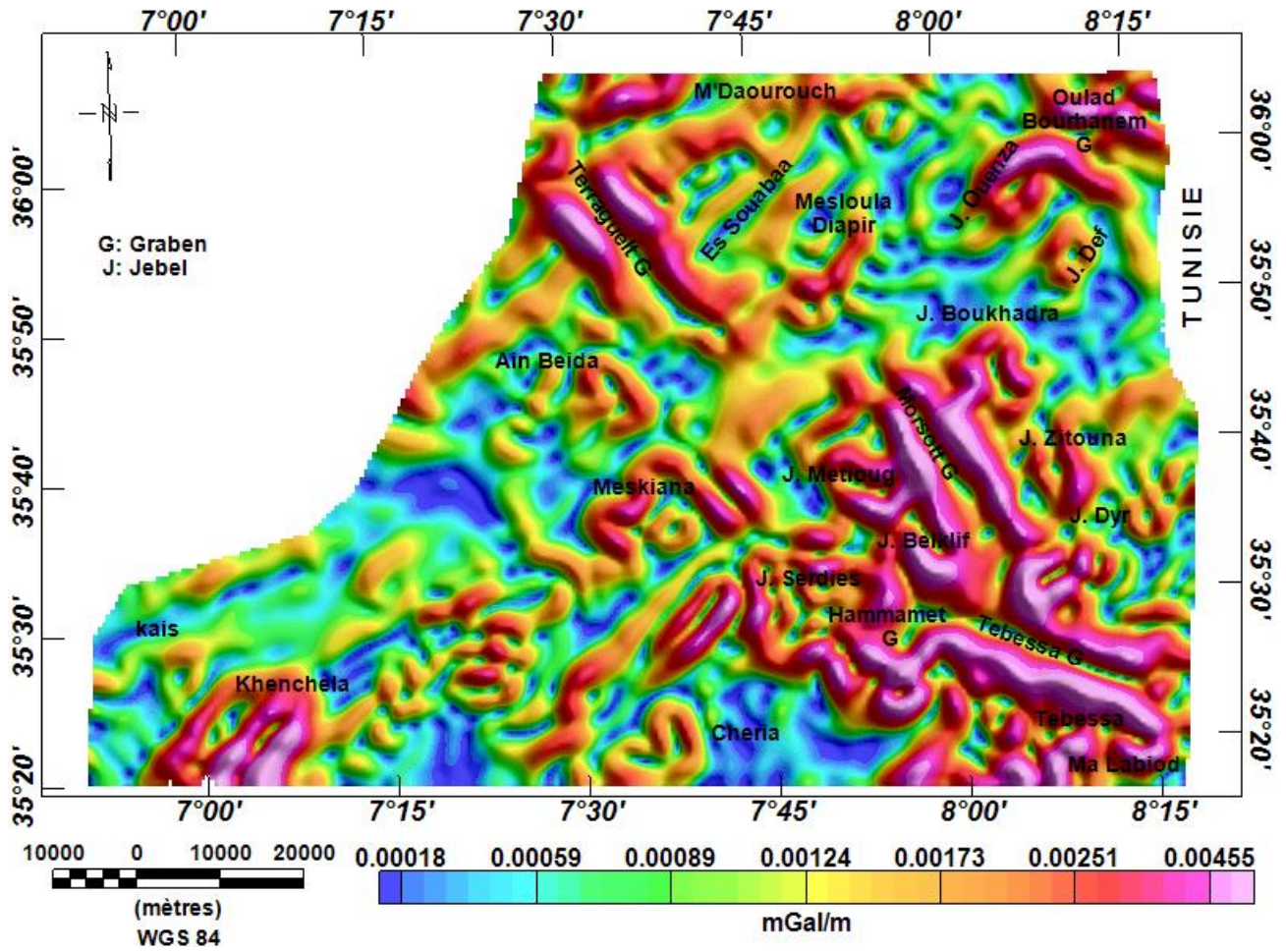


Figure 17: Carte de la magnitude du gradient horizontal du champ gravimétrique résiduelle du nord de Tébéssa.

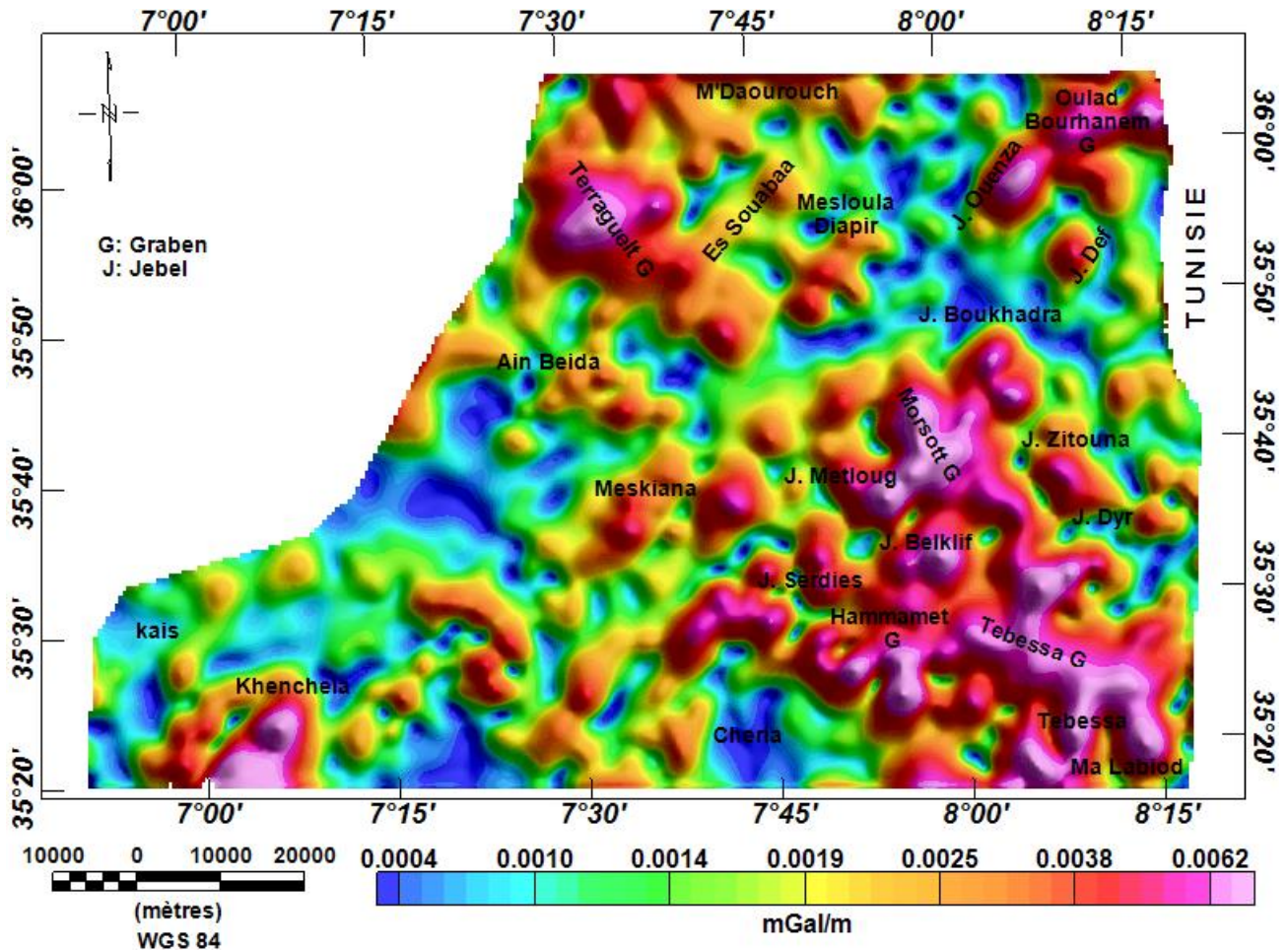


Figure 18: Carte du signal analytique (dérivée totale) du champ gravimétrique résiduelle du nord de Tébessa.

6.1 Graben Terraguelt

Sur la carte résiduelle (Fig. 14), le Graben de Terraguelt avec sa forme très allongée est matérialisé par une anomalie négative d'amplitude élevée, de l'ordre de -20 mGal. L'amplitude négative élevée observée au niveau de cette structure traduit la réponse gravimétrique des formations quaternaires de faible densité. La carte de signal analytique (Fig. 18) indique une forte amplitude liée à ce graben, ce signal positif est expliqué par la forte profondeur de sources perturbatrices liées à la structure du Graben de Terraguelt. L'étude des maxima (Fig. 17) permet de détecter les failles qui délimitent le Graben de Terraguelt. Ces failles sont des failles normales et de direction NW-SE (Fig. 17).

6.2 Graben Morsott

Le Graben de Morsott est de direction NW-SE, caractérisé par une anomalie négative de faible densité (-16 mGal) (Fig. 14) qui matérialise la réponse des dépôts alluviaux actuelle et quaternaire et qui s'étend vers le nord-est jusqu'au Jebel Mesloula (Fig. 14). Le Graben de

Morsott est associé à des sources perturbatrices profondes, cela est indiqué par la forte amplitude enregistrée au niveau de cette structure (Fig. 18).

6.3 Graben Tébessa

Le Graben de Tébessa est d'orientation WNW-ESE, sur la carte d'anomalies de Bouguer et la carte d'anomalies résiduelles (Figs. 10 et 14) il présente une anomalie négative de grande extension qualifiée par une forte amplitude (-22 mGal) qui traduit un déficit de masse. À l'ouest du Graben de Tébessa se situe le Graben de Hammamet dont sa réponse gravimétrique dans la carte de Bouguer et la carte résiduelle est représentée par une anomalie négative qui se distingue de celle du Graben de Tébessa par une variation d'orientation où elle tend vers la direction NE-SW et sa forme qui est beaucoup moins étendue (Figs. 10 et 14). Au niveau du Graben de Hammamet la carte de la dérivée verticale (Fig. 16) montre trois réponses gravimétriques distinctes plus intenses que la réponse gravimétrique globale du graben, reflétant ainsi la morphologie du socle du graben. La carte du signal analytique (Fig. 18) indique une forte amplitude liée au Graben de Tébessa, ce signal positif est expliqué par la forte profondeur des sources perturbatrices liées à la structure du Graben de Tébessa, tandis que le Graben de Hammamet affiche un signal moins élevé (Fig. 18) indiquant une profondeur moins par rapport à celle de Tébessa, ce qui explique la raison pour laquelle la dérivée verticale a pu déceler la structure de socle du Graben de Hammamet. Les deux structures d'effondrement Tébessa et Hammamet sont clairement individualisées sur la carte de dérivée verticale (Fig. 16) et les failles qui délimitent ces deux fossés sont bien détectées par l'étude de la dérivée horizontale (Fig. 17).

6.4 Graben Oulad Bou Rhanem

Le graben Oulad Bou Rhanem comme toute structure d'effondrement se manifeste par un déficit de masse qui traduit une anomalie négative de direction NW-SE (Fig. 14). Ce fossé enregistre une amplitude forte qui matérialise la réponse des dépôts quaternaire. Vers l'est le Graben Oulad Bou Rhanem s'étend au-delà de la frontière algéro - tunisien et cette partie malheureusement n'est pas couverte par les données gravimétriques utilisées dans le présent travail, tandis que la partie occidentale du graben est recouverte de matériel triasique du Diapir Ouenza et des formations marines miocènes qui chevauche les formations autochtones et qui forment le Synclinal Bled Lessiaf. La carte de la dérivée verticale (Fig. 16) élucide les réponses gravimétriques négatives de ces trois structures différentes dont une qui tend vers le NW caractérise le Graben Oulad Bou Rhanem, une deuxième dirigé dans la direction NE-SW coïncide avec le Diapir Ouenza et une troisième orienté E-W se superpose au Synclinal Bled Lessiaf. La carte du signal analytique (Fig. 18) montre que les structures citées ci-dessus sont liées à des sources profondes à très profond caractérisées par des signaux ayant des amplitudes élevées à trop élevées.

6.5 Anticlinal Es Souabaa

La carte résiduelle (Fig. 14) montre une anomalie positive de large extension qui reflète la réponse gravimétrique de l'Anticlinal Es Souabaa. Cette structure de direction NE-SW enregistre une amplitude moyenne de l'ordre de 3 à 6.5 mGal. Cette amplitude est une réponse

gravimétrique des séries sédimentaires d'âge Crétacé moyen. Plusieurs sources de moyenne à forte amplitude sont associées à cette anomalie (Fig. 18). La source située au centre de l'anticlinal Es Souabaa est associée est profond (Fig. 18) ce qui indique que le cœur de l'anticlinal est enraciné.

6.6 Synclinal Kais

Sur les cartes gravimétriques interprétées, la structure synclinale de Kais est présentée par un déficit de masse, la carte de Bouguer ainsi la résiduelle (Figs. 10 et 14) montre une anomalie négative de forme ovoïdale qui traduit la réponse gravimétrique de ce déficit de masse. Trois sources perturbatrices associées à l'anomalie négative de l'anticlinal de Kais sont distinguées sur la carte de la dérivée verticale (Fig. 16) avec un étranglement vers le NE du synclinal. Cela est fort probablement dû à une faille décrochant de direction NW-SE qui a affecté le synclinal de Kais est qui s'affiche par un fort gradient sur la carte de la dérivée horizontale (Fig. 17). Le Synclinal de Kais est associé à des sources profondes (Fig. 18).

6.7 Diapir Mesloula

La structure triasique de Mesloula est de direction NE-SW. La carte d'anomalie de Bouguer et la carte d'anomalie résiduelle (Figs. 10 et 14) présentent une anomalie négative de faible amplitude qui varie entre -1 et -6 mGal. En surface Jebel Mesloula présentent un affleurement triasique en contact anormal avec les couches sous-adjacentes et se joint à lui le Diapir Meslourh qui s'étend jusqu'à la terminaison sud du Graben Terraguelt. La carte de la dérivée horizontale totale montre un gradient de direction NW-SE qui sépare les deux structures triasiques Mesloula et Meslourh. Ce gradient peut être interprété comme étant une faille qui tend dans la direction NW-SE. En subsurface les deux structures répondent pareillement, la carte du signal analytique (Fig. 18) montre deux signaux gravimétriques faibles enregistrés comme réponse gravimétrique des deux structures, cela indique que les deux Diapirs Mesloula et Meslourh sont peu enracinés.

6.8 Jebel Boukhadra

Le massif de Jebel Boukhadra est un anticlinal orienté dans la direction NE-SW, il reflète une anomalie positive de forte amplitude (Fig. 14), cette anomalie est expliquée par un excès de masse. Sur la carte de dérivée horizontale (Fig. 17), une faille de direction NW-SE est matérialisée par un fort gradient gravimétrique. Cette faille délimite la structure anticlinale de Jebel Boukhadra de sa partie ouest où les affleurements triasiques du Diapir Boukhadra reflètent une anomalie négative de faible amplitude (Fig. 18). Cette variation de densité de l'Est vers l'Ouest caractérise le passage latéral des affleurements denses d'âge Crétacé inférieur aux affleurements de faible densité d'âge Trias. La carte de la dérivée verticale (Fig. 16) met en évidence la réponse gravimétrique du Diapir Boukhadra mieux que la carte de l'anomalie résiduelle (Fig. 14) est que cela est dû à la localisation du diapir sur la bordure du Graben Morsott, ce qui montre une fois l'efficacité de la dérivée verticale du champ gravimétrique a diminué l'effet de coalescence. La réponse gravimétrique de l'Anticlinal Boukhadra sur la carte du signal analytique (Fig. 18) caractérise une source profonde, ainsi que la structure triasique qui affiche une amplitude élevée et indique que le Diapir Boukhadra est bien enraciné.

6.9 Jebel Ouenza

Le massif de Jebel Ouenza est l'un des anticlinaux bien étudiés dans la région, réputé pour son potentiel minéral en fer, il présente une forme allongée de direction NE-SW. La carte de Bouguer et celle de l'anomalie résiduelle (Figs. 10 et 14) présente une anomalie gravimétrique d'amplitude très élevée -14 mGal et 19 mGal respectivement. Elle traduit la réponse gravimétrique des formations denses du Crétacé inférieur et des minerais de fer. Cette structure présente un signal analytique très élevé (Fig. 18), cela montre une grande profondeur associée à la source perturbatrice de Jebel Ouenza. La structure anticlinale de Jebel Ouenza est limitée par deux failles de direction NE-SW (Fig. 17).

Le Diapir Ouenza affiche une réponse différenciée sur la carte d'anomalie résiduelle (Fig. 14), au Nord une réponse négative puis au niveau de Jebel Meridef une réponse positive et au sud une réponse négative au niveau du Graben Ouled Bourhanem et le Synclinal Bled Lessiaf. La réponse négative traduit un déficit de masse dû à la faible densité des formations triasiques tandis que la réponse positive traduit un excès de masse dû à la forte densité des formations du Crétacé. La partie nord du Diapir Ouenza affiche un signal analytique de faible amplitude (Fig. 18) qui traduit une source proche de surface, tandis que sa partie sud reflète une amplitude très élevée (Fig. 18), ce qui indique une source très profonde, cela signifie que le Diapir Ouenza est bien enraciné au sud au niveau du Synclinal Bled Lessiaf. La carte du gradient horizontal (Fig. 17) met en évidence les deux failles NE-SW qui bordent le Diapir Ouenza, ainsi qu'un gradient très élevé qui traduit une faille orientée NW-SE. Cette faille semble former la bordure nord du Graben Ouled Bourhanem qui fort possible se prolongent jusqu'au Synclinal Bled Lessiaf et cette dernière a fortement joué un grand rôle dans la structuration du Diapir Ouenza.

6.10 Jebel Def

La Dôme Jebel Def reflète une anomalie positive (Fig. 14). Cette anomalie exprime un excès de masse. L'amplitude associée à cette anomalie est relativement élevée, cela est justifié par une sédimentation de forte densité au niveau de cette structure. La Dôme Jebel Def est d'orientation NNE-SSW (Fig. 16) et son signal analytique est élevé (Fig. 18), cela indique que la source perturbatrice du Jebel Def est profonde. La carte de la dérivée horizontale totale (Figure. 17) montre en détail plusieurs failles de différentes directions qui affectent la Dôme Jebel Def, à savoir : NE-SW, N-S, et NW-SE.

6.11 Jebel Dyr

Le massif de Jebel Dyr est un synclinal perché de direction NE-SW (Ben Haj Ali, 1997). Il affiche sur la carte d'anomalie résiduelle une anomalie négative de faible amplitude de l'ordre de -4 mGal (Fig. 14), cette anomalie est expliquée par un déficit de masse qui est dû à la faible densité des dépôts Eocène par rapport aux formations environnantes d'âge Crétacé et qui ont une densité plus élevée (Tab. 8). Deux failles de direction NNE-SSW sont matérialisées par un fort gradient gravimétrique sur la carte de la dérivée horizontale totale (Fig. 17). Ces deux failles délimitent la structure synclinale de Jebel Dyr de ses deux parties Est et Ouest. La carte du signal analytique (Fig. 18) montre que la réponse gravimétrique enregistrée au niveau Jebel Dyr

(Fig. 18) est influencée par une source profonde clairement définie par un signal analytique d'amplitude élevé.

6.12 Anticlinale Khenchela

La structure de Jebel Khenchela présente une forme allongée de direction NE-SW. Cet anticlinal reflète une anomalie positive de très forte amplitude enregistrée sur la carte de Bouguer et la carte de l'anomalie résiduelle (Figs. 10 et 14) et qui traduit la réponse gravimétrique des affleurements Crétacé dense. L'Anticlinale Khenchela présente un signal analytique très élevé (Fig. 18), cela montre une grande profondeur associée à la source perturbatrice de Jebel Khenchela. La structure anticlinale de Jebel Khenchela est limitée par deux failles de direction NE-SW (Fig. 17).

6.13 Jebel Metloug

Le massif de Jebel Metloug affiche une réponse gravimétrique d'amplitude très élevée, caractérisé par une anomalie de l'ordre de -25.5 mGal sur la carte de l'anomalie de Bouguer (Fig. 10) et une anomalie positive de l'ordre de 20 mGal sur la carte gravimétrique des anomalies résiduelles (Fig. 14). Cette anomalie gravimétrique d'amplitude très élevée est la réponse des formations dense d'âge Crétacé inférieur qui probablement se prolonge vers le sud sous les formations d'âge Crétacé moyen, car malgré qu'on surface au milieu du massif de Jebel Metloug la limite lithologique est soulignée entre ces formations d'âge Crétacé inférieur et moyen, la carte de la dérivée verticale (Fig. 16) ne montre aucune variation dans la réponse gravimétrique de la structure de Jebel Metloug, mais plutôt une réponse unique qui tend vers le NE. La réponse gravimétrique de Jebel Metloug est liée à une source très profonde traduite par un signal de très forte amplitude comme indiquer sur la carte du signal analytique (Fig. 18).

7 Estimation de la profondeur des grabens présents dans le Nord de Tébessa

Afin d'estimer la profondeur des structures d'effondrements dans la région d'étude deux méthodes ont été appliquées à savoir : l'analyse spectrale et le prolongement vers le haut.

7.1 Le spectre d'énergie

La méthode spectrale est une technique couramment utilisée pour estimer la profondeur des contrastes de densité dans la croûte (Bhattacharyya et Leu, 1977 ; Tselentis et al., 1988 ; Aitken et al., 2013). Cette technique est la plus efficace pour détecter les profondeurs régionales de variation de densité crustal en déterminant les propriétés spectrales du champ gravimétrique sur de grandes zones (Tselentis et al., 1988). Un inconvénient de cette méthode est qu'il est difficile de déterminer les variations de densité à petite échelle (Blakely, 1996). En général, la zone à analyser doit être au moins deux à trois fois la profondeur des sources.

Dans le présent travail, nous avons appliqué la transformation de Fourier rapide 2D (2D-FFT) sur le champ gravimétrique résiduel pour transformer les données du domaine spatial au domaine fréquentiel et obtenir le spectre d'énergie. Les pentes des lignes droites ajustées à la courbe du spectre fournissent des indications et des estimations sur la distribution et la

profondeur des contrastes de densité significatifs des sources anormales peu profondes et profondes (Dimitriadis et al., 1987 ; Tselentis et al., 1988 ; Sanchez-Rojas et al., 2014).

À partir de l'analyse de la courbe du spectre d'énergie radialement moyenné 2D (Fig. 19) du champ gravimétrique résiduel, trois ensembles de sources gravimétriques se distinguent par trois pentes de segments linéaires. La première pente, c'est celle des plus longues longueurs d'ondes, des plus basses fréquences et d'une profondeur d'environ 6,6 km représente l'ensemble des sources profondes. La deuxième pente, de fréquence intermédiaire et de profondeur d'environ 4 km, correspond à l'ensemble des sources intermédiaires. La troisième pente, ayant les fréquences les plus élevées, avec une profondeur moyenne d'environ 1,5 km, indique l'ensemble le moins profond des sources gravimétriques.

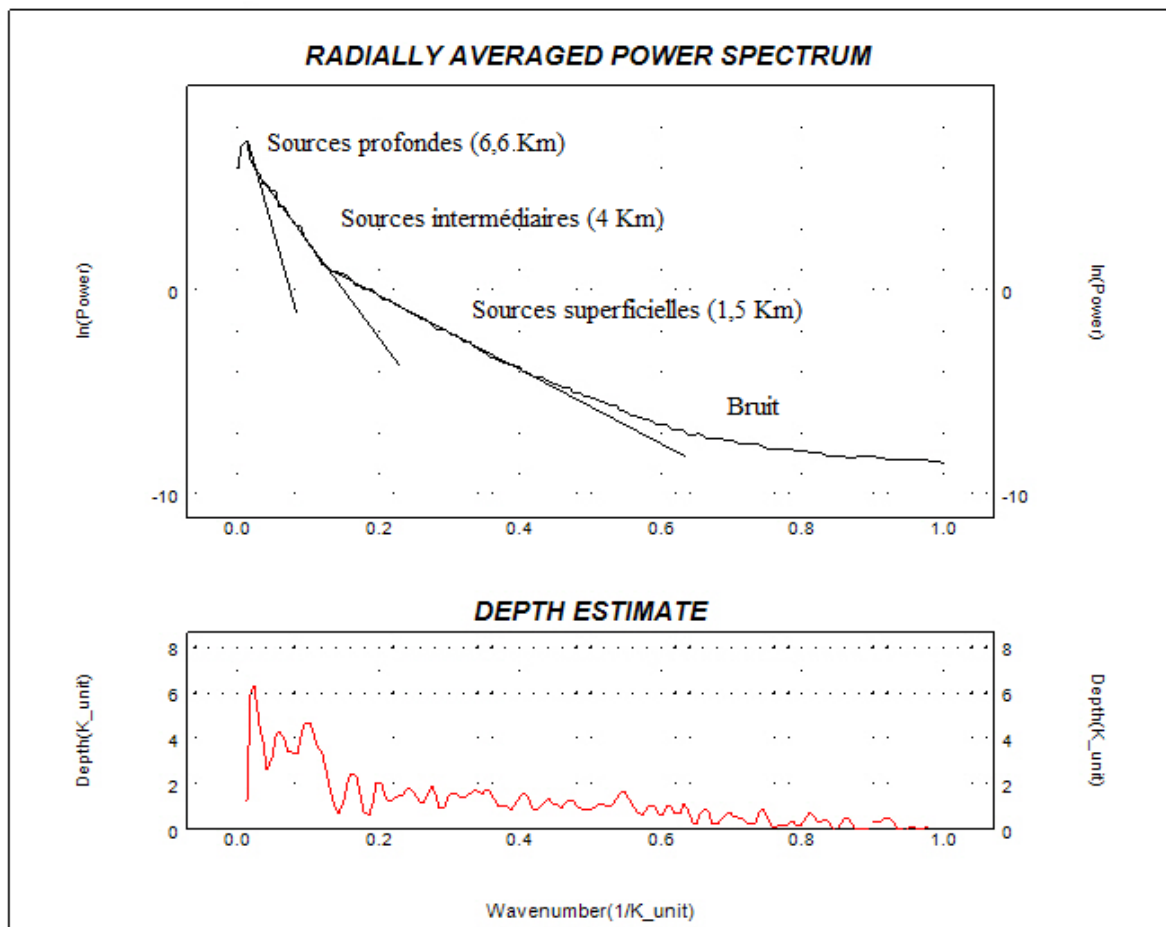


Figure 19: Spectre de puissance 2-D radialement moyenné du champ des anomalies gravimétriques résiduelles de la région d'étude.

Afin de déterminer la profondeur des grabens présents dans le nord de Tébessa, la technique du spectre d'énergie (1D-FFT) a été appliquée sur 6 profils sélectionnés et tracés perpendiculairement sur les orientations de ces structures géologiques (Fig. 20). Nous avons

calculé et analysé le spectre de puissance radiale de la carte de l'anomalie gravimétrique résiduelle, selon les 6 profils (P1-6) (Fig. 20).

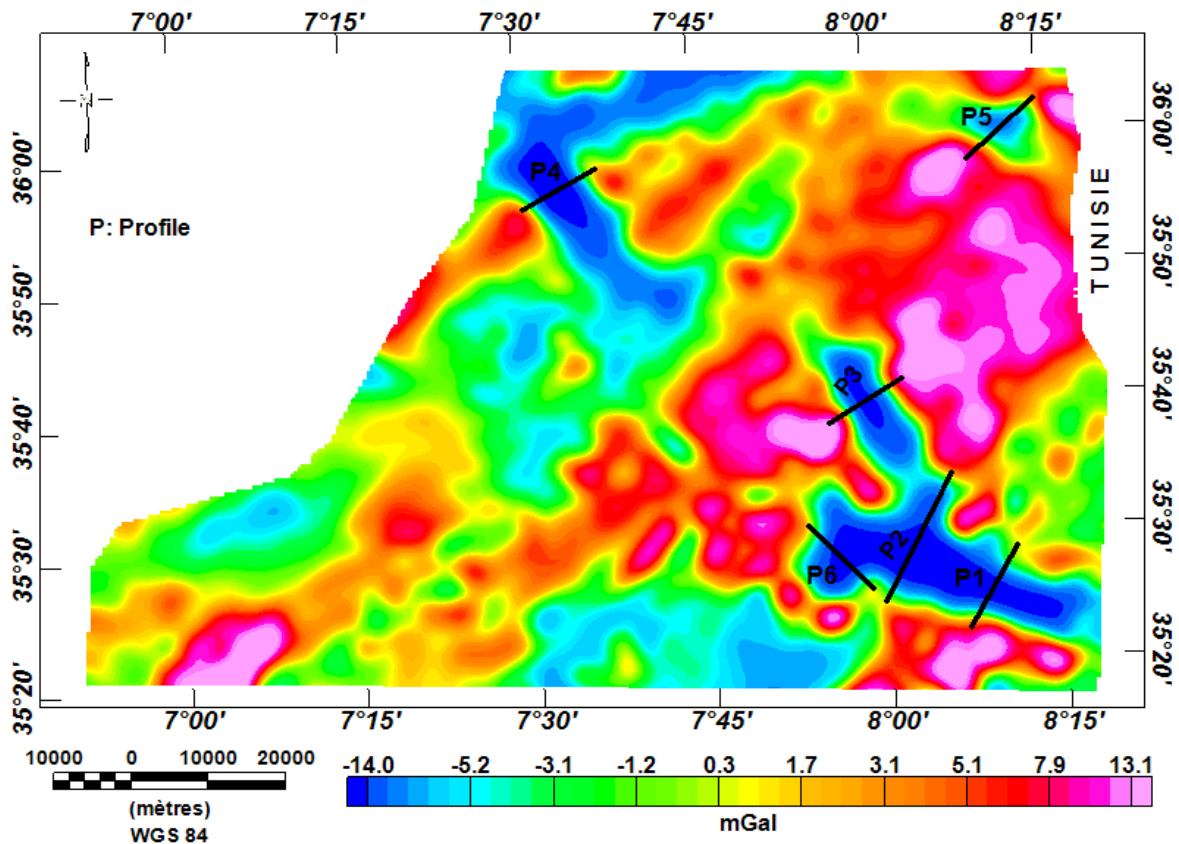


Figure 20: localisation des 6 profils utilisées pour estimer la profondeur des grabens par l'analyse spectrale 1D.

Graben	Profile	Profondeur (km)
Tébessa	P1	4,78
Tébessa	P2	5
Morsott	P3	3,29
Terraguelt	P4	4,73
Oulad Bourhanem	P5	2,96
Hammamet	P6	2,36

Tableau 12: Profondeur des grabens présents dans le nord de Tébessa estimée par la méthode d'analyse spectrale (1D).

Le tableau ci-dessus (Tab. 12) affiche les résultats obtenus par l'application de la méthode d'analyse spectrale (1D) sur chaque profil (P1-6), et qui fournissent des estimations sur les profondeurs des différents grabens présents dans la région d'étude, on observe que la plus grande profondeur est enregistrée au niveau du graben de Tébessa et il le suit celui de Terraguelt, le graben de Oulad Bourhanem s'affiche comme le moins profond.

7.2 Le prolongement vers le haut

Selon Jacobsen (1987), la profondeur des sources d'anomalies est inférieure ou au moins égale à la moitié de la hauteur maximale du prolongement vers le haut. La méthode de prolongement vers le haut a également été appliquée pour estimer la profondeur des grabens dans la zone d'étude. Les anomalies gravimétriques résiduelles ont été prolongées vers le haut sur une hauteur de 2 km, 4 km, 8 km et 12 km. Ainsi, la profondeur approximative a été estimée lorsque les anomalies causées par les grabens disparaissent à une hauteur spécifique du prolongement vers le haut.

L'étude du champ gravimétrique résiduel prolonger vers le haut, montre que sur les figures 21A et B, les anomalies gravimétriques N 1, N 2, N 3 et N 4 dues aux grabens de Tébéssa, Morsott, Terraguelt et Oulad Bourhanem respectivement sont toujours visibles à l'exception de l'anomalie gravimétrique N 4, qui est atténué sur la figure 21B. Cependant, sur la figure 21C, l'anomalie gravimétrique N 2 due au graben de Morsott a disparu. De plus, sur la figure 21D, l'anomalie gravimétrique N 3 due au graben de Terraguelt est supprimée et remplacée par un vaste minimum gravimétrique.

Ainsi, la profondeur du graben de Oulad Bourhanem varie entre 1 km et 2 km. Le graben de Morsott est plus profond que 2 km, mais il n'est pas plus profond que 4 km. Les grabens de Terraguelt et de Tébéssa dépassent une profondeur de 4 km.

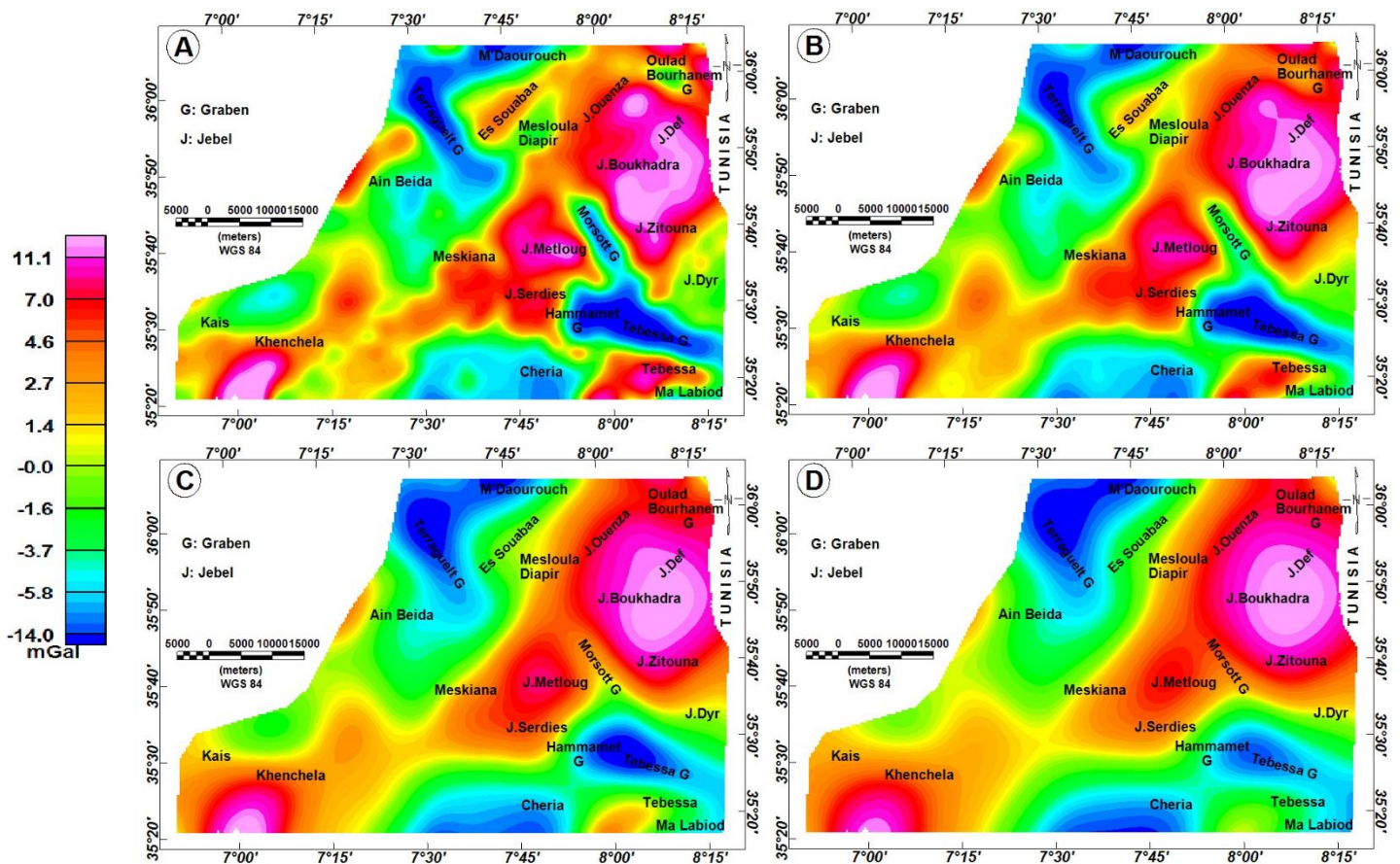


Figure 21: Cartes (A-D) des prolongements vers le haut des données d'anomalies gravimétriques résiduelles, (A) prolongement vers le haut sur 2 km, (B) prolongement vers le haut sur 4 km, (C) prolongement vers le haut sur 8 km et (D) prolongement vers le haut sur 12 km.

8 La détection des bords des sources

L'angle d'inclinaison horizontal (TDX) (Fig. 22) a été calculé à partir des données d'anomalie gravimétrique résiduelle (Fig. 14) et les maxima du filtre TDX sont représentés par des cercles blancs sur la figure 22. On peut remarquer que le TDX est un filtre très satisfaisant puisque les anomalies gravimétriques sont bien mises en évidence et les bords des sources bien soulignés.

Une propriété des résultats de la technique de détection des bords de source (SED) est que leur interprétation diffère avec le changement de la carte de fond sur laquelle ils sont tracés et dépend des informations requises. Dans la présente étude, nous présentons les résultats de l'outil SED sur la carte gravimétrique résiduelle pour identifier et cartographier les failles et les contacts géologiques de subsurface (Fig. 23).

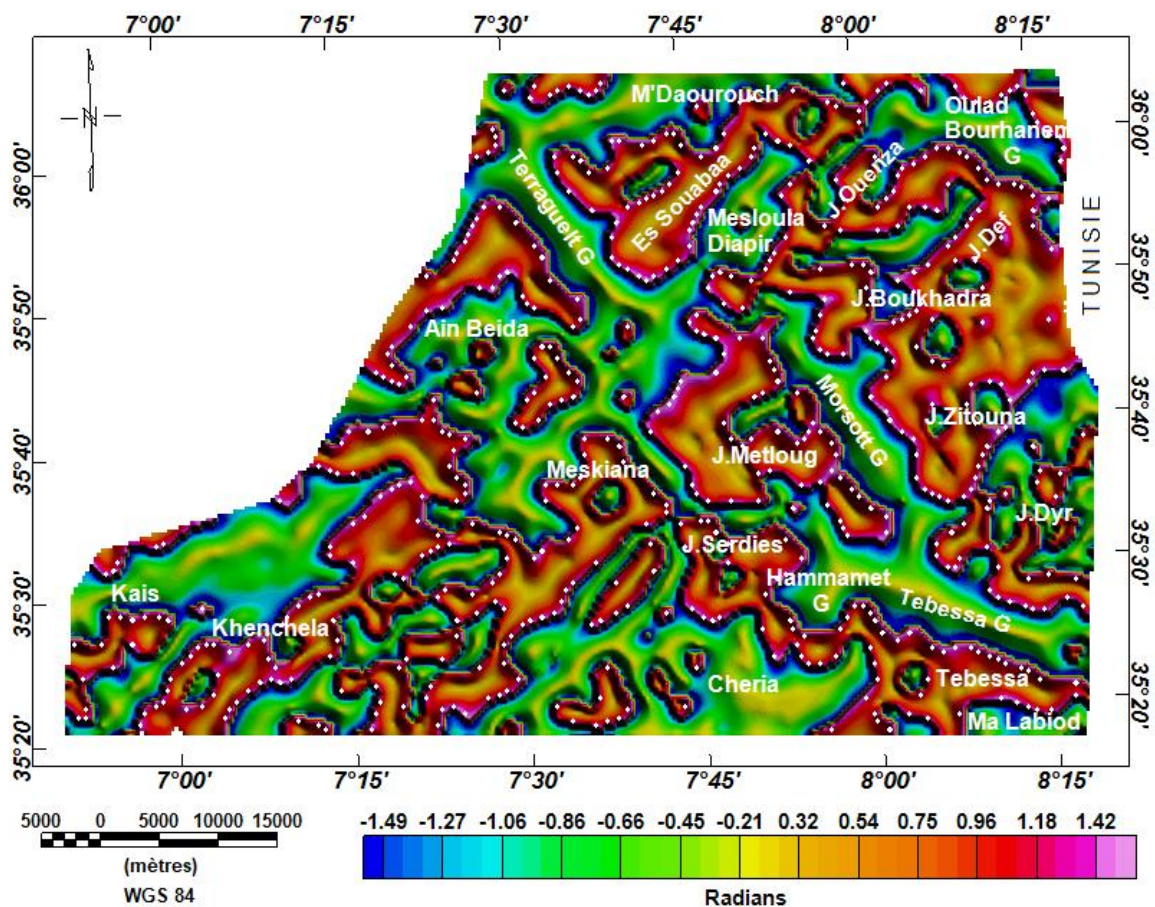


Figure 22: Carte de la dérivée horizontale normalisée (TDX) de la zone d'étude. Les cercles blancs indiquent l'emplacement des gradients maximaux.

Le diagramme en rose (Fig. 23) déduit des résultats SED montre les orientations estimées des structures cartographiées, ce qui permet une analyse directe des tendances structurales caractérisant la région nord de Tébessa et des régions environnantes. Trois tendances structurales se révèlent, NE-SW, ENE-WSW comme tendance majeure et NW-SE comme tendance mineure.

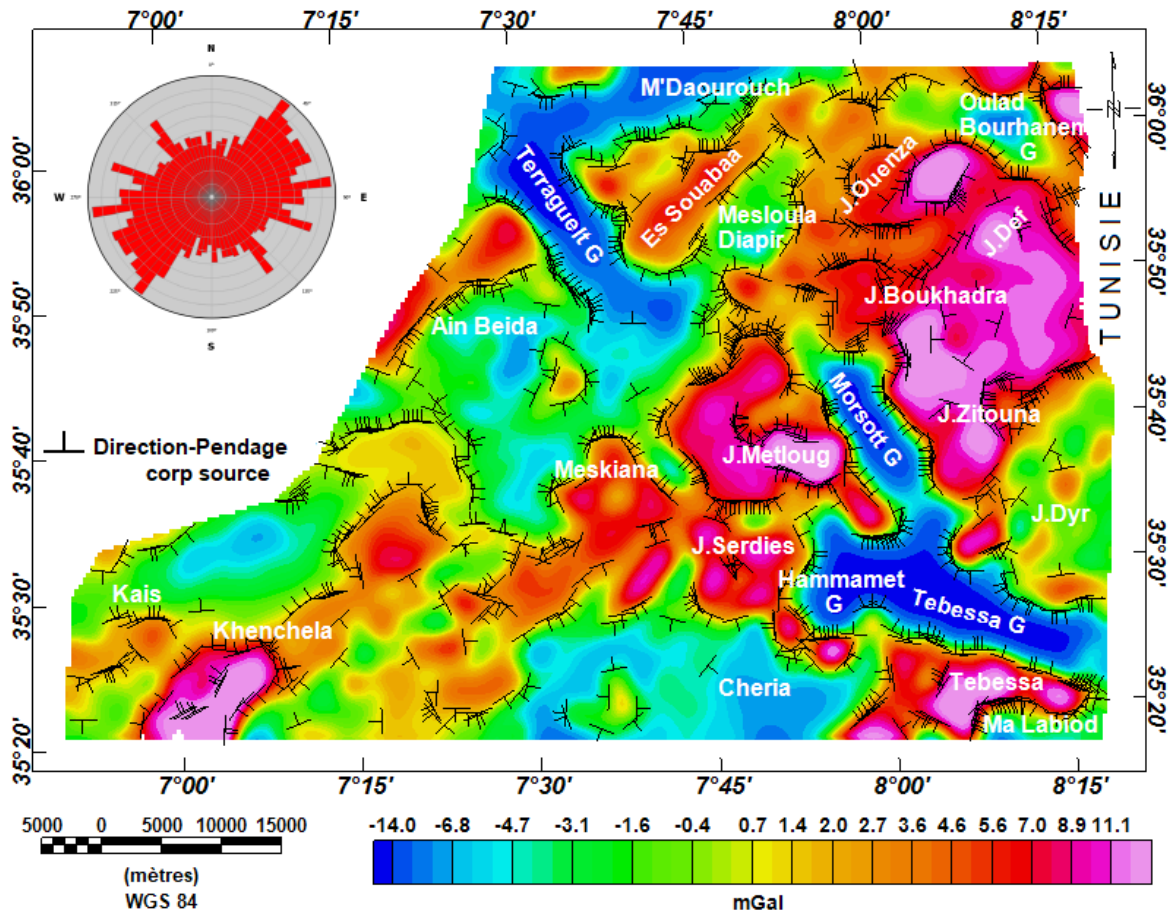


Figure 23: Les résultats de la technique de détection des bords des sources (SED) affichée par l'indicateur de pendage. L'arrière-plan est la grille des anomalies gravimétriques résiduelles de la région d'étude.

9 La technique d'analyse de la grille du Center for Exploration Targeting (CET)

La technique d'analyse de grille CET renforce les zones de discontinuité au sein des données gravimétriques et met en évidence les irrégularités essentielles dans l'intensité gravimétrique. Les structures sont trouvées dans les données en identifiant plusieurs zones de texture dans la réponse magnétique restreinte avant l'examen des axes de symétrie. Ces axes sont susceptibles de détecter une abruption directe de l'intensité gravimétrique. Fréquemment, les zones de discontinuité gravimétrique sont dues aux, et présentent, des bords rocheux, des structures allongées et des intrusions qui sont importantes pour assumer le cadre géologique d'une région (Kovesi, 1991). Les zones de discontinuité gravimétrique sont exprimées sous forme de structure squelettique en utilisant l'amélioration de texture. Les données de sortie décrivent chaque zone de discontinuité comme des fragments de lignes squelettiques appartenant à chacune d'elles, présentant visiblement les écarts dans les directions et les décalages au sein des caractéristiques structurales (Kovesi, 1997).

Les étapes de la méthode d'analyse de grille CET ont été appliquées aux données de la grille des anomalies gravimétriques résiduelles de la zone d'étude pour identifier les structures linéaires contenues dans les données gravimétriques via des formes de sous-produits

cartographiques consécutifs qui incluent l'écart type (SD), la phase de symétrie (PS), le seuillage d'amplitude, la phase de squelettisation et la vectorisation.

Le filtre d'écart type (SD) est appliqué pour identifier les régions de complexité texturales corrélées à des discontinuités dans les données gravimétriques. Lors du calcul de l'écart type (SD) des données gravimétriques (Fig. 14), un bon choix de la taille de la fenêtre opérationnelle est important, car cela a une influence significative sur les résultats des étapes qui suivent, trois valeurs ont été testées pour le choix de la taille adéquate de la fenêtre opérationnelle à savoir : 3 cellules, 5 cellules, 10 cellules. (1 cellule de grille = 500m). D'après les résultats obtenus, nous avons adopté une taille de fenêtre opérationnelle de 5 cellules de grille (2500 m), car elle couvre bien la largeur des anomalies gravimétriques d'intérêt.

La phase de symétrie (PS) applique les résultats d'amélioration de la texture pour distinguer les lignes latérales continues. En appliquant le filtre (PS), nous avons choisi pour la grille SD des données gravimétriques (Fig. 24), la plus petite longueur d'onde du filtre qui est de 4 cellules, le nombre d'échelles de filtre 3 et la valeur de la robustesse de la symétrie égale à 5. Les discontinuités linéaires résultantes du filtre PS (Fig. 25) ont été améliorées en les soumettant aux fonctions de seuillage d'amplitude et de squelettisation (Fig. 26).

L'opération de vectorisation a été effectuée pour convertir les structures squelettiques en vecteurs et produire la carte structurale CET (Fig. 27).

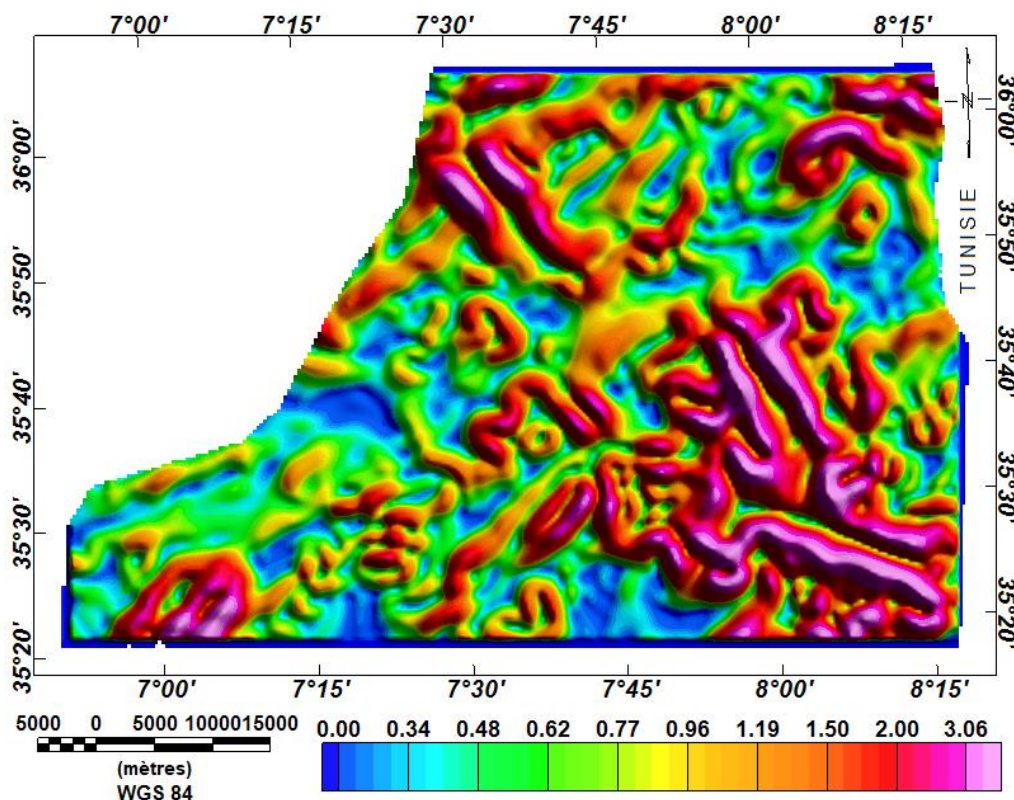


Figure 24: Image compressant les valeurs d'écart type (STD) de la carte d'anomalies gravimétriques résiduelles.

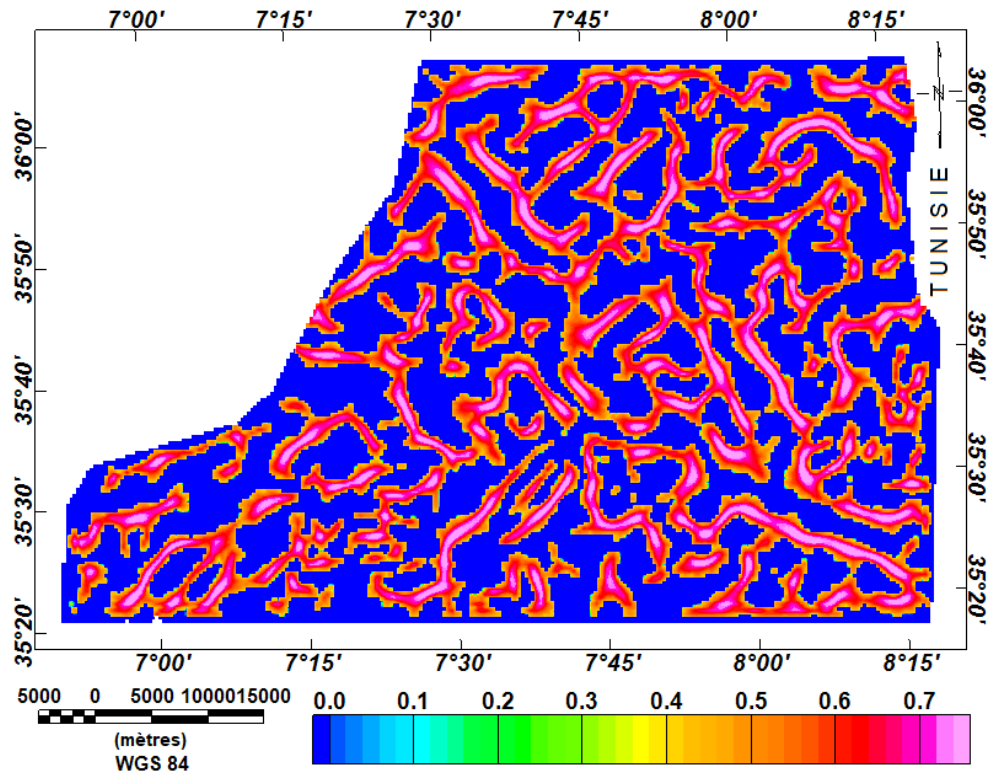


Figure 25: Carte de la phase de symétrie calculée à partir de l'image STD présenté dans la figure 24.

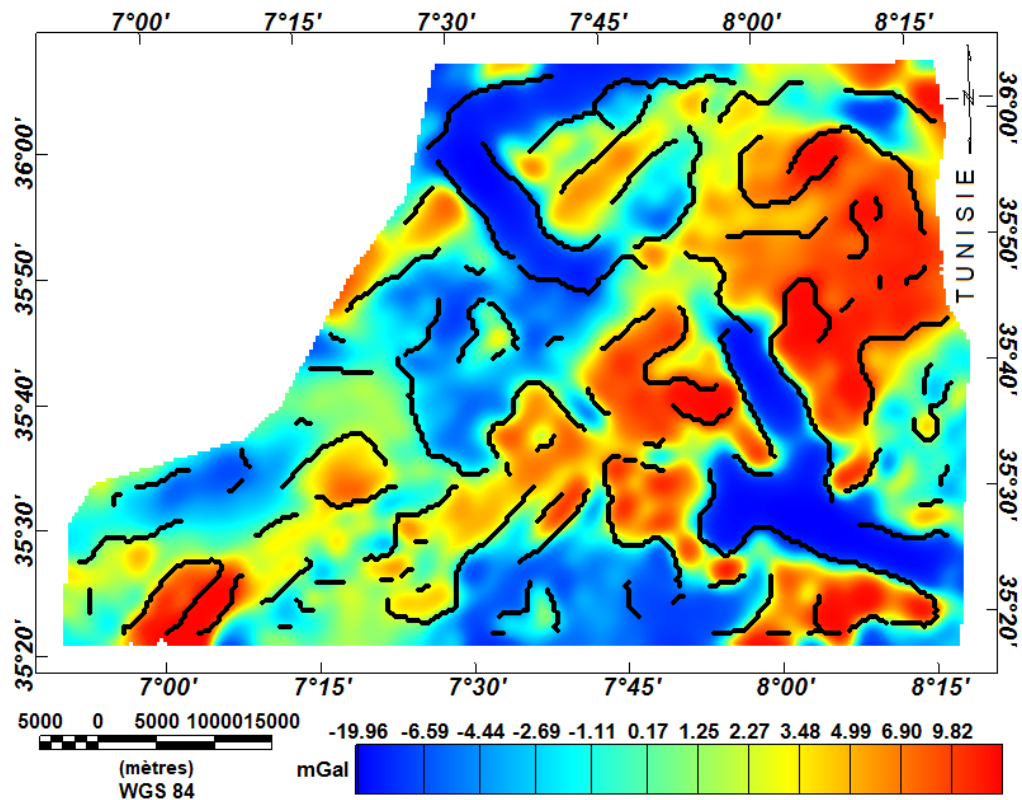


Figure 26: Résultats seuillés et squelettisés en noir superposé à la grille d'anomalies gravimétriques résiduelles.

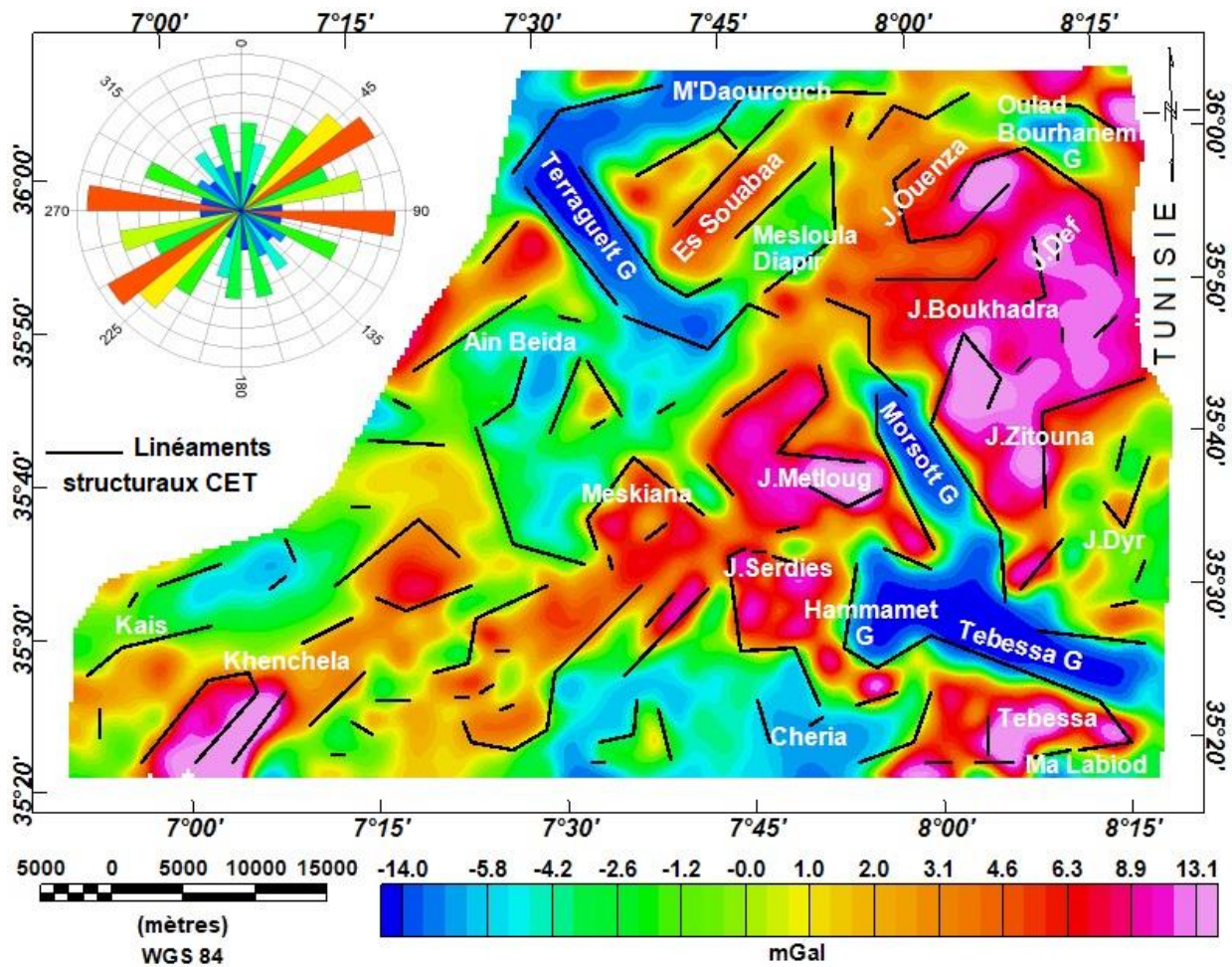


Figure 27: Carte structurale CET de la région nord de Tébessa et de ses environs.

L'analyse du diagramme en rose (Fig. 27) indique que les linéaments structuraux CET évoluent dans des directions différentes, bien que les directions NE-SW et E-W soient les plus importants et il existe d'autres directions mineures comme ENE-WSW et WNW-ESE.

10 La Déconvolution d'Euler

La technique de la déconvolution d'Euler est un outil d'interprétation du champ potentiel qui est principalement utilisé pour déterminer les profondeurs des anomalies gravimétriques. La déconvolution d'Euler est basée sur l'équation d'homogénéité d'Euler (éq. α). L'équation d'homogénéité d'Euler relie le champ (gravimétrique ou magnétique) et ses composantes de gradient à l'emplacement de la source, avec le degré d'homogénéité N , qui peut être interprété comme un indice structural (Thompson, 1982). La profondeur des sources gravimétriques a été estimée grâce à l'application de la déconvolution d'Euler à la grille gravimétrique résiduelle en utilisant une taille de fenêtre de 15×15 et divers indices structuraux de 0, 1 et 2 pour sélectionner le meilleur indice structural. Les solutions Euler sont présentées dans la Figure 28a, b, c, donnant une image de la répartition des sources gravimétriques et leurs profondeurs. Comme dans le présent travail, la méthode de la déconvolution d'Euler est appliquée pour

extraire la position et la profondeur des caractéristiques linéaires de subsurface représenté par diverses failles et contacts géologiques qui dissèquent la région Nord de Tébessa et les régions environnantes, l'indice structural approprié semble être 0 (bord et contact), ce qui donne le regroupement le plus serré de solutions, comme représenté sur la figure 28a.

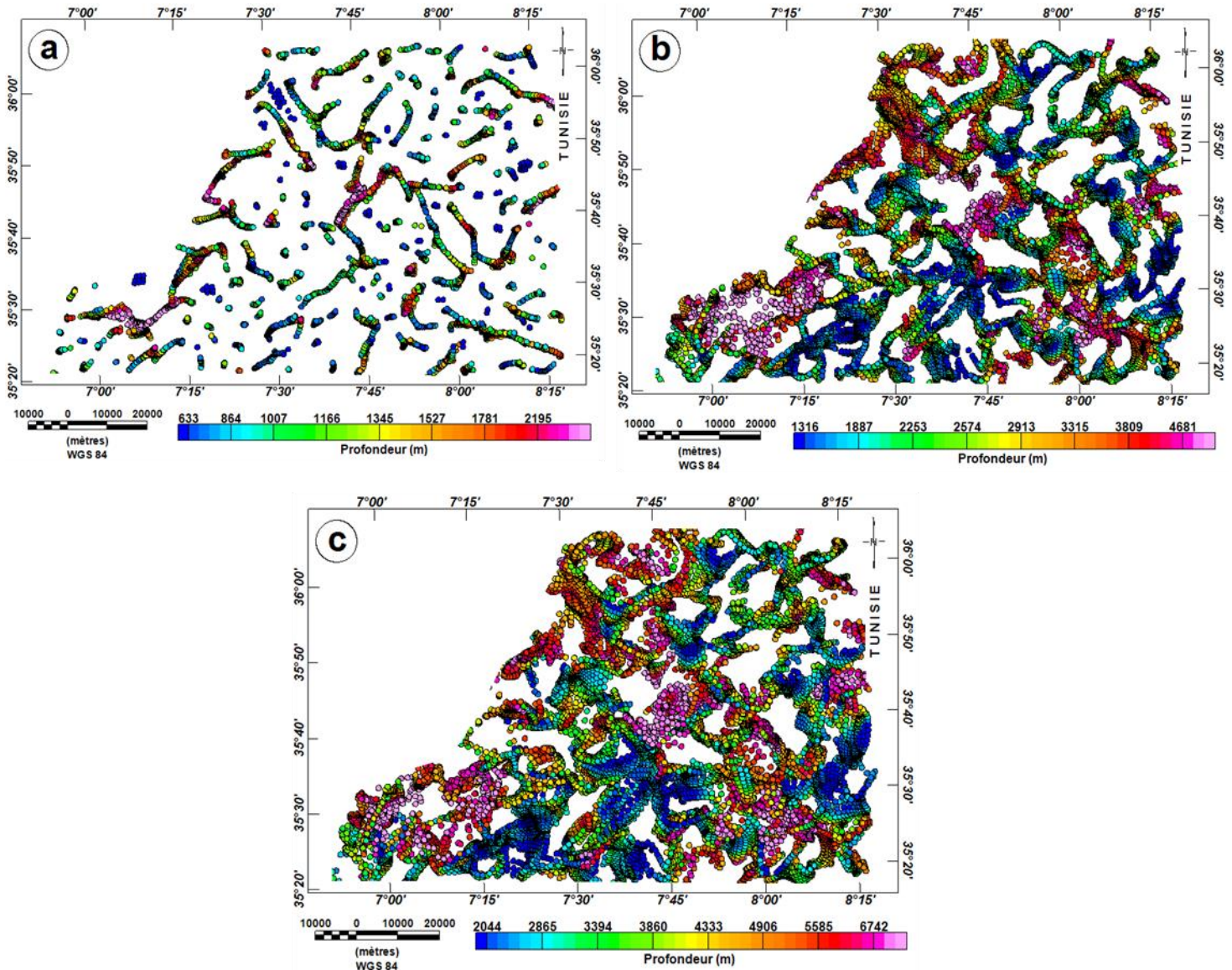


Figure 28: les solutions d'Euler, (a) indice structural = 0, (b) indice structural = 1, (c) indice structural = 2.

Après plusieurs tentatives, les solutions qui représentent le mieux la géométrie des sources ciblées (caractéristiques linéaires) au sein de la zone d'étude sont obtenues en attribuant à l'indice structural (SI) une valeur = 0, en adoptant une taille de fenêtre opérationnelle de 10 x 10 avec une taille de maille égale à 500 m et fixant l'incertitude de profondeur à 13 %.

À partir de l'analyse de la carte de la déconvolution d'Euler (Fig. 29), un bon regroupement des solutions d'Euler est observé, ce qui indique l'excellent choix des valeurs attribuées à l'indice structural, à la taille de la fenêtre opérationnelle et au % d'incertitude de la profondeur. Par conséquent, cela signifie que la position des sources est bien résolue.

Il est évident que l'emplacement des solutions d'Euler (Fig. 29) est bien corrélé aux caractéristiques linéaires déterminées par les méthodes SED et CET (Fig. 23 et 27), ce qui a permis de tracer des failles et des contacts géologiques là où de bons regroupements des données sont observés. L'analyse du diagramme en Rose (Fig. 29) montre que les orientations dominantes des failles et des contacts géologiques sont : NE-SW et E-W. La profondeur de ces linéaments varie d'une valeur minimale inférieure à 1000 m à une valeur maximale de plus de 4000 m.

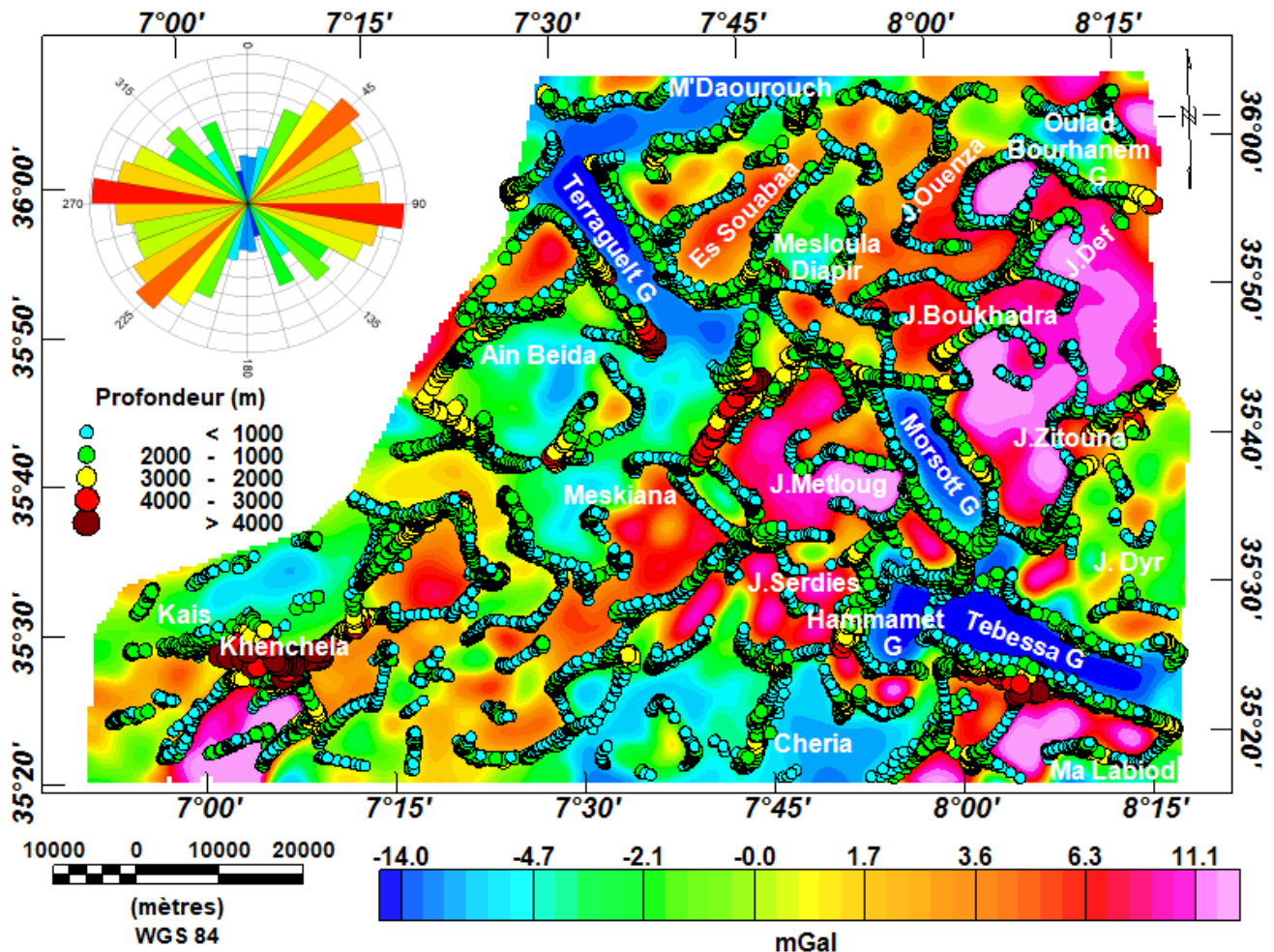


Figure 29: Solutions de la déconvolution d'Euler superposées à la carte de l'anomalie gravimétrique résiduelle.

11 La technique de détection multi-échelle des bords (Worming)

Un aspect important de la technique de détection multi-échelle des bords est qu'elle peut mettre en évidence des linéaments profonds bien que leur expression en surface ne soit pas évidente (Austin & Blenkinsop, 2008). La grille des données gravimétriques résiduelles a été prolongée vers le haut et traitée sur 8 niveaux entre un intervalle de 700 m et 12000 m. L'analyse des cartes des Worms gravimétriques (Figs. 30 et 31) montre que l'orientation NE-SW des failles et des contacts géologiques prédomine.

En termes de longueur, on remarque que les Worms détectés à la hauteur la plus basse du prolongement vers le haut sont beaucoup plus courts que ceux détectés à la hauteur la plus élevée du prolongement vers le haut. Selon, Jacobsen (1987), la profondeur estimée d'une source géologique est inférieure ou au moins la moitié de la hauteur maximale du prolongement vers le haut (z) du Worms apparenté (Murphy et al., 2006).

En termes de hauteur, les Worms de couleur noire (700 m Upward Continuation) mettent en évidence des sources proches de la surface d'environ 350 m de profondeur. Les Worms de couleur grise (1000 m Upward Continuation à 8000 m Upward Continuation) mettent en évidence les sources de densité situées au moins entre une profondeur de 500 à 4000 m, les Worms à ces niveaux visualisent bien les structures de subsurface.

Les Worms de couleur blanche (12000 m Upward Continuation), avec leurs grandes caractéristiques en termes de longueur et de profondeur, sont considérés comme des caractéristiques linéaires régionales par rapport aux autres Worms précédents.

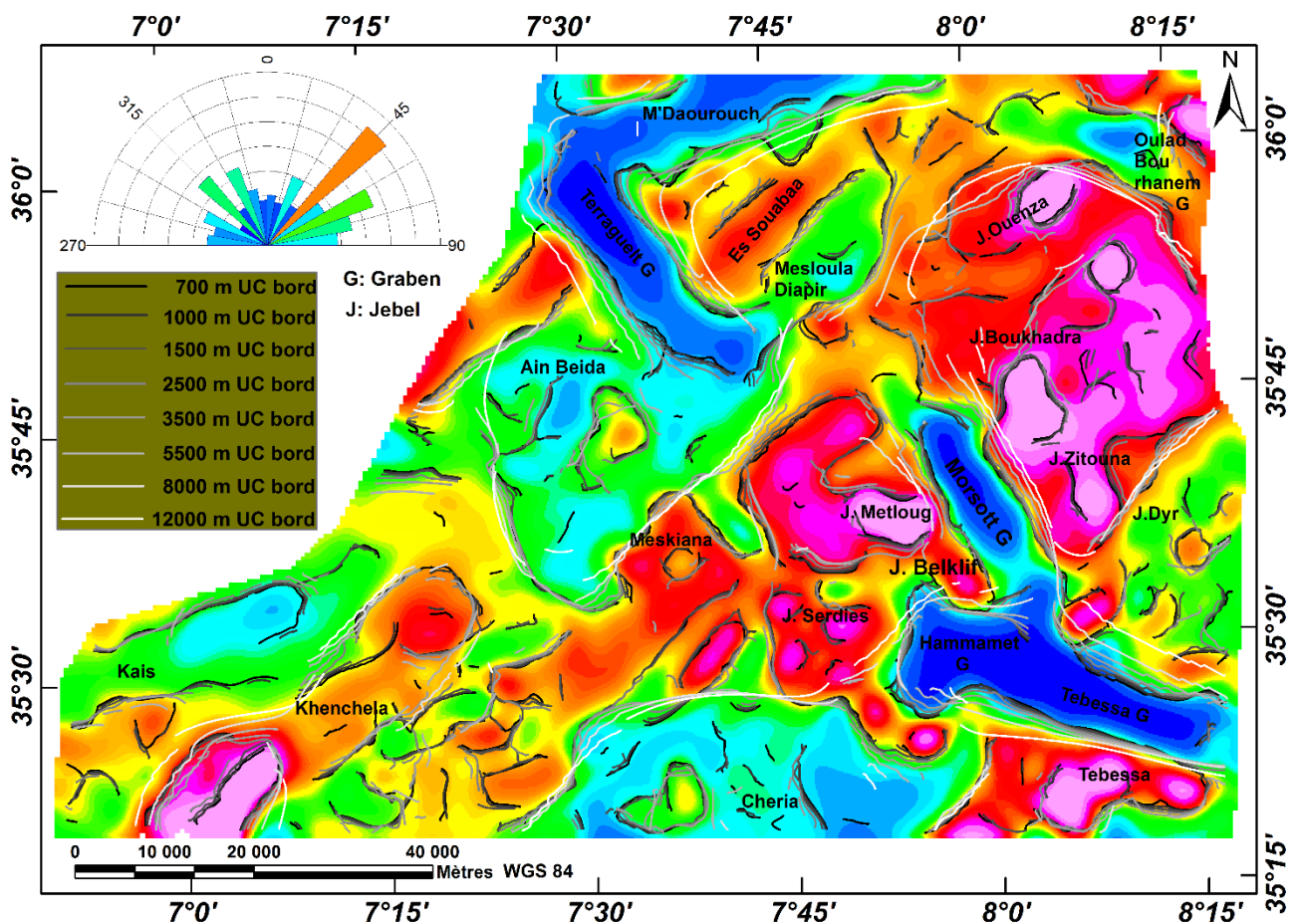


Figure 30: Worms gravimétrique de la région nord de Tébessa combiné avec la carte des anomalies gravimétriques résiduelles en arrière-plan. (Les Worms sont colorés selon la hauteur de prolongement vers le haut : noir, échelle fine ; niveaux de gris, échelle moyenne ; blanc, échelle grossière).

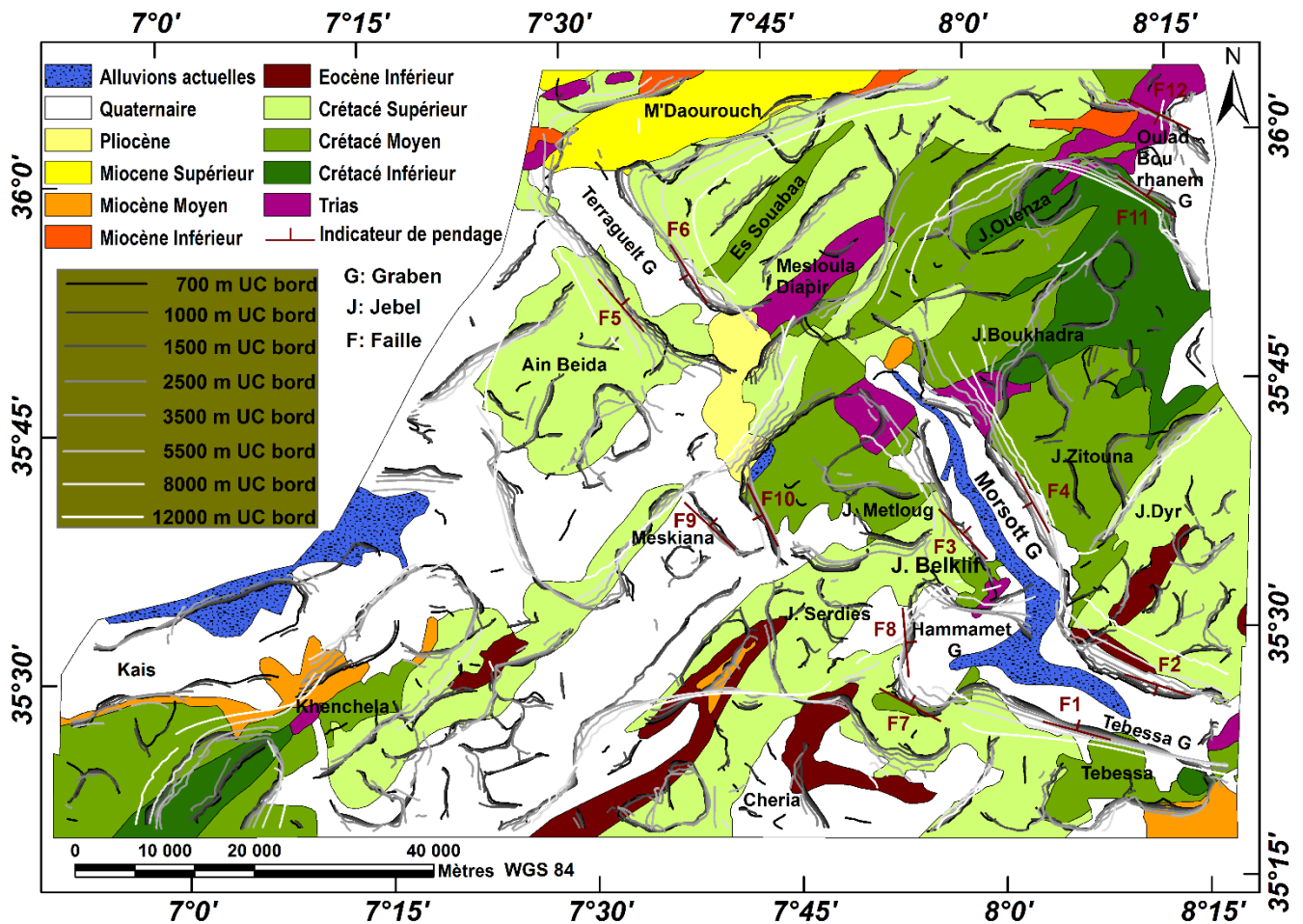


Figure 31: Worms gravimétrique de la région nord de Tébessa combiné avec la carte géologique en arrière-plan. (Les Worms noirs sont interprétés comme des failles proches de la surface ; les Worms blancs sont interprétés comme des failles du socle).

En plus des Worms linéaires, des Worms circulaires sont également observés (Figs. 30 et 31), par exemple, ceux qui mettent en évidence J. Ouenza et J. Def. La structure circulaire la plus large (intrusion ?) mise en évidence par des Worms est observée vers le nord de l'anticlinal de Khenchela (7 ° 15' et 35 ° 30').

L'orientation 3D des failles et des contacts géologiques déduite de la technique de détection multi-échelle des bords est fournie par le logiciel *Intrepid*. Cependant, dans le présent travail, seules les orientations 3D des failles et des contacts géologiques d'intérêt sont présentées, le tableau 13 montre les orientations 3D des failles délimitant les grabens présents dans la zone d'étude (Fig. 31). Une variété d'informations peut être obtenue à partir de l'analyse 3D multi-échelle des bords, et cela peut aider à affiner la compréhension du contexte géologique.

Graben	Faïlle N°	X1	Y1	X2	Y2	Direction de pendage	Angle du pendage°	Direction
Tébessa	F1	982000.0	247171.5	1002000.0	243677.8	15	82	104E
	F2	993301.3	254865.3	1004500.0	251793.8	198	53	108E
Morsott	F3	968846.1	282589.1	979892.8	263862.3	46	48	139E
	F4	980500.2	282666.5	987804.3	266862.3	241	58	151E
Terraguelt	F5	930922.9	305743.7	942332.1	291334.6	49	64	131E
	F6	939500.6	308500.5	947500.1	296500.4	238	60	148E
Hammamet	F7	970270.3	253500.0	975500.0	250688.4	28	42	161E
	F8	970108.53	251529.5	971000.2	259500.9	85	79	175E
Mésiana	F9	947500.6	272500.4	952500.0	266500.1	43	71	133E
	F10	954025.7	274000.0	956522.2	268000.0	244	78	154E
Oulad Bourhanem	F11	991500.3	311000.4	995000.1	307500.0	35	64	125E
	F12	991322.2	318844.5	1000517.8	315239.7	206	88	117E

Tableau 13: Informations sur les orientations 3D des failles délimitant les grabens dans la région d'étude.

12 L'inversion gravimétrique tridimensionnelle

La modélisation inverse 3D est une méthode très puissante dans l'interprétation quantitative des données gravimétriques, en raison de la quantité d'informations qu'elle fournit sur les caractéristiques géométriques des sources causales des anomalies observées en construisant des modèles de densité (Li et Oldenburg, 1998 ; Aboud et al., 2018).

Une inversion 3D sans contrainte a été réalisée sur les données d'anomalies gravimétriques résiduelles à l'aide de la technologie de modélisation terrestre VOXI 3D de Geosoft pour récupérer la distribution de la densité de subsurface dans un modèle 3D et pour extraire des informations supplémentaires sur la profondeur et l'extension latérale des grabens.

Pour cela, le subsurface a été discrétisé et représenté par un modèle maillé de 264 x171 x33 cellules mesurant chacune 500 m en direction nord et est et chacune augmentant en profondeur de 250 m près de la surface à 1850 m à la profondeur maximale du modèle. Le problème inverse est formalisé en inversant 9424,39 points de données pour récupérer les contrastes de densité dans le modèle de 1489 752 cellules voxel. Le processus d'inversion a été exécuté avec une densité de 2,67 g/cm³, la même valeur de densité qui a été utilisée pour calculer l'anomalie de Bouguer.

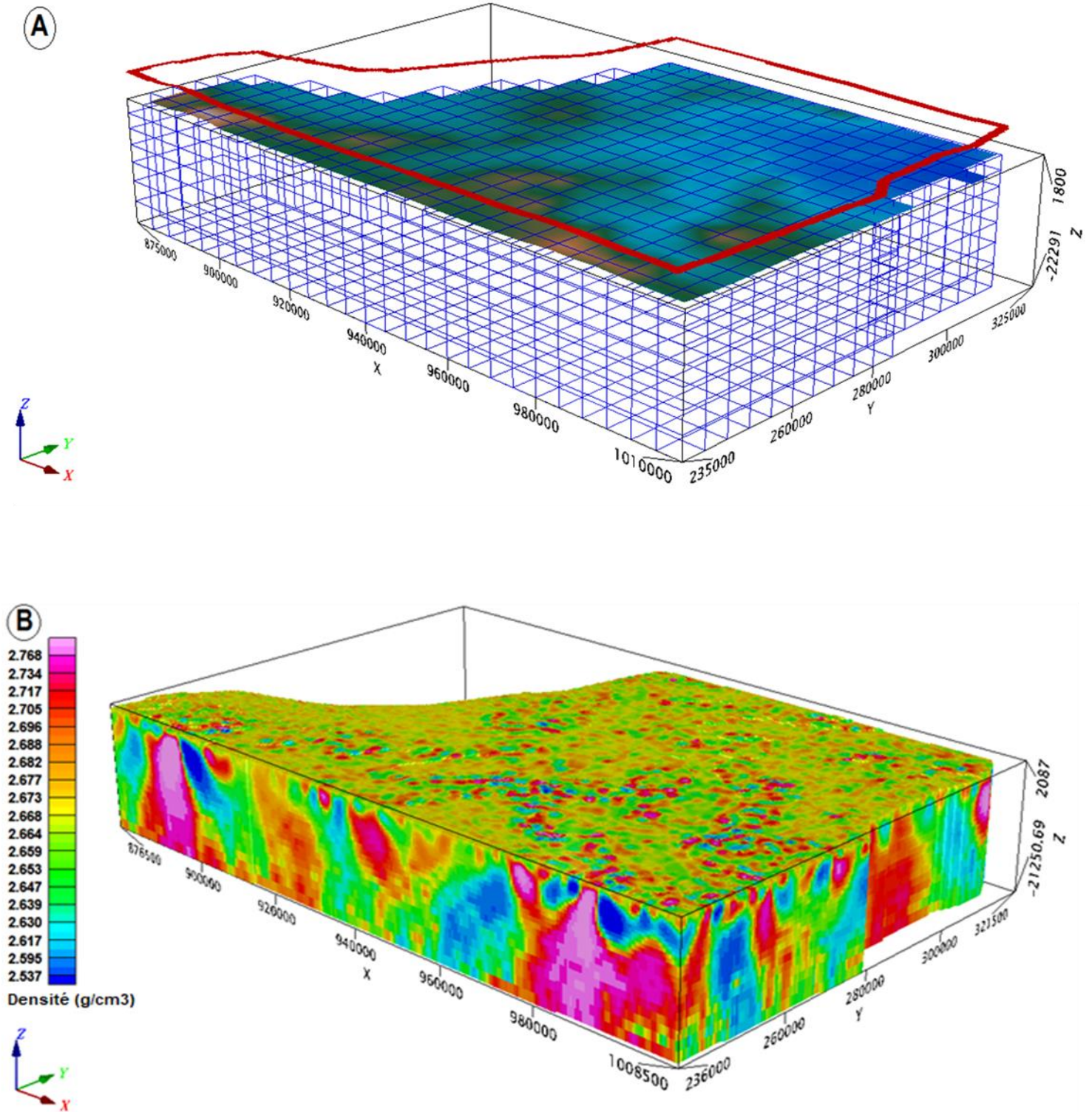


Figure 32: (A) Modèle de maillage 3D de la région d'étude. La topographie est ajoutée à ce maillage à des fins d'inversion. Les valeurs d'altitude proviennent des données du modèle d'élévation digital. Le carré rouge montre la limite du modèle. Les valeurs X, Y et Z sont en mètres. (B) Modèle de densité 3D de la région d'étude.

L'inversion 3D des données gravimétriques a été réalisée pour récupérer la distribution de densité 3D qui est cohérente avec la géologie et peut expliquer les réponses gravimétriques mesurées. La figure 32A montre le modèle de maillage 3D utilisé dans le processus d'inversion des données gravimétriques.

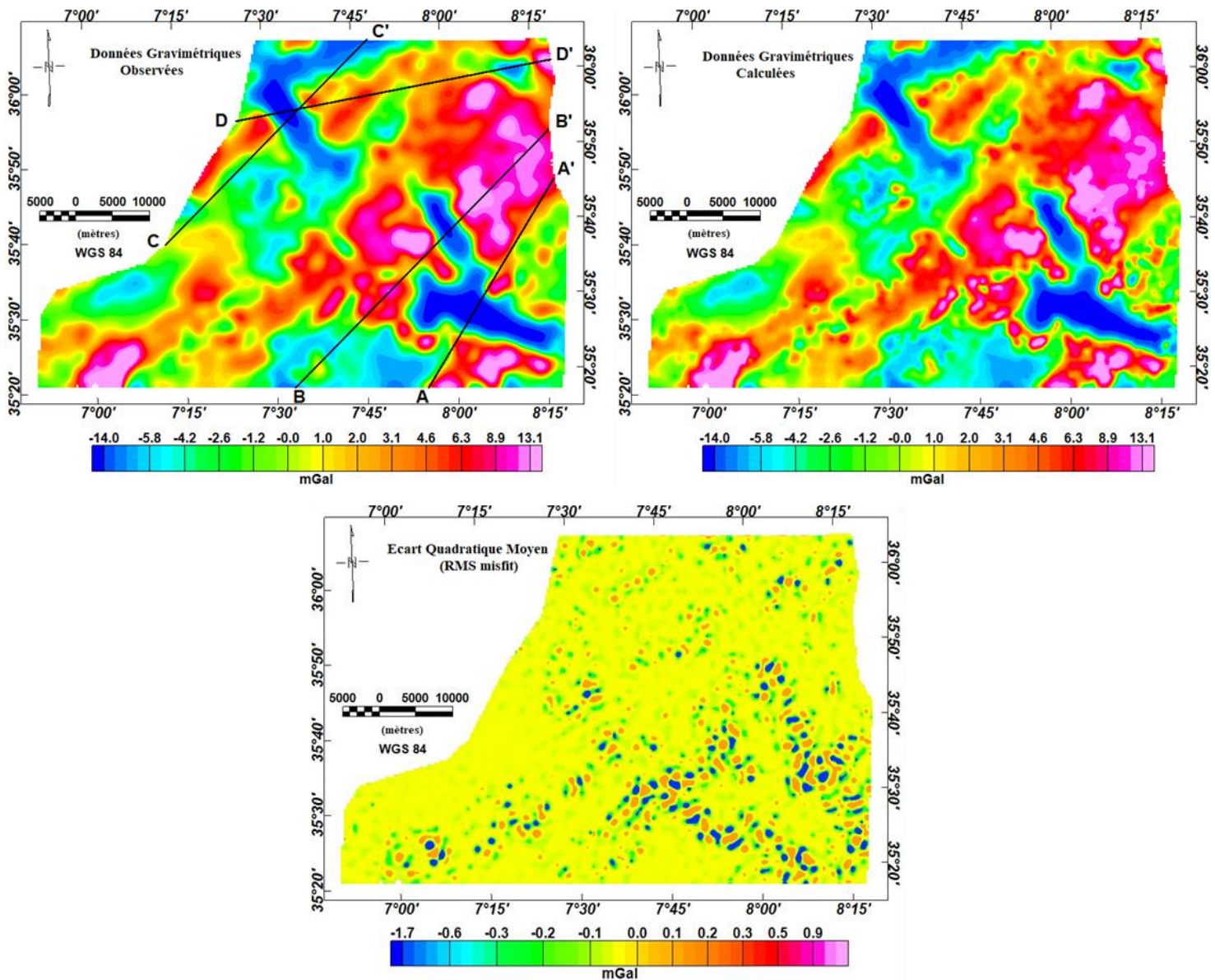


Figure 33: Cartes des données gravimétriques observées (A), des données gravimétriques calculées (B) pour le modèle de densité 3D et de l'inadéquation (RMS misfit) entre les deux (C). Les lignes noir AA', BB', CC' et DD' correspondent aux sections représentées sur la figure 33.

Le modèle de densité 3D résultant (Fig. 32B) couvre une superficie d'environ 125 x 80 km, s'étend jusqu'à une profondeur de 21 km et présente les variations de densité de subsurface dans la zone d'étude. Comme le montre la figure 33, les valeurs gravimétriques observées correspondent bien aux valeurs gravimétriques calculées à partir du modèle de densité.

Quatre sections (Fig. 34A a, b, c et d), orientées le long des profils AA', BB', CC' et DD' sont extraites du modèle de densité (Fig. 32B) pour déterminer la profondeur moyenne des grabens.

Le graben de Oulad Bourhanem présente la séquence sédimentaire la plus fine à environ 2 à 3 km, mais une grande étendue latérale. Les grabens de Morsott et de Terraguelt ont une profondeur qui varie respectivement de 3 à 4 km et de 4 à 5 km, tandis que le graben de Tébessa possède la séquence sédimentaire la plus épaisse environ 7 à 8 km.

Le modèle de densité récupéré à partir de l'inversion tridimensionnelle est illustré sur la figure 34B, sous forme d'isosurfaces 3D pour montrer la géométrie 3D de toutes les structures à faible densité dans la zone d'étude. Le diapir de Mesloula est constitué de dépôts évaporitiques ayant une densité de 2.57 g/cm^3 (Fig. 34B). Les grabens de Tébessa, Morsott, Terraguelt et Oulad Bourhanem sont principalement constitués de formations quaternaires d'une densité égale à 2.5 g/cm^3 et reposant sur un matériau d'une densité de 2.57 g/cm^3 (évaporites triasiques ?).

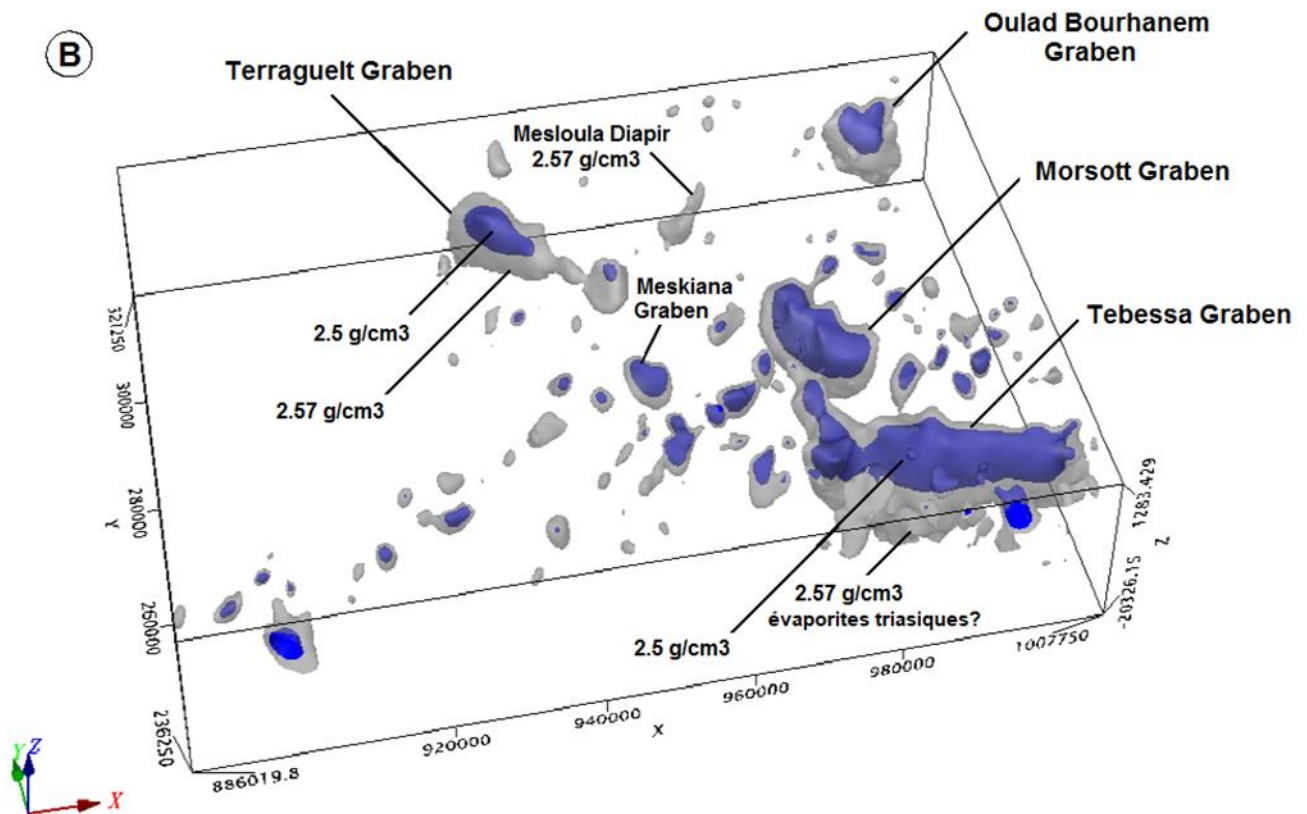
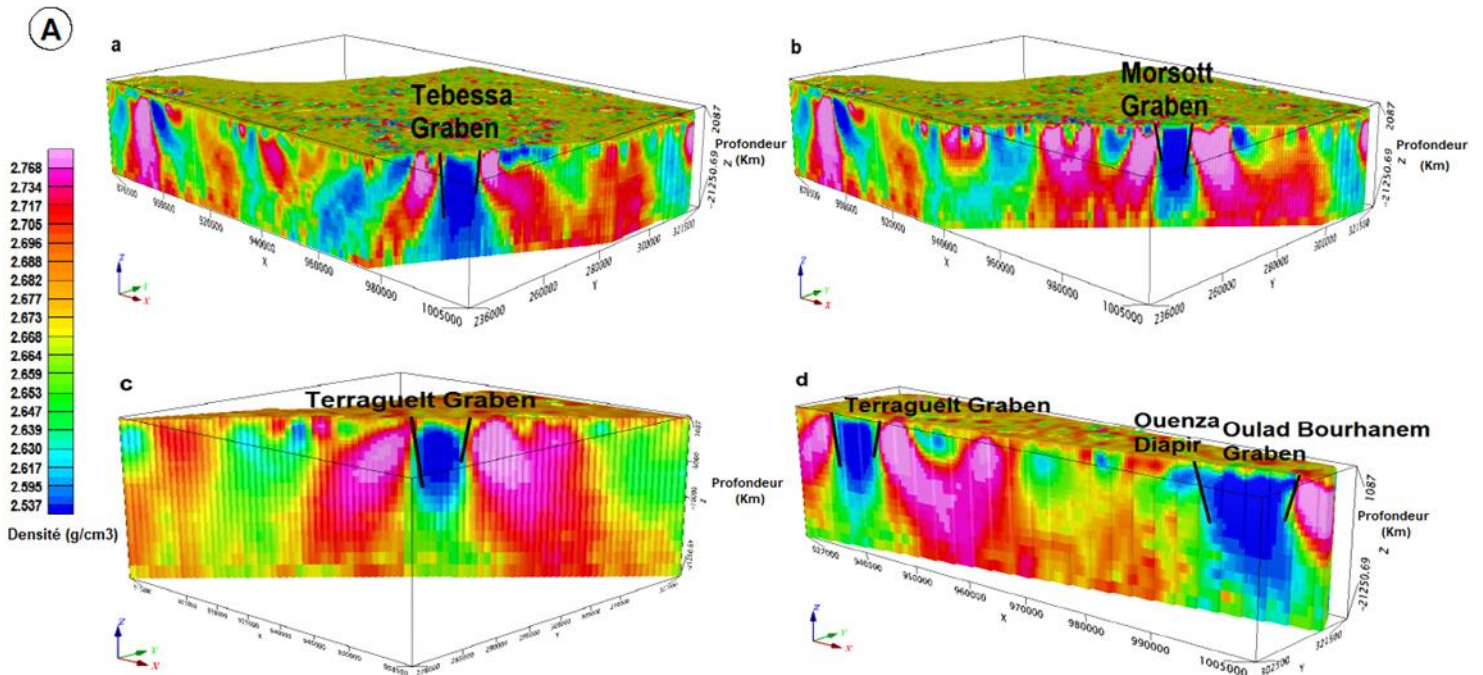


Figure 34: (A) quatre sections à travers le modèle de densité 3D (a) section mettant en évidence le graben de Tébessa (profil AA', Fig. 33), (b) section mettant en évidence le graben de Morsott (profil BB', Fig. 33), (c) section mettant en évidence le graben de Terraguelt (profil CC', Fig. 33), et (d) section mettant en évidence le graben d'Oulad Bourhanem (profil DD', Fig. 33). (B) Vue en perspective montrant la densité de subsurface sous forme d'isosurfaces découpées à des contrastes de densité de : -0.1 g/cm^3 (couleur grise) et -0.17 g/cm^3 (couleur bleue).

13 Discussion

Le champ gravimétrique résiduel de la région nord de Tébessa révèle un ensemble d'anomalies gravimétriques positives et négatives (Fig. 14) et met en valeur les structures de subsurface qui peuvent être liées à la géologie de surface (Fig. 2).

13.1 Les anomalies gravimétriques des structures diapiriques

En général, la carte du champ gravimétrique résiduel observé dans la région nord de Tébessa (Fig. 14) montre un schéma plutôt hétérogène en ce qui concerne les réponses gravimétriques des structures diapiriques. Dans la région d'étude, le Trias est constitué principalement de matériaux de faible densité (Figs. 4 et 6), où Zerdazi (1990) attribue une valeur de densité de 2.2 g/cm^3 à ces formations évaporitiques triasiques pour la modélisation 2D. Normalement, la faible densité des matériaux triasiques par rapport à la densité plus élevée des roches encaissantes carbonatées provoquerait des réponses gravimétriques négatives sur ces structures diapiriques, comme cela est tout à fait évident dans le diapir de Mesloula (Fig. 14). Cependant, nous observons des réponses gravimétriques positives sur les structures diapiriques de Boukhadra et d'Ouenza (Fig. 14).

L'investigation de la carte des anomalies gravimétriques résiduelles (Fig. 14) montre que les gisements de minerai de fer connus dans la région de Tébessa se trouvent au-dessus des anomalies gravimétriques positives observées dans les structures diapiriques d'Ouenza et de Boukhadra. Les minerais de fer d'Ouenza et de Boukhadra ont des densités allant de 2.79 g/cm^3 à 3.27 g/cm^3 avec la densité des roches calcaires encaissantes donnant une densité moyenne supérieure à 3.5 g/cm^3 (Zerdazi, 1990) et comme les évaporites du Trias ont une densité inférieure égale à $2,2 \text{ g/cm}^3$ (Tab. 7), cela fera une densité moyenne de 2.9 g/cm^3 avec un contraste de densité positif ($+ 0.23 \text{ g/cm}^3$) pour une densité de correction de Bouguer de 2.67 g/cm^3 .

Un tel contraste de densité positif peut facilement créer des anomalies gravimétriques positives aux diapirs d'Ouenza et de Boukhadra.

Le maximum gravimétrique dans la partie orientale de la zone d'étude est cartographié par des Worms de couleur blanche (bord UP 12 000 m) (Fig. 30), ce qui indique une profondeur minimale de 6 km pour cette structure cartographiée. D'autre part, ce maximum de gravité est mis en évidence sur le champ gravimétrique résiduel prolonger vers le haut à 8 km (Fig. 21C), ce qui suppose une profondeur minimale de 4 km pour la source causale.

L'interprétation du spectre de puissance radialement moyenné (Fig. 19) montre que l'ensemble des sources profondes situées à 6,6 km peut refléter la limite entre le Trias et le socle sous-jacent du Paléozoïque, ou bien caractériser l'épaisseur totale de la couverture sédimentaire Mésozoïque-Cénozoïque dans la zone d'étude. L'ensemble des sources intermédiaires ayant une profondeur de 4 km peut refléter la variation de densité entre les roches dolomitiques denses du Jurassique et les formations calcaires du Crétacé inférieur ou encore marquer le passage entre les formations du Barrémien et du Néocomien. L'interface intrasédimentaire moins profonde à 1,5 km peut correspondre à la limite lithologique entre le Turonien et les formations sus-jacentes, qui se caractérise par un changement de sédimentation (c'est-à-dire le passage de

formations calcaires assez compactes et denses à des formations plutôt marneuses et moins denses), ou ces sources moins profondes pourraient être des évaporites du Trias confinées dans des séquences sédimentaires du Sénonien.

D'après l'interprétation du spectre de puissance radialement moyenné (Fig. 19), le socle sous la région nord de Tébessa peut être rencontré à des profondeurs inférieures à 6,6 km, ce qui est en accord avec l'estimation de la profondeur du socle issue de travaux antérieurs (Aliev et al., 1971 ; Busson, 1974 ; Busson et al., 1989 ; Vila, 1980, et Aero-service, 1975). Ceci suggère que le maximum gravimétrique observé dans la partie orientale (Fig. 14) pourrait être causé par un soulèvement du socle sous cette partie de la région d'étude, le socle se trouvant à une profondeur moyenne de 4 km (Zerdazi, 1990). Dans la région d'étude, les bassins formés au cours de la phase d'extension du Mésozoïque inférieur étaient remplis d'une épaisse séquence de dépôts jurassiques recouverts par des séries du Crétacé inférieur. De l'Albien au Santonien, le régime est devenu compressionnel, induisant des soulèvements locaux qui ont modifié l'épaisseur des sédiments, provoquant une érosion ou un non-dépôt des séries du Jurassique et du Crétacé inférieur et favorisant le percement par les évaporites du Trias. De plus, l'événement de compression Atlassique de l'Éocène a réactivé les soulèvements et les diapirs des évaporites triasiques (Ben Ayed, 1986 ; Chikhaoui, 2002 ; Jallouli et al., 2005).

Les diapirs de Boukhadra et d'Ouenza étant situés au-dessus de ce maximum de gravité (Fig. 14 et 15), le soulèvement d'un socle plus dense par rapport aux unités sus-jacentes moins denses et la présence des minerais de fer à haute densité ont masqués l'effet gravimétrique négatif des roches triasiques de faible densité et causés les réponses gravimétriques positives observées sur ces structures diapiriques.

L'analyse des cartes SED, CET, Déconvolution d'Euler et worming (Figs. 23, 27, 29, 30 et 31) indique que le nord de Tébessa est une région structuralement complexe disséquée par des ensembles de failles orientées NE-SW, ENE-WSW, E-W, et NW-SE. L'existence de plusieurs systèmes de failles aux tendances caractéristiques différentes reflète l'histoire tectonique complexe qu'a connue la région nord de Tébessa.

13.2 Origine des grabens

Comme nous étions particulièrement intéressés par l'origine des grabens, nous avons effectué une analyse structurale plus détaillée des failles qui délimitent les grabens à l'aide des solutions de déconvolution d'Euler, de l'analyse des bords multi-échelles, des informations des Worms 3D et de l'interprétation des profondeurs du spectre de puissance (Figs. 19, 29, 30 et 31) (Tab. 13).

Le Graben de Tébessa est délimité sur ses marges sud et nord par deux failles F1 et F2 (Fig. 31) (Tab. 13). La faille F1 orientée N104E avec un angle de pendage de 82°NE, et avec une profondeur de plus de 4 km pourrait atteindre le socle. En revanche, la faille F2 a une direction N108E avec un pendage de 53°SW et une profondeur de 2 km pouvant atteindre les formations du Crétacé supérieur. La faille F1 est une faille subverticale profonde et la faille F2 est moins raide et moins profonde que F1. Les failles (F1 et F2) délimitant le Graben de Tébessa ont un comportement tectonique différent, ce qui suggère que l'ouverture du Graben de Tébessa

pourrait avoir commencé avec la faille F1 le long de son côté sud comme un demi-graben au cours du rifting du début du Mésozoïque.

Le graben de Morsott est délimité par la faille F3 orientée N139E et la faille F4 orientée N151E (Fig. 31), avec des valeurs de pendage de 48°NE et 58°SW respectivement (Tab. 13). La profondeur de F3 et F4 varie entre 2 et 3 km et peuvent atteindre les formations du Crétacé inférieur. Les failles F5 et F6 (Fig. 31), qui délimitent les côtés sud-ouest et nord-est du graben de Terraguelt, ont une direction N131E et N148E, un pendage avec des angles de 64°NE et 60°SW respectivement et une profondeur de 4 km et 2 km respectivement (Tab. 13). Le graben de Hammamet est séparé du graben de Tébessa par une faille d'orientation NE qui n'est mise en évidence que par les solutions de déconvolution d'Euler (Fig. 29) et qui a une profondeur inférieure à 1 km qui pourrait être localisée dans les formations cénozoïques, la faille F8, qui délimite le côté ouest du graben (Fig. 31), a une direction N175E avec une profondeur de 2 km et un pendage de 79°ENE (Tab. 13). La composante d'orientation NE dans la géométrie du graben de Hammamet implique une origine tectonique différente de celle des grabens de Morsott et Terraguelt d'orientation NW et du graben de Tébessa d'orientation E-W.

Les grabens du nord de Tébessa sont orientés différemment les uns des autres. L'existence de trois directions structurales E-W, NW-SE et NE-SW des failles limitrophes des grabens avec des profondeurs différentes signifie que le moment (période) d'ouverture et le modèle d'origine de ces grabens ne sont pas les mêmes.

L'interprétation géologique des anomalies gravimétriques résiduelles et l'analyse de la carte de la dérivée horizontale équilibrée (TDX) (Figs. 14 et 22) révèlent la présence de plis parallèles aux tendances de leurs grabens respectifs (c'est-à-dire Grabens de Tébessa, Morsott et Terraguelt) (Durozoy, 1956 ; Morel, 1957 ; Blès, 1969 ; Zerdazi, 1990). Dans la région nord de Tébessa, les plis d'orientation NE de la phase Atlassique compressionnelle du Lutétien supérieur sont adjacents aux grabens de Morsott et de Terraguelt et éloignés du graben de Tébessa. Cependant, ces plis atlassiques ne sont présents que sur un seul côté des grabens avec une seule terminaison périclinale. La continuité des charnières des plis atlassiques à travers les grabens est incertaine, et les plis atlassiques peuvent s'être formés après l'ouverture de certains grabens (Chihi, 1984).

Le modèle 3D obtenu de l'inversion des données gravimétriques (Fig. 34A) montre que les grabens sont remplis de sédiments de faible densité dont l'épaisseur varie de 2 à 8 km. Le graben de Tébessa est le plus profond et le graben d'Oulad Bourhanem est le plus large. En outre, tous les grabens sont délimités sur leurs marges par des maxima de gravité dont les sources modélisées s'étendent sur environ 2 à 5 km (Fig. 34A). De plus, le modèle de densité 3D révèle que l'anomalie gravitationnelle N6 associée au diapir de Mesloul (Fig. 14) est le résultat d'une source ayant une densité égale à 2.57 g/cm³ (Fig. 34B). Les anomalies gravimétriques N1, N2, N3 et N4 associées respectivement aux grabens de Tébessa, Morsott, Terraguelt et Oulad Bourhanem (Fig. 14) sont causées par des sources ayant une densité égale à 2,5 g/cm³ et reposant sur un matériau ayant une densité de 2.57 g/cm³ (Fig. 34B), ce qui est interprété comme étant des évaporites du Trias.

Le matériau du Trias est de faible densité sous tous les grabens et ne s'étend pas sur toute la région d'étude (Fig. 34B). Cette localisation des évaporites du Trias sous les grabens indique

qu'une partie de la profondeur des grabens peut avoir été contrôlée par le mouvement des évaporites triasiques.

Bien qu'il semble que les grabens de Tébessa et Morsott soient liés en surface (Fig. 2 et 3), les solutions d'Euler (Fig. 29) et le modèle de densité 3D (Fig. 34B) montrent que ces deux grabens sont séparés en profondeur. Cependant, les grabens de Tébessa et de Hammamet sont profondément connectés (Fig. 34B), ce qui suggère qu'au moins une partie de l'origine du graben de Hammamet peut être liée au mouvement de décrochement dextre du graben de Tébessa lors de son ouverture en tant que bassin en pull-apart sous le régime compressif cénozoïque de l'orogénèse Atlassique.

L'analyse gravimétrique met en évidence un nouveau graben sous couverture quaternaire dans la localité de Méskiana (Figs. 14, 23, 29, 30, 31 et 34B) (Tab. 13). Le graben de Méskiana peut atteindre une profondeur de 1 km et s'oriente NW-SE parallèlement au graben de Morsott, ce qui suggère que son origine pourrait s'expliquer par l'extension NE-SW d'âge Oligocène-Miocène et le mouvement des évaporites du Trias.

Sur la base des preuves de l'analyse gravimétrique (à savoir : profondeur des failles délimitant les grabens, profondeur des grabens, mouvement des évaporites du Trias et ouverture de certains grabens ayant pu se produire avant l'événement Atlassique) et en tenant compte des événements tectoniques qui ont affecté la région d'étude depuis le Mésozoïque, l'origine des grabens dans le nord de Tébessa peut être due à une combinaison de l'extension NE-SW du Crétacé et des failles décrochantes cénozoïque, avec la faiblesse rhéologique des évaporites triasiques influençant l'emplacement et la profondeur des grabens, comme cela a été démontré dans l'origine des grabens dans l'ouest de la Tunisie par certains auteurs comme Belguith et al., 2013 et Frifita et al., 2019.

14 Conclusion

Les analyses des données gravimétriques ont permis de caractériser le cadre structural et tectonique de la région nord de Tébessa. Quatre tendances structurales majeures orientées NE-SW, E-W, ENE-WNW et NW-SE dominent la région d'étude et reflètent l'histoire tectonique complexe que la région de Tébessa a connue depuis le début du rifting du Mésozoïque. Le présent travail met en évidence une excellente corrélation entre les caractéristiques gravimétriques, les linéaments et les structures géologiques affleurantes. Le champ gravimétrique résiduel de la région nord de Tébessa a révélé une série d'anomalies gravimétriques positives et négatives qui ont été interprétées comme étant cohérentes avec les principales structures géologiques présentes dans la région d'étude, notamment les diapirs, les grabens et les plis. Les linéaments déduits de l'analyse des données gravimétriques mettent efficacement en évidence les bords de ces structures géologiques, ce qui confirme que ces linéaments peuvent être identifiés et reconnus sur le terrain comme des failles et des contacts géologiques. La technique de déconvolution d'Euler a indiqué que la profondeur de ces failles et contacts géologiques varie d'une valeur minimale inférieure à 1 000 m à une valeur maximale de plus de 4 000 m.

Nos résultats quantitatifs (c.-à-d. Spectre de puissance, prolongement vers le haut, déconvolution d'Euler et technique de détection de bord multi-échelles "worming") ont

amélioré les connaissances sur les variations morphologiques du socle sous la région d'étude et ont offert des explications pour les grands maxima et minima gravimétriques. Nous interprétons le maximum gravimétrique observé dans la partie Est de la région d'étude comme étant causé par un soulèvement du socle. L'effet gravimétrique positif du soulèvement du socle avec la présence des minerais de fer à haute densité a créé un contraste de densité positif qui a masqué les réponses gravimétriques négatives des roches triasiques de faible densité et a provoqué les anomalies gravimétriques positives observées sur les diapirs d'Ouenza et de Boukhadra. Nous interprétons également un soulèvement du socle sous l'anticlinal de Khenchela. Vers la partie sud de la région d'étude dans la localité de Cheria, le socle est situé à une profondeur supérieure à 6,5 km avec une couverture sédimentaire sus-jacente plus épaisse reflétée dans le minimum gravimétrique observé.

La comparaison de nos résultats d'analyse gravimétrique avec les travaux publiés antérieurement sur la géologie et la tectonique a permis d'établir un lien géologique entre les différents éléments. Il est alors possible soit de valider, soit de modifier les interprétations précédentes et de proposer un scénario tectonique pour l'origine des grabens dans la région nord de Tébessa. Nous proposons ce qui suit. Au cours du rifting du Mésozoïque précoce, le Graben de Tébessa a commencé comme un demi-graben le long de sa marge sud avec la faille subverticale majeure affectant le socle pré-Triasique. Des profils de sismique réflexion sont nécessaires pour définir si la faille bordante Sud est listrique ou non, car la méthode gravimétrique ne peut pas illustrer une telle caractéristique structurale. Par la suite, la faille normale délimitant la marge nord du graben s'est formée lors de l'extension aptienne. Nous considérons cette faille normale comme une faille secondaire par rapport à la faille subverticale majeure qui délimite la marge sud. L'extension aptienne a également formé les failles normales à direction nord-ouest délimitant les grabens de Morsott et de Terraguelt. La présence des structures diapiriques aux marges des grabens combinées avec la localisation des évaporites triasiques sous-jacentes, mise en évidence par la modélisation 3D, indique que la formation et/ou la localisation des grabens dans la région nord de Tébessa étaient fortement contrôlées par le mouvement des évaporites du Trias. Nous suggérons que l'ouverture des grabens de Tébessa, Morsott et Terraguelt s'est poursuivie même pendant les événements tectoniques compressifs cénozoïques. Le régime compressif du Lutétien supérieur a créé les plis Atlassique à l'extérieur des grabens, mais en même temps, les failles normales délimitant les grabens ont été réactivées sous forme de failles décrochantes, ce qui a produit des mouvements extensifs alors les grabens ont continué à s'ouvrir sous forme de bassins pull-apart, ce qui explique leurs grandes profondeurs.

Nous suggérons que le graben de Hammamet de formation récente a une origine tectonique différente des autres grabens. Nous suggérons que le graben de Hammamet est le résultat du comportement du graben de Tébessa en tant que bassin pull-apart et, compte tenu de sa profondeur, que l'ouverture du graben de Hammamet a commencé lors d'événements compressifs néogènes après l'orogénèse Atlassique.

Chapitre 5

EXPLORATION MINERALE DE LA ZONE DIAPIRIQUE ET DES REGIONS ENVIRONNANTES

Chapitre 5 : Exploration minérale de la Zone Diapirique et des régions environnantes

1 Introduction

L'Algérie est considérée comme l'un des pays les plus riches au monde en ressources minérales (par exemple fer, plomb, zinc, or... etc.), avec plus de 100 gisements connus, 15 districts miniers et 3 500 occurrences minérales (Ministère de l'Industrie et des Mines, 2015). Compte tenu de la situation de l'Algérie, son grand potentiel minier et sa richesse géologique, le ministère de l'Industrie et des Mines ambitionne de développer le secteur minier de manière à en faire une alternative aux hydrocarbures, pour permettre au pays de faire face aux défis socio-économiques et de répondre aux exigences d'un développement économique durable (Taib, 2008, 2016, 2018).

L'Atlas Saharien oriental de l'Algérie en particulier " La Zone Diapirique" (ZD) est une province métallogénique réputée et bien marquée par un grand nombre de gisements et d'occurrences minérales représentés essentiellement par des concentrations ferrifères d'ordre économique (par exemple, gisements de fer d'Ouenza et de Boukhadra) et concentrations polymétalliques de Pb, Zn, Fe, Ba (\pm Cu, Hg, Ag, F, Sr) (Haddouche et al., 2014, 2016 ; Ysbaa et al., 2019, 2021). À cet égard, la ZD suscite l'intérêt de nombreux industriels et scientifiques depuis de nombreuses décennies (e.g. Aoudjehane, 1990, 1991 ; Rouvier, 1990 ; Bouzenoune, 1993 ; Boutaleb, 2001 ; Sami, 2011 ; Laouar et al., 2016 ; Bakelli et al., 2022... etc.). Les dépôts minéraux sont principalement encaissés dans des formations carbonatées du Crétacé et confinés dans le contact entre les diapirs du Trias et les unités du Crétacé moyen ou les failles orientées NW-SE, NE-SW et E-W affectées par la silicification et la dolomitisation (Bouzenoune, 1993 ; Sami, 2011) (Fig. 35). La genèse de la minéralisation polymétallique est attribuée à un système hydrothermal épigénétique (Sami, 2011), qui peut être classé comme gisement de type Mississippi Valley (MVT) (par exemple, Anderson et Macqueen, 1982 ; Sverjensky, 1986 ; Leach et Sangster, 1993 ; Bradley et Lixiviation, 2003).

Dans la ZD, les gisements exploités affleurent en surface ou se rencontrent à faible profondeur. Avec la demande croissante de ressources minérales et la satisfaction des besoins économiques, l'exploitation des gisements est poussée de plus en plus loin, vers de plus grandes profondeurs, car de nombreuses ressources minérales peu profondes sont presque épuisées. Cependant, l'exploitation minière à grande profondeur n'est pas toujours un choix rentable. Par conséquent, il était nécessaire et important de réaliser l'étude approfondie actuelle pour la cartographie des ressources minérales durables.

Actuellement, la télédétection connaît une ascension rapide et diversifiée en termes de types de capteurs (passifs et actifs ; résolution spatiale et temporelle), de partitions électromagnétiques enregistrées et d'une diversité correspondante de traitements (par exemple, rapport de bande, fraction de bruit minimale et analyse des composantes principales), d'amélioration et des méthodes d'analyse pour suivre ces évolutions. Par conséquent, l'utilisation de la télédétection et des photographies aériennes est devenue plus efficace, plus favorable et constitue l'une des étapes fondamentales à utiliser dans l'exploration minérale et la cartographie géologique (par exemple, Pour et al., 2016 ; Modabberi et al., 2017 ; Panda et al., 2018 ; Safari et al., 2018 ; Banerjee et al., 2019 ; Elsayed Zeinelabdein et al., 2020 ; Parsa, 2021 ; Pour et al., 2020 ; Tende

et al., 2021). De plus, leurs produits améliorés résultant de l'utilisation de différentes techniques de traitement telles que le rationnement des bandes et/ou l'analyse des composantes principales ont prouvé leur supériorité et leur précision par rapport aux observations conventionnelles sur le terrain dans la cartographie de zones géologiques tectoniquement complexes tels que les zones forestières et montagneuses (par exemple, Kayadibi et Aydal, 2019 ; Sekandari et al., 2022 ; Skakni et al., 2021 ; Ishagh et al., 2021 ; Khalifa et al., 2021). Dans cette enquête, les données de télédétection Landsat8_OLI et ASTER_1T ont été utilisées pour réaliser une cartographie précise des unités lithologiques et pour délimiter les zones d'altération hydrothermale.

La cartographie des failles est une étape importante dans l'exploration minérale, car elles jouent un rôle clé dans la formation des gisements minéraux hydrothermaux en agissant comme des voies de circulation des matériaux minéralisant du socle paléozoïque vers les sites de gisement (Bierlein et McKnight, 2005 ; Holden et al., 2012 ; Elkhateeb et al., 2021 ; Eldosouky et al., 2021a, 2021b, 2022 ; Ekwok et al., 2022). Les méthodes gravimétriques et magnétiques (G/M) fournissent des preuves utiles sur les structures de subsurface contrôlant les zones de minéralisation et d'altération. G/M visualise bien l'architecture structurale de subsurface (Mohanty et al., 2011 ; Ibrahim Gaafar, 2015 ; Eldosouky et Elkhateeb, 2018 ; Eldosouky, 2019 ; Kreuzer et al., 2020 ; Eldosouky et al., 2021c ; Pham et al., 2021a, 2021b ; Melouah et coll., 2021 ; Saada et coll., 2021a, 2021b). Les données gravimétriques et aéromagnétiques ont été analysées à l'aide de la technique d'analyse de grille du Center for Exploration Targeting (CET) pour cartographier les linéaments structuraux (failles et contacts géologiques) et délimiter les cadres structuraux de subsurface qui ont contrôlé l'écoulement des fluides minéralisés et leur concentration sur la croûte supérieure de la zone d'étude.

Au cours des dernières décennies, la modélisation prédictive de l'analyse statistique (modèles de données, de connaissances, de fonctions logistiques, hybrides et empiriques) a été utilisée par plusieurs chercheurs comme techniques d'orientation pour l'enquête sur les ressources naturelles (par exemple, Oh et Lee, 2008, 2010 ; Lee et al., 2019 ; Aboud et al., 2021 ; Yousefi et al., 2021). La régression logistique, la forêt aléatoire, la machine à vecteurs de support et les réseaux de neurones artificiels sont des algorithmes d'apprentissage automatique basés sur les données qui sont considérés comme les méthodes les plus couramment utilisées dans la cartographie de la prospection minérale (CPM) (par exemple, Carranza, 2008 ; Rahman et al., 2013 ; Sun et al., 2019 ; Parsa et Pour, 2021 ; Feizi et al., 2021 ; Maepa et al., 2021 ; Shirmard et al., 2022 ; Yousefi et al., 2021 ; Yousefi et al., 2022). La génération d'outils de système d'information géographique (SIG) pour l'analyse statistique et la combinaison de diverses informations géoscientifiques et géospatiales permet aux décideurs de préparer et d'évaluer efficacement et plus facilement le potentiel de la minéralisation (par exemple, Carranza, 2008 ; AL-Shammari et al., 2021).

La zone d'intérêt (ZD) a fait l'objet de plusieurs travaux géologiques et minéralogiques (p. ex. Aoudjehane, 1990, 1991 ; Rouvier, 1990 ; Bouzenoune, 1993 ; Boutaleb, 2001 ; Sami, 2011 ; Laouar et al., 2016 ; Bakelli et al., 2022), mais peu des études intégrées ont été réalisées pour la prospection minière dans la ZD, parmi eux : l'étude menée par Haddouche et al., (2016) pour comprendre la distribution spatiale et le contrôle structural des gisements de Pb-Zn (Ba) dans l'Atlas Saharien oriental par l'intégration des données géologiques/métallogéniques et des

données géophysiques (gravimétriques et aéromagnétiques), l'étude réalisée par Ysbaa et al., (2019) basé sur l'intégration des données géologiques et géophysiques (gravimétriques et aéromagnétiques) afin de définir le contrôle litho-structural de la minéralisation et d'identifier les principaux facteurs contrôlant la répartition des gisements minéraux au sein de la ZD, et l'étude réalisée par Ysbaa et al., (2019) pour déterminer avec précision la répartition spatiale de la minéralisation Pb-Zn-Fe-Ba (Cu, Hg, F, Sr) dans la région de Setifien/Hodna et l'Atlas Saharien oriental.

Notre étude présente un nouveau modèle intégré de données de télédétection, de gravimétrie et magnétique utilisant un modèle de régression logistique sur le multifactoriel résultant pour comprendre et visualiser les voies de circulation des fluides hydrothermaux des gisements minéraux. La nouveauté de ces recherches tient à la nature complexe de la région en termes de situation tectonique et aux interrelations entre les différents types de minéraux polymétalliques et leur localisation dans les différentes roches géologiques. De plus, il s'agit de la première étude qui inclut l'intégration de données multi-géospatiales de manière statistique pour déterminer les emplacements potentiels de minéralisation polymétallique dans cette région afin de répondre au besoin impérieux de trouver de nouvelles bases d'exploration. Cette étude se concentre sur la délimitation des zones à haut potentiel de minéralisation polymétallique et sur l'évaluation du potentiel de localisation de gisements polymétalliques supplémentaires dans la ZD du nord-est de l'Algérie en utilisant le modèle statistique de régression logistique. Ce modèle est généré sur (i) des images de télédétection traitées et interprétables (Landsat8 et ASTER) afin de fournir l'extension exacte des zones d'altération et la carte lithologique de la zone actuelle combinée avec (ii) des données gravimétriques et aéromagnétiques afin de délimiter les modèles structuraux et révéler leur relation spatiale avec les emplacements de minéralisation polymétallique à l'aide d'outils de systèmes d'information géographique (SIG). Les techniques appliquées dans le présent travail peuvent contribuer à l'étude des relations entre les minéraux polymétalliques et leurs roches hôtes dans des régions naturelles tout aussi complexes à travers le monde.

La première partie du chapitre concerne la cartographie des linéaments structuraux (failles, fractures, joints et limites lithologiques) qui ont servi comme des voies de circulation des fluides hydrothermaux et la détermination des zones structurellement complexes qui constituent des foyers qui hôtes les fluides hydrothermaux et en même temps des cibles pour l'exploration minérale. La deuxième partie concerne la cartographie et la prédiction des emplacements potentiels de minéralisation polymétallique par l'intégration d'ensembles des données de télédétection, gravimétriques, et magnétiques par l'application d'un modèle d'intelligence artificielle plus précisément modèle d'apprentissage automatique sur le multifactoriel résultant. Les données et les méthodes qui sont incorporées pour réaliser le modèle de prospectivité sont présentées dans un organigramme méthodologique détaillé (Fig. 36).

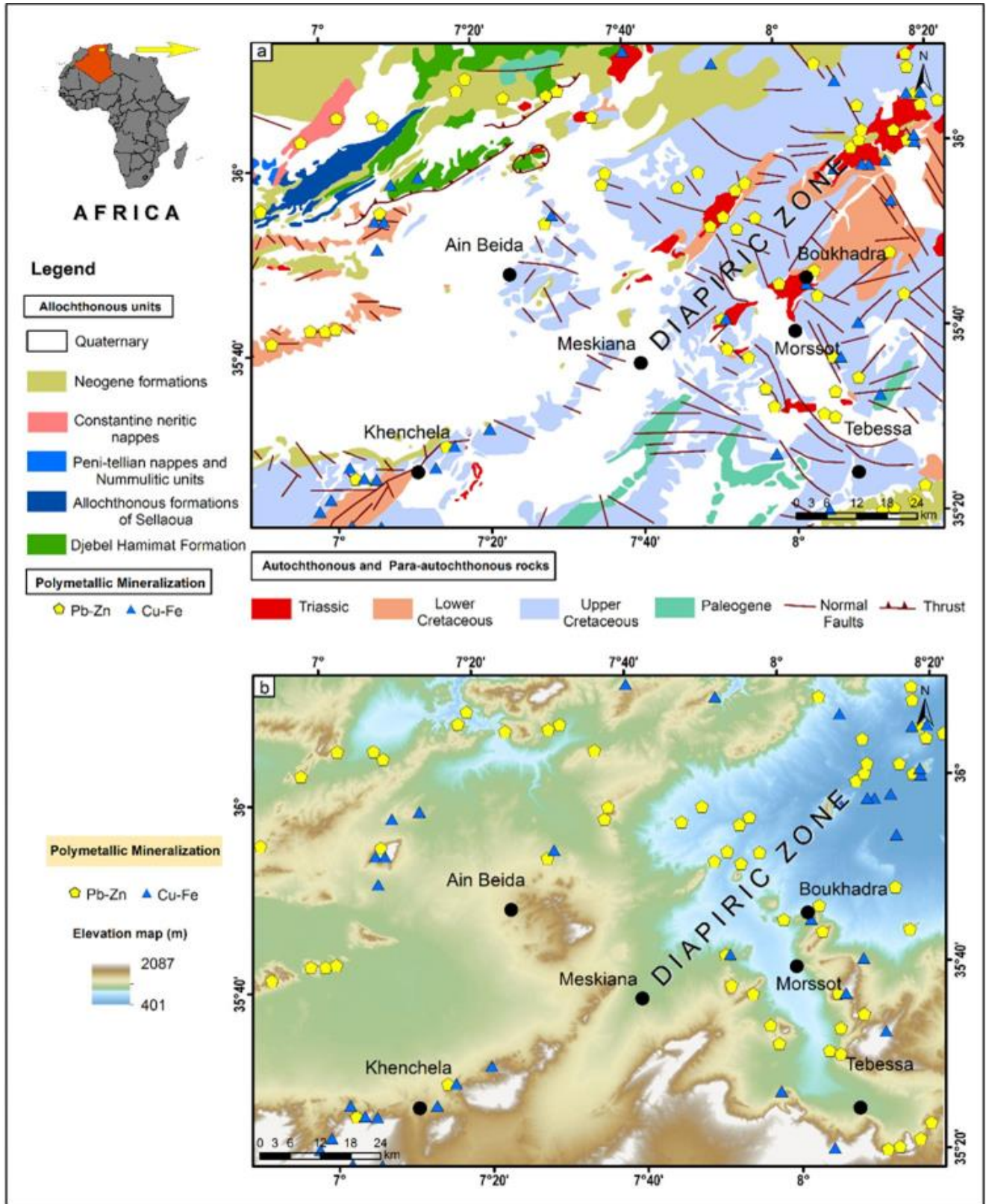


Figure 35: (a) Localisation et carte géologique de la zone d'étude dans le nord-est de l'Algérie (modifiée à partir de Haddouche et al., 2014 ; Ysbaa et al., 2019 ; 2021) et (b) Model d'élévation digitale (SRTM DEM) de la région d'étude montrant la variation topographique (cercles jaunes et triangles bleus sont respectivement les gisements et occurrences connus de Pb-Zn et de Cu-Fe).

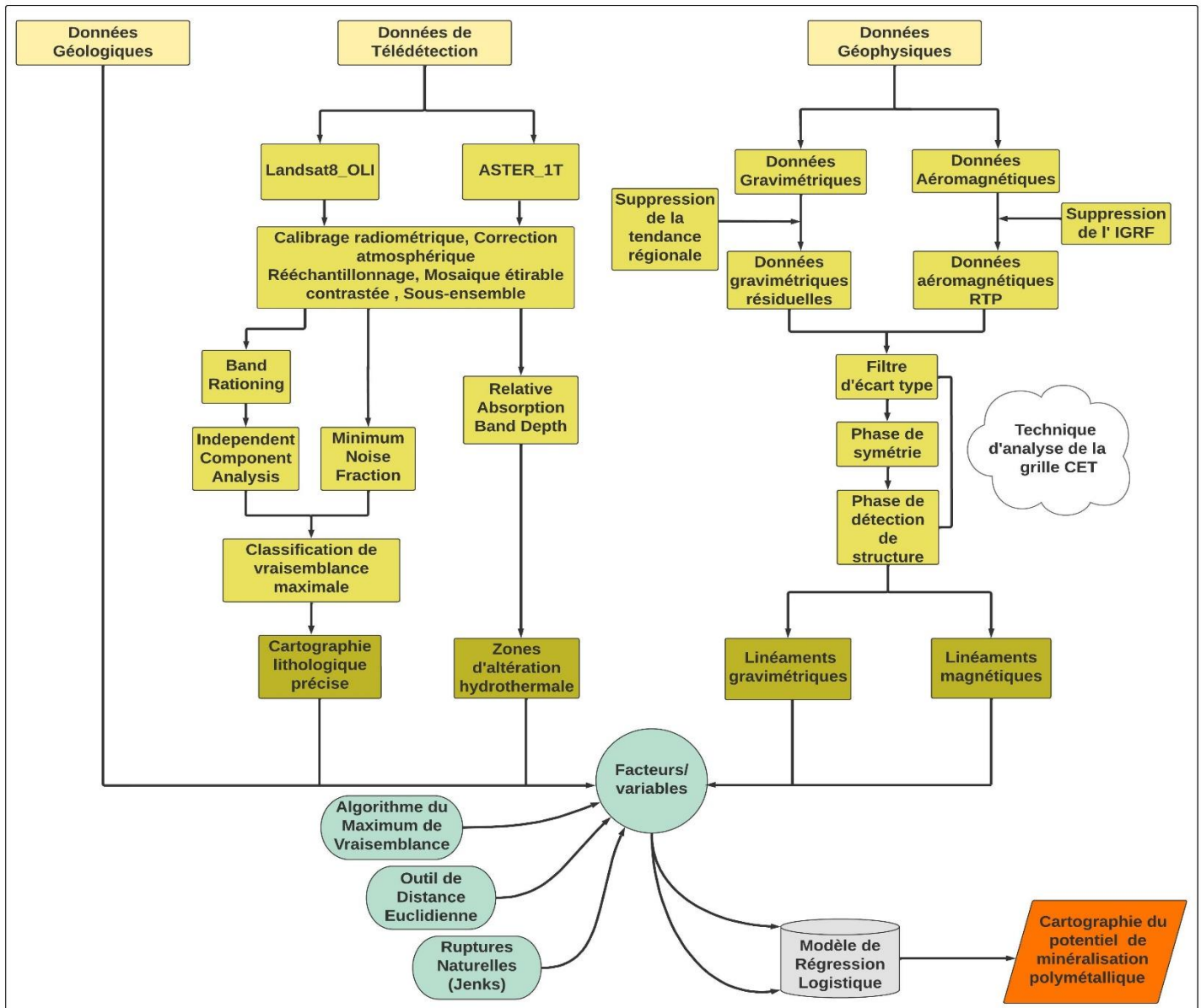


Figure 36: Organigramme méthodologique détaillé appliqué pour la cartographie du potentiel polymétallique de la province métallogénique "la zone diapirique".

2 Contextes géographiques et géologiques de la zone d'étude

La zone d'étude "La Zone Diapirique" (ZD) est située dans la partie nord-est de l'Algérie (Fig. 34), bordée par les monts de l'Aurès à l'ouest et la frontière algéro-tunisienne à l'est. Elle couvre environ 12 370 km² et est située entre les longitudes 7°0'E et 8°20'E et les latitudes 35°20'N et 36°10'N. Morphologiquement, la région ne constitue pas des chaînes de montagnes continues, mais est plutôt marquée par des reliefs isolés et souvent abrupts, qui se dressent comme des îles au-dessus des basses terres (Sami, 2011).

La zone d'étude ZD est caractérisée par une succession d'anticlinaux et de synclinaux, d'évaporites du Trias, qui occupent le cœur de certaines structures plissées, des diapirs, des grabens, et une épaisse couverture sédimentaire (jusqu'à 5 km) sous-jacente au socle

paléozoïque (Dubourdieu, 1956 ; Rouvier et Perthuisot, 1991 ; Othmanine, 1987). La zone d'étude est subdivisée en unités rocheuses allochtones et autochtones (Fig. 35a). Les unités allochtones ne sont rencontrées que dans les parties nord et nord-ouest de la zone d'étude, tandis que les roches autochtones occupent la majeure partie de la zone d'étude et que les roches affleurantes les plus anciennes sont des évaporites du Trias (par exemple, Dubourdieu, 1956 ; Aoudjehane et al., 1992 ; Perthuisot, 1992 ; Bouzenoune et al., 1995 ; Kowalski et Hamimed, 2000). Dans la zone d'étude, les diapirs sont dépourvus d'affleurement de sel. Cependant, la présence de sel est souvent confirmée en profondeur par des forages pétroliers (Bouzenoune, 1993).

La figure 4 présente la colonne stratigraphique de la zone d'étude ZD qui résume tous les différents types de roches qui caractérisent chaque unité géologique. L'épaisseur du Trias est évaluée à 1 000 m, alors que celles des séries post-Trias, incluant le Jurassique, peuvent dépasser 6 000 m (Aliev et al., 1971 ; Vila, 1980) (Fig. 4). Les roches du Trias occupent généralement le cœur des anticlinaux (Perthuisot et Rouvier, 1992 ; Aoudjehane et al., 1990 ; 1992), bordés par les formations récifales aptiennes et albiennes (Masse et Chikhi Aouimeur, 1982).

La zone d'étude est marquée par la présence de quelques lacunes stratigraphiques, notamment ceux du Paléogène, ainsi que par l'absence de formations jurassiques qui restent méconnues à l'affleurement (Fig. 4). Cette absence a été interprétée par la grande épaisseur des séries du Crétacé inférieur (c'est-à-dire les séries du Néocomien et du Barrémien), qui est le résultat de l'affaissement important qui caractérise la partie nord-est de l'Algérie (Beghoul, 1974).

La zone d'étude est découpée par deux systèmes de failles, l'un constitué de failles majeures orientées selon deux directions tectoniques majeures : Nord-Est (30° - 60°) et Nord-Ouest (280° - 320°), l'autre constitué de failles de second ordre avec une direction est-ouest presque perpendiculaire aux failles principales. L'orientation structurale NE-SW est marquée par des diapirs du Trias et l'orientation structurale NW-SE à WNW-ESE est caractérisée par des grabens bordés d'accidents tectoniques majeurs et comblés par des dépôts quaternaires (Sami, 2011).

3 Identification des zones structurellement complexes qui constituent des cibles d'exploration minérale

3.1 Cartes d'anomalies gravimétriques et aéromagnétiques

L'examen de la carte des anomalies de Bouguer (Fig. 37) montre que l'ensemble de la zone d'étude est couvert par des anomalies gravimétriques négatives, variant entre une valeur d'amplitude minimale de 69.2 mGal enregistrée au niveau des parties sud et sud-ouest et une valeur maximale de 27.3 mGal située sur la partie nord-est de la zone d'étude. La carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer est bien marquée par un gradient régional diminuant progressivement du nord-est au sud-ouest en raison de l'épaississement de la croûte, comme en témoignent les profils de sismique réfraction (Lagrula, 1951 ; Bunes et al., 1992 ; Molinari et Morelli, 2011).

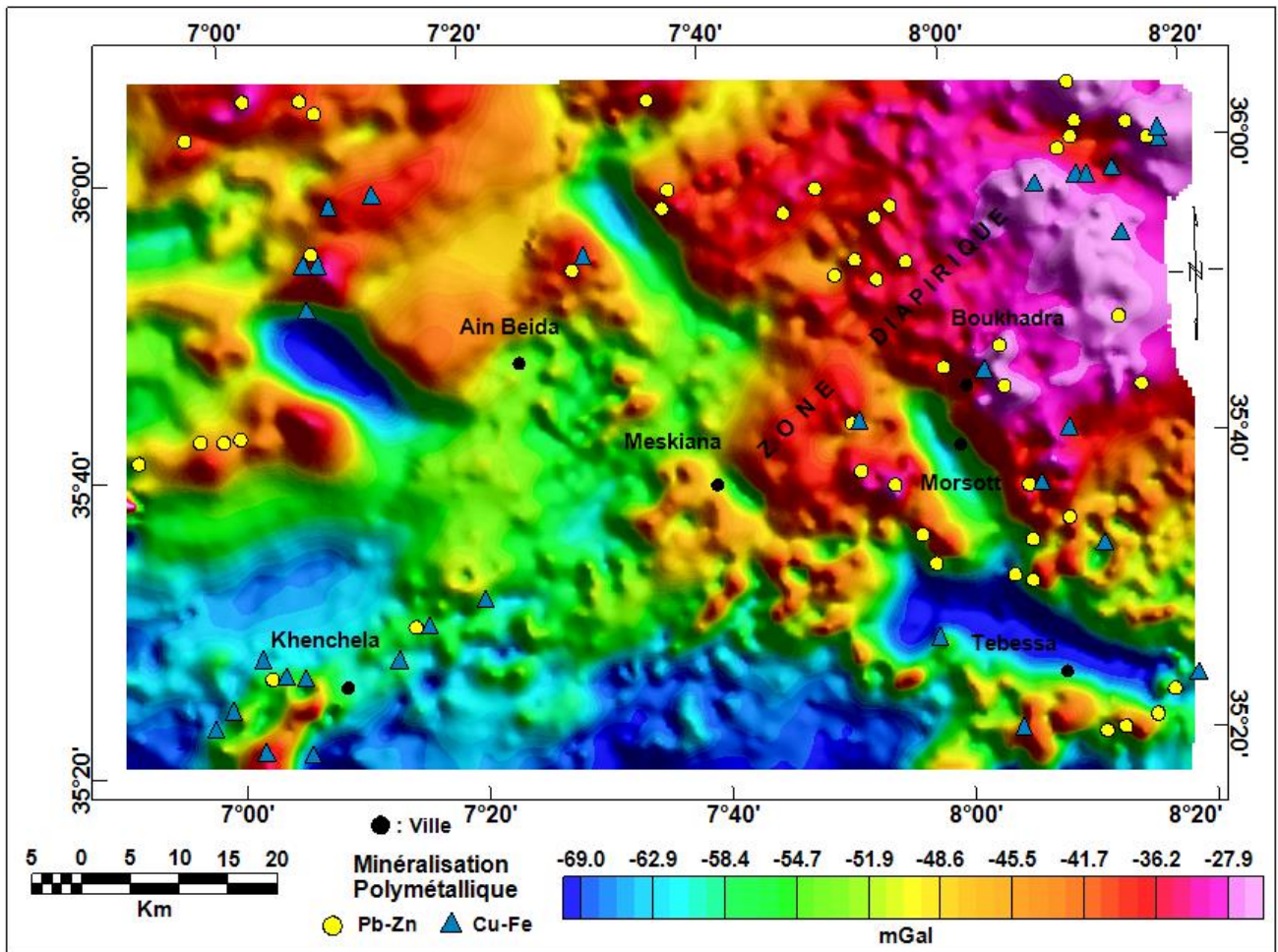


Figure 37: Carte de couleur en relief montrant les données d'anomalie gravimétrique de Bouguer pour la zone d'étude.

Le champ gravimétrique résiduel de la zone d'étude (Fig. 38) est caractérisé par une mosaïque d'anomalies positives et négatives, variant d'une faible valeur négative de -23 mGal à une forte valeur positive de 21.8 mGal. Généralement, les anomalies négatives sont associées aux grabens, synclinaux et diapirs du Trias (ex., grabens de Tébéssa, Morsott, diapir de Mesloula... etc), tandis que les anomalies positives correspondent aux anticlinaux et autres gisements de minerai de fer connus dans la zone d'étude (par exemple, anticlinal d'Es Souabaa, gisements de fer J. Ouanza et J. Boukhadra...etc.). Ainsi, une bonne corrélation est enregistrée entre les réponses gravimétriques résiduelles et la géologie de surface. Le schéma général des tendances gravimétriques délimité sur la carte des anomalies résiduelles (Fig. 38), qui coïncide avec les tendances structurales géologiques, est : NE-SW, NW-SE, WNW-ESE et E-W.

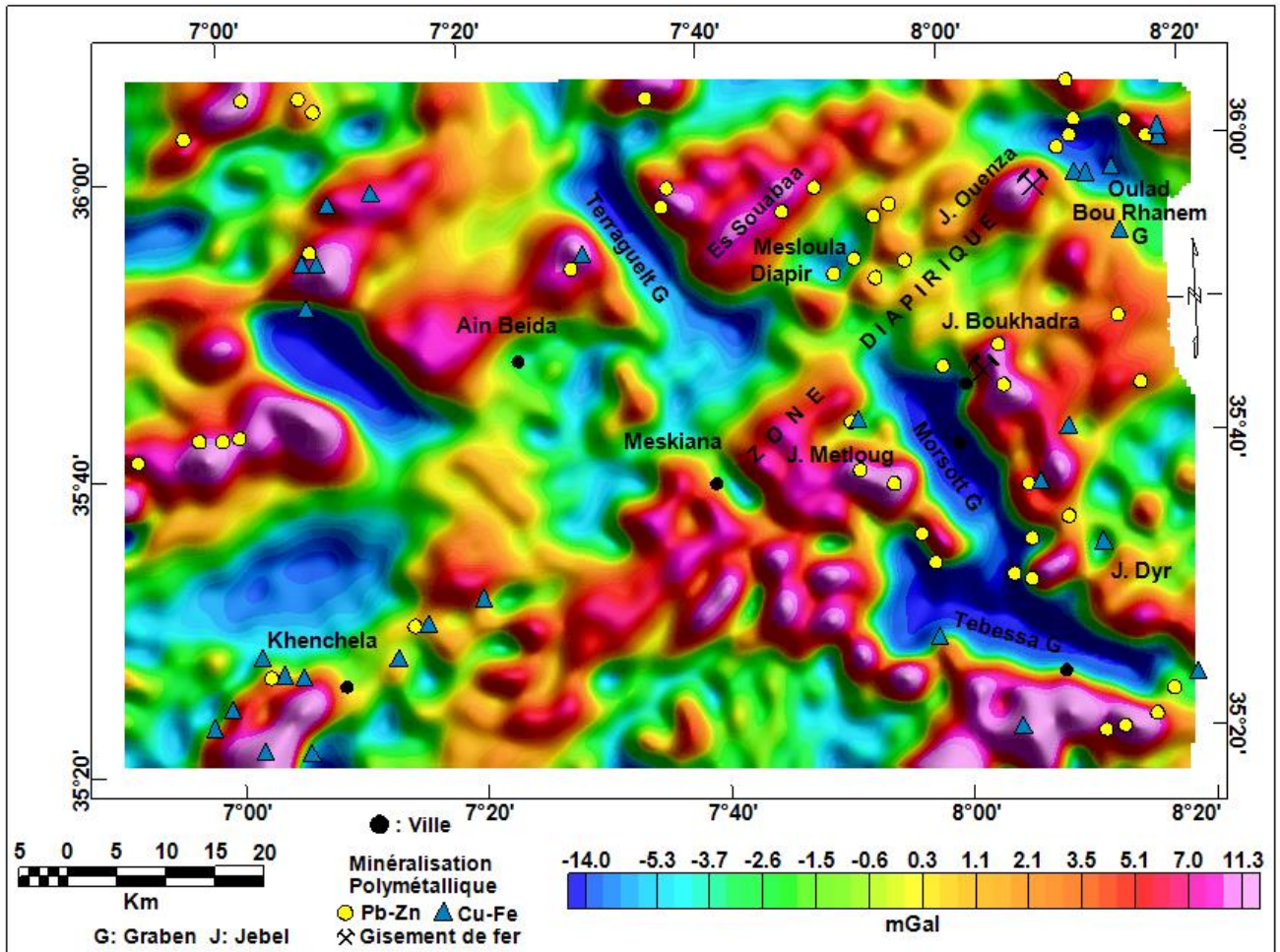


Figure 38: Carte de couleur en relief montrant les données des anomalies gravimétriques résiduelles après suppression de la composante régionale de l'anomalie de Bouguer.

D'un point de vue géologique, les forts gradients gravimétriques observés sur la carte des anomalies gravimétriques résiduelles (Fig. 38) soulignent généralement les limites entre les roches carbonatées denses et les roches remplissant les grabens et recouvrant les basses terres de la zone d'étude, la plupart de ces gradients se superposant aux failles connues en géologie de surface.

Une interprétation plus détaillée de l'importance structurale des anomalies gravimétriques résiduelles présentes dans la zone d'étude a été réalisée par Zerdazi (1990).

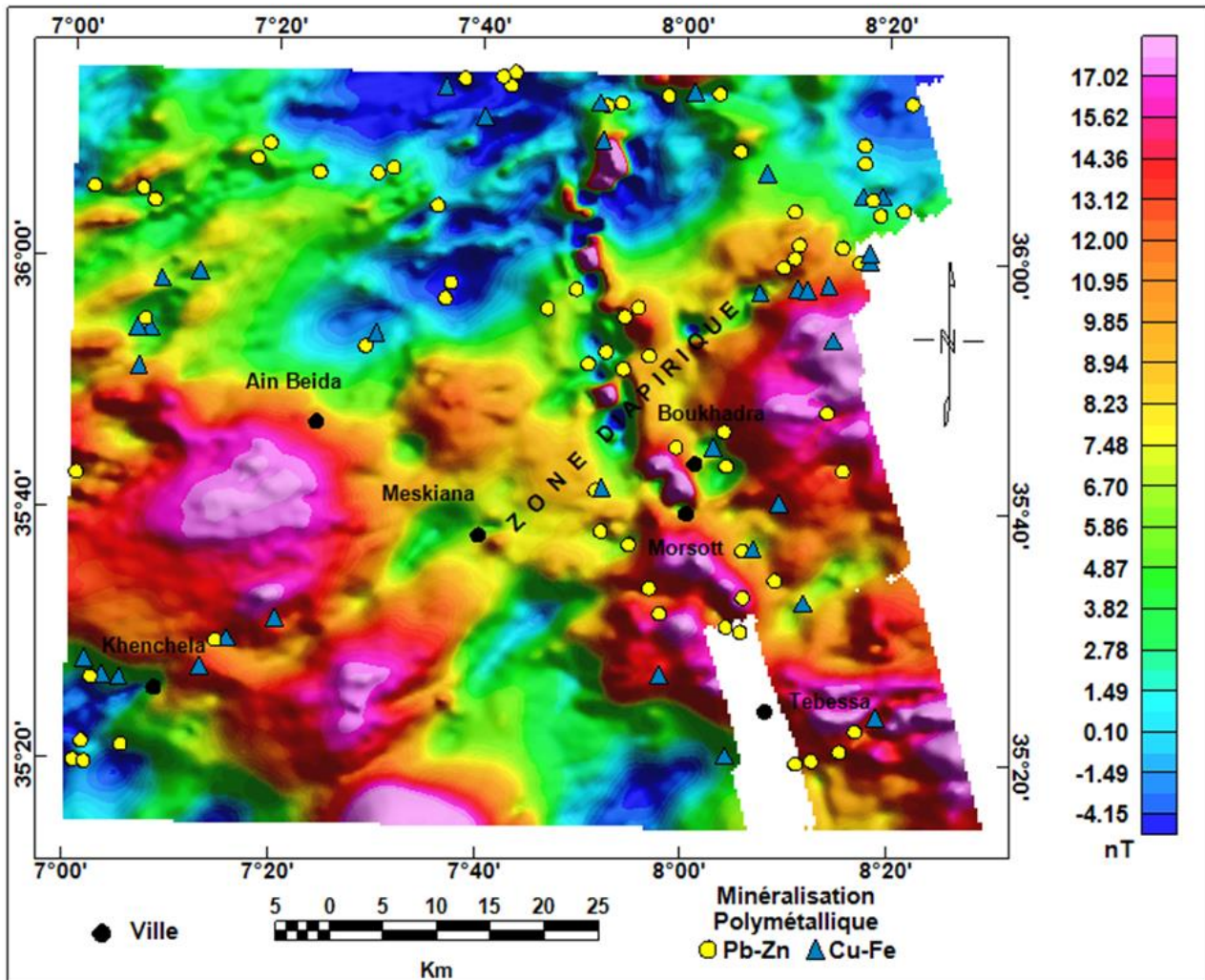


Figure 39: Carte de couleur en relief ombré d'intensité magnétique totale de la zone d'étude.

Concernant la carte des anomalies aéromagnétiques, avant d'appliquer différentes techniques d'amélioration, il faut supprimer la distorsion du champ des anomalies magnétiques. Les données d'intensité magnétique totale (TMI) (Fig. 39) ont été soumises à la transformation de réduction au pôle (RTP) à l'aide du programme *Geosoft* (Geosoft, 8.4 V). La carte résultante TMI réduite au pôle (Fig. 40) est plus adaptée à l'interprétation puisque les anomalies sont situées au-dessus de leurs corps sources.

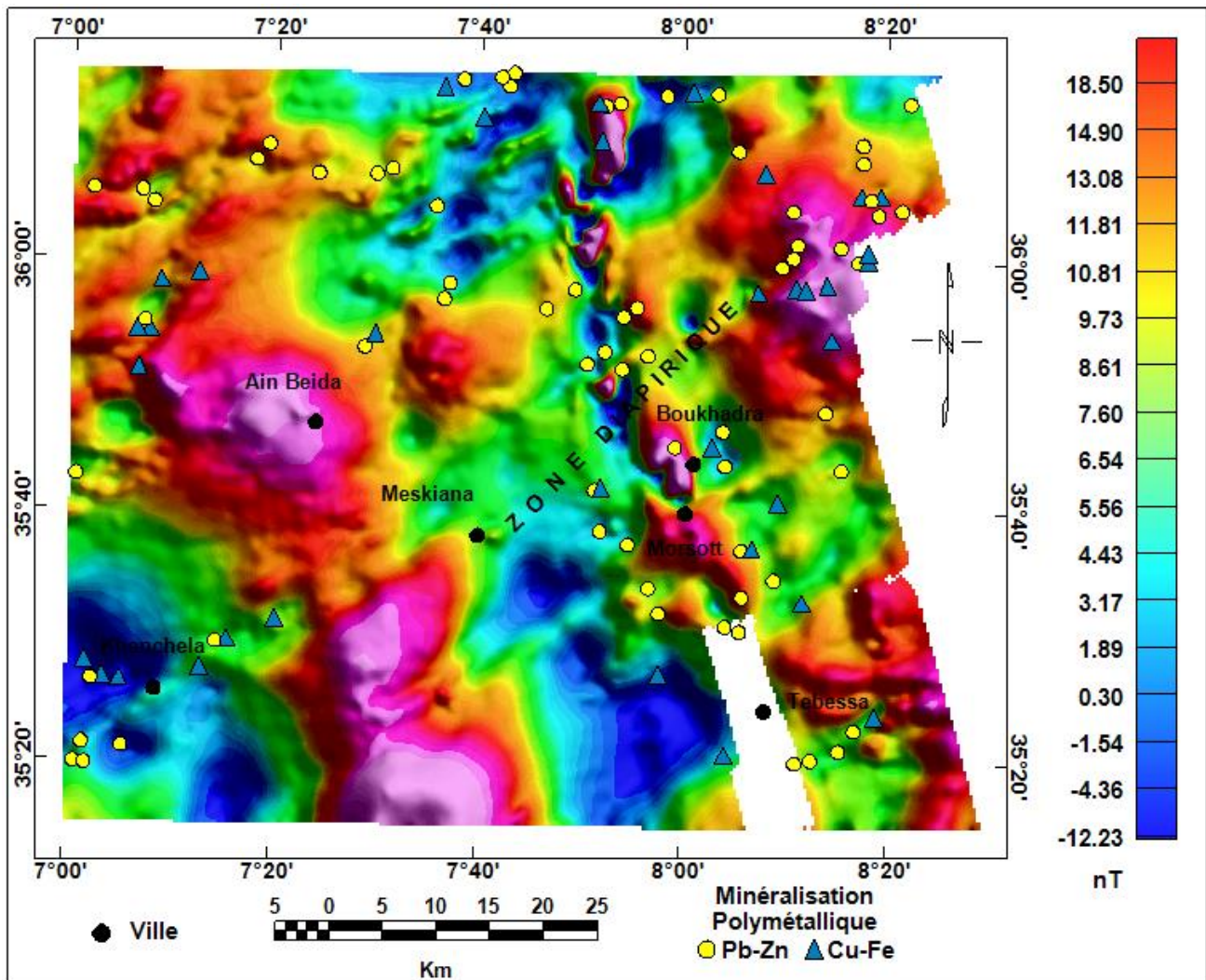


Figure 40: Carte de couleur en relief ombré des anomalies aéromagnétiques RTP de la zone d'étude.

3.2 Analyse des linéaments structuraux CET

La technique d'analyse de grille du Center for Exploration Targeting (CET) a été appliquée sur les données gravimétriques et aéromagnétiques pour cartographier les linéaments structuraux qui ont servi comme des voies pour la circulation des fluides hydrothermaux. Les zones structurellement complexes constituent des foyers qui sont hôtes de ces fluides hydrothermaux. La complexité structurale (sigle anglais : Structural Complexity ou SC) de la zone d'étude a été mesurée à l'aide de deux plugins incorporés dans le logiciel Geosoft V 8.4 et qui sont : la densité d'occurrence de contact (sigle anglais : Contact Occurrence Density ou COD) et l'entropie d'orientation (sigle anglais : Orientation Entropy ou OE) (Holden et al., 2010a).

La technique d'analyse de grille CET est spécifiquement conçue pour l'exploration minérale, dans la plupart des travaux effectués auparavant, la technique CET a été appliquée aux données magnétiques (e.g., Holden et al., 2012 ; Eldosouky et al., 2020 ; Uwiduhaye et al., 2020... etc.). Cependant, dans la présente étude, la technique CET est utilisée pour traiter à la fois les données gravimétriques et aéromagnétiques afin de cartographier les linéaments et les zones de

complexité structurale pouvant héberger des dépôts hydrothermaux prometteurs. Pour atteindre cet objectif, une méthodologie a été adoptée et basée sur les étapes suivantes :

- (i) Amélioration de l'image basée sur la phase d'analyse de texture : détermine les régions de complexité texturale associées à des changements brusques des réponses gravimétriques et magnétiques locales via l'application d'un filtre d'écart type (SD).

Lors du calcul de l'écart type (SD) des données gravimétriques et aéromagnétiques (Figs. 38 et 40), un bon choix de la taille de la fenêtre opérationnelle est important, car cela a une influence significative sur les résultats des phases suivantes, nous avons adopté une taille de fenêtre opérationnelle de 5 cellules (1 cellule de grille = 500m) de grille (2500 m), car elle couvre bien la largeur des anomalies gravimétriques et aéromagnétiques d'intérêt.

- (ii) La phase de symétrie (PS) : applique une approche basée sur la fréquence (Kovesi, 1997) sur les résultats de la phase d'amélioration de la texture pour distinguer les régions de discontinuité gravimétriques et magnétiques marquées par des caractéristiques de type ligne continues latéralement.

En appliquant le filtre (PS), nous avons choisi pour les grilles SD des données gravimétriques et magnétiques (Figs. 41a et 42a), la plus petite longueur d'onde de filtre qui est de 4 cellules, le nombre d'échelles de filtre 3 et la valeur de la robustesse de la symétrie égale à 5.

- (iii) Phase de détection de structure : utilise les résultats de la phase de symétrie (Figs. 41b et 42b) pour réduire les régions contenant des discontinuités en structures linéaires.

En utilisant le seuillage d'amplitude pour supprimer le bruit et les signaux de fond, les linéaments résultants de la phase PS peuvent être améliorés. Les sorties du filtre de seuillage d'amplitude sont utilisées pour produire les structures squelettiques (Lam et al., 1992) (Figs. 41c et 42c) et au final les linéaments structuraux gravimétriques et aéromagnétiques sont obtenus en convertissant les structures squelettiques résultantes en vecteurs à l'aide du plugin de vectorisation (Figs. 43 et 44).

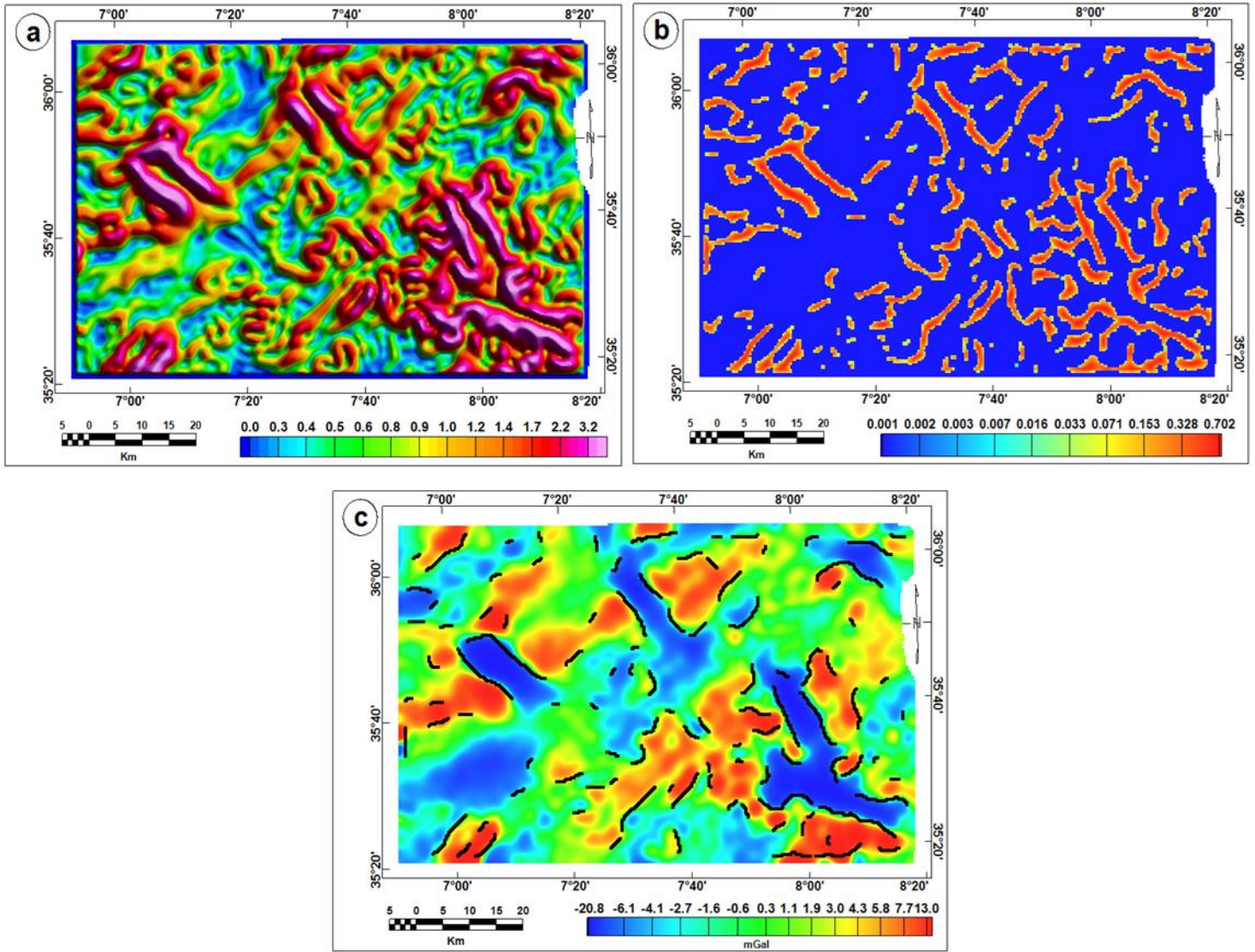


Figure 41: (a) la carte de l'écart type de la grille gravimétrique ; (b) la carte de la phase de symétrie gravimétrique ; et (c) les sorties de seuillage d'amplitude et de squelettisation indiquées par des lignes noires superposées sur la grille gravimétrique résiduelle.

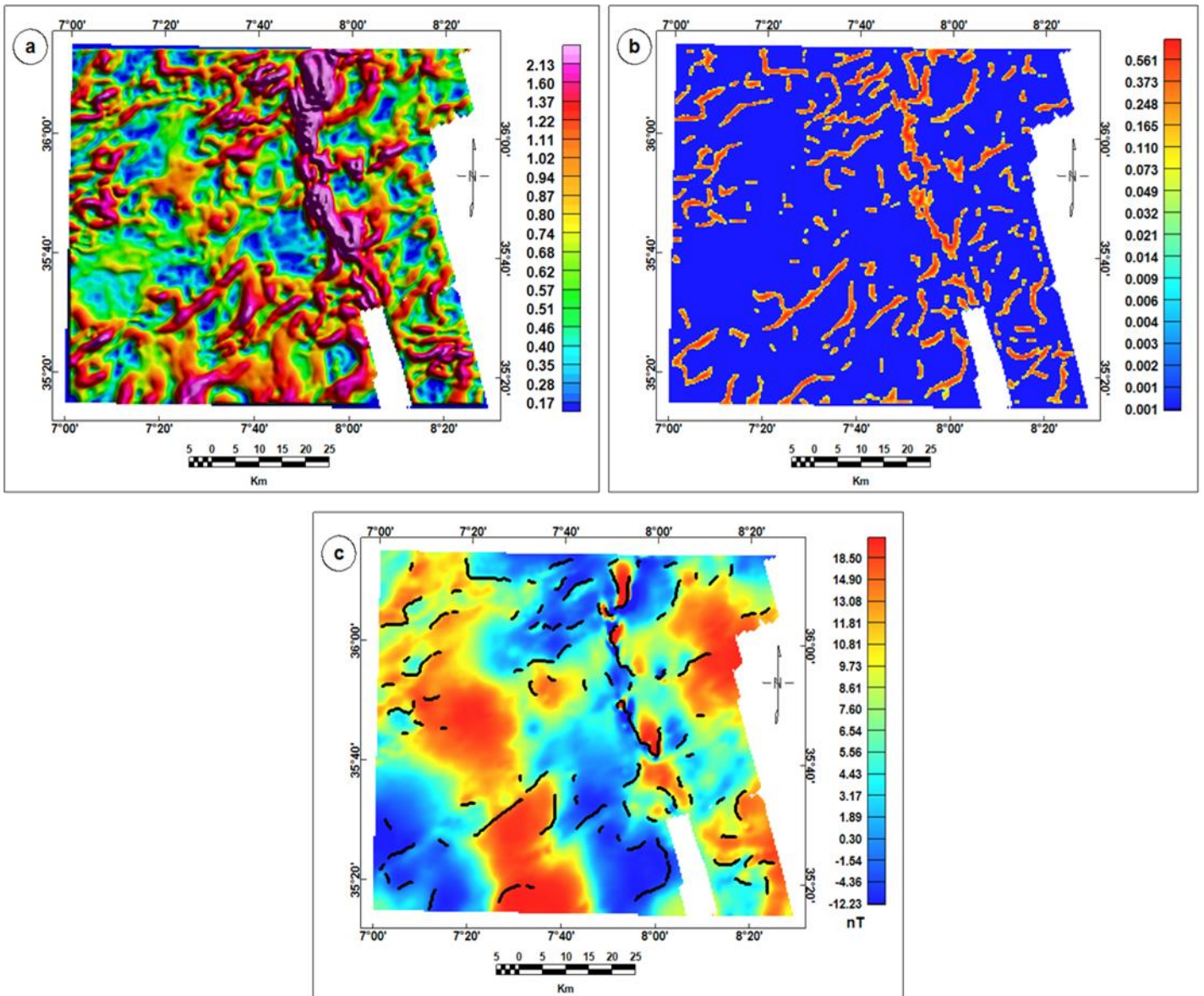


Figure 42: (a) la carte de l'écart type de la grille aéromagnétique ; (b) la carte de la phase de symétrie aéromagnétique ; et (c) les sorties de seuillage d'amplitude et de squelettisation présentées par des lignes noires superposées sur la grille aéromagnétique RTP.

À partir de l'investigation de la carte gravimétrique structurale CET (Fig. 43), une bonne corrélation entre les linéaments structuraux et les bords des structures géologiques est observée. L'analyse du diagramme en rose (Fig. 43) montre que les tendances structurales E-W, ENE-WSW et NE-SW sont les plus dominantes dans la carte gravimétrique et les tendances N-S, NW-SE sont mineures. Tandis que d'après analyse du diagramme en rose de la carte structurale magnétique CET (Figure 44), on peut remarquer que la tendance structurale N-S est la plus contrôlante de la carte magnétique RTP avec d'autres tendances comme NE-SW et E-W.

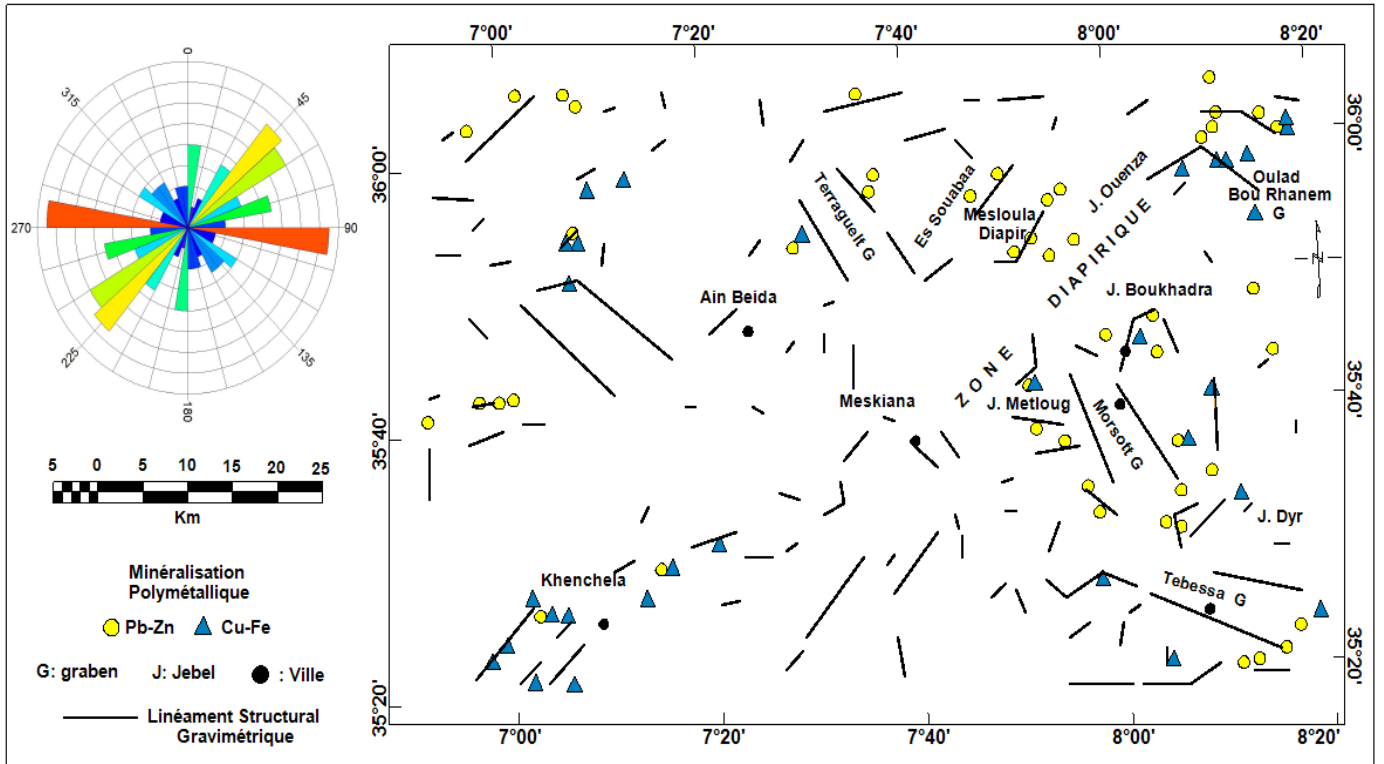


Figure 43: La carte gravimétrique structurale CET de la région d'étude.

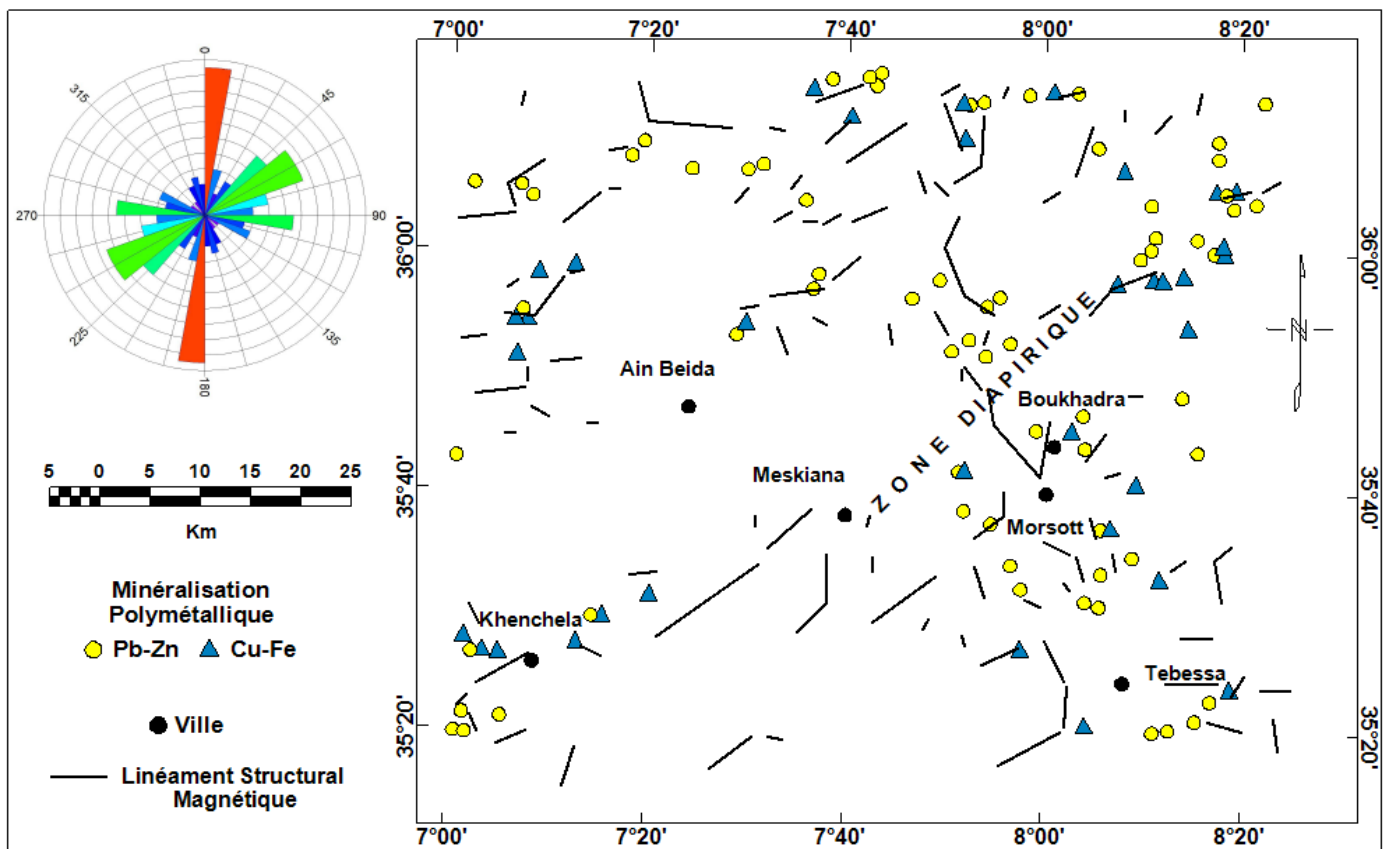


Figure 44: La carte magnétique structurale CET de la région d'étude.

L'analyse de la complexité structurale (SC) consiste à analyser les connexions spatiales et les associations structurales des linéaments magnétiques et gravimétriques déduits du CET pour mettre en évidence les régions de complexité structurale potentielle (Holden et al., 2010a, 2010b). La complexité structurale (SC) de la zone d'étude a été mesurée à l'aide de deux outils à savoir : la densité d'occurrence de contact et l'entropie d'orientation (Holden et al., 2010a).

L'outil de la densité d'occurrence de contact mesure la densité locale des jonctions, les intersections entre les structures gravimétriques et magnétiques déduites du CET, les déplacements et les changements d'orientation significatifs de ces structures. L'outil d'entropie d'orientation mesure la diversité d'orientation locale (c'est-à-dire le nombre d'orientations différentes) parmi les structures gravimétriques et magnétiques (Holden et al., 2010a, 2010b, 2012).

Les cartes thermiques de complexité structurale, qui sont basées sur les linéaments gravimétriques et magnétiques déduits du CET, sont présentées dans les cartes de densité d'occurrence de contact (Figs. 45a et 46a) et les cartes d'entropie d'orientation (Figs. 45b et 46b).

Les cartes thermiques de densité d'occurrence de contact (Figs. 45a et 46a) mettent en évidence les régions où se produit une forte densité de convergence et de divergence des linéaments structuraux gravimétriques et magnétiques. Les cartes thermiques d'entropie d'orientation (Figs. 45b et 46b) mettent en évidence les régions où les linéaments gravimétriques et magnétiques se produisent sur une large gamme d'orientations.

Les régions ayant des valeurs élevées (couleur jaune point chaud) de densité d'occurrence de contact et d'entropie d'orientation (Figs. 45 et 46) représentent des zones d'intersection structurale qui constituent des zones de cisaillement et des zones de faiblesse dans la zone d'étude (Eldosouky et al. 2020, 2021b). Les points chauds sur les figures 45 et 46 représentent les régions qui sont structurellement très complexes et une bonne corrélation est observée entre les dépôts polymétalliques connus dans la région d'étude et ces régions de complexité structurale.

La plupart des gisements polymétalliques dans la zone d'étude sont situés aux bords des points chauds ou à proximité, à l'exception de quelques gisements situés sur des points froids (c'est-à-dire des régions à faible complexité structurale) (Figs. 45 et 46), ce qui suggère que ces gisements ont été probablement formés par un contrôle lithologique plutôt que structural (Bouzenoune, 1993).

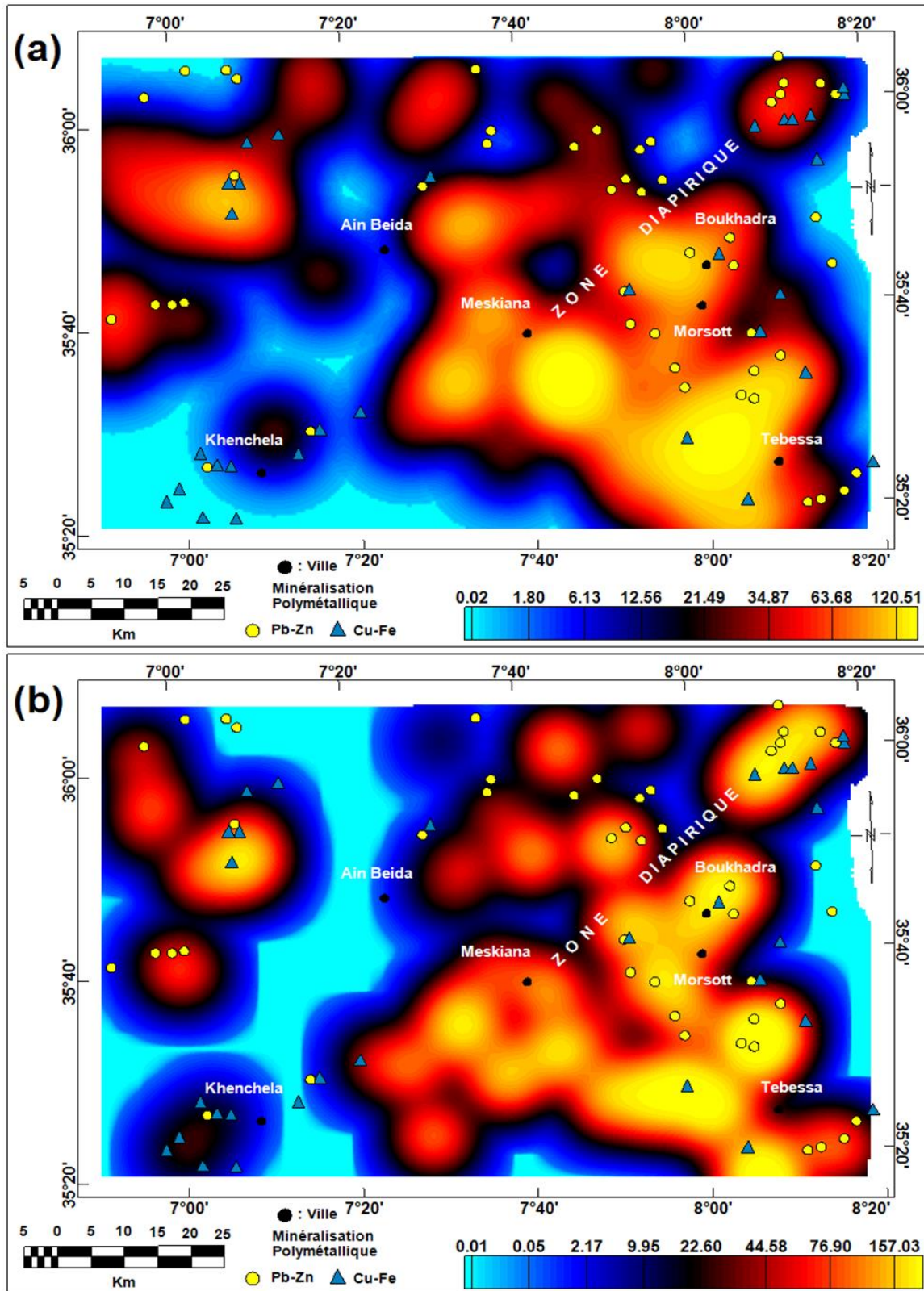


Figure 45: Les cartes thermiques de complexité structurale générées à partir des linéaments gravimétriques déduits du CET. (a) La carte thermique de densité d'occurrence de contact gravimétrique et (b) la carte thermique d'entropie d'orientation gravimétrique. Les deux cartes (a) et (b) utilisent la carte des couleurs chaudes et froides ou le bleu indique de faibles valeurs et le jaune des valeurs élevées. Les dépôts polymétalliques sont représentés par des cercles jaunes Pb-Zn et des triangles bleus Cu-Fe.

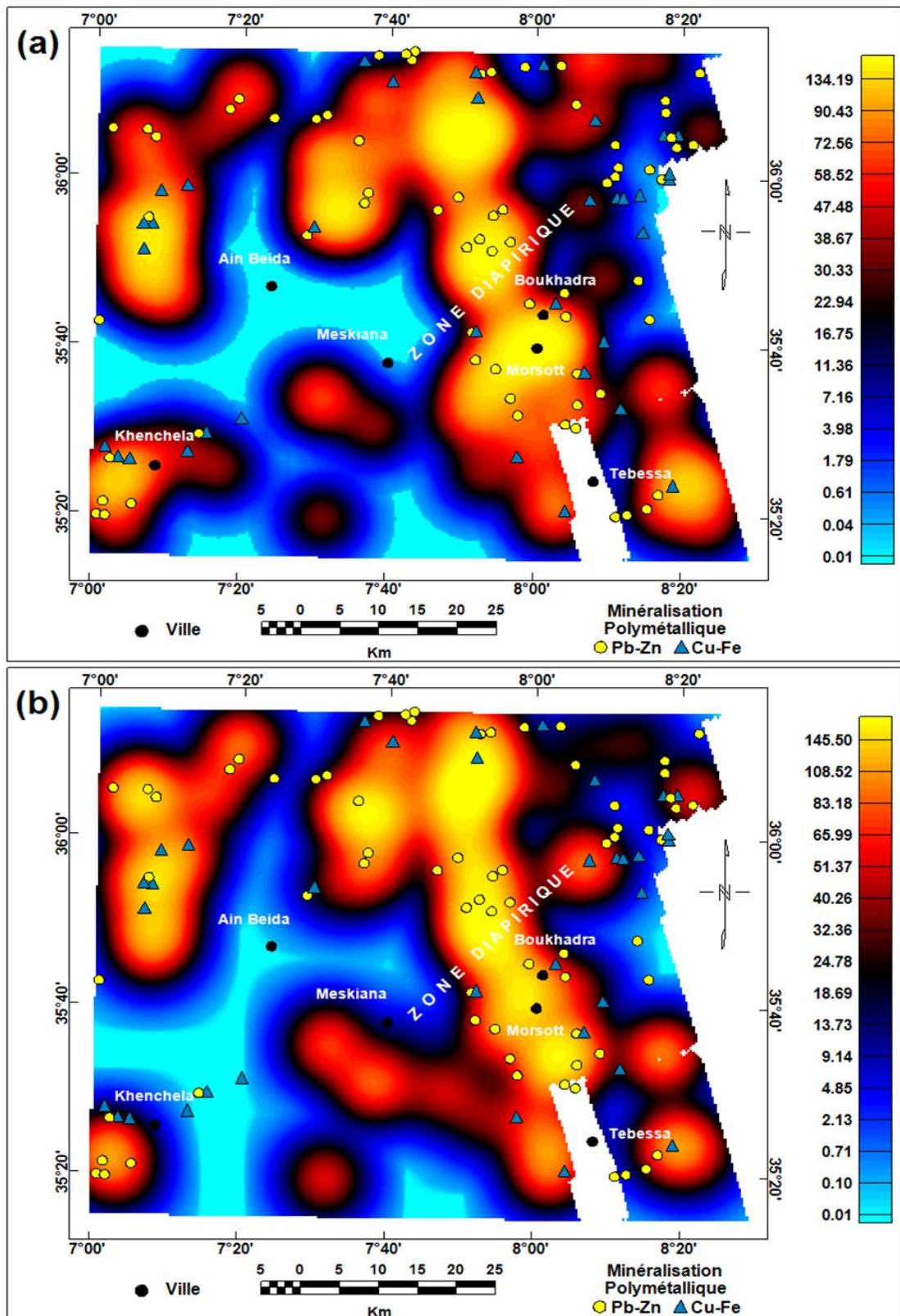


Figure 46: Les cartes thermiques de complexité structurale générées à partir des linéaments magnétiques déduits du CET. (a) La carte thermique de densité d'occurrence de contact magnétique et (b) la carte thermique d'entropie d'orientation magnétique. Les deux cartes (a) et (b) utilisent la carte des couleurs chaudes et froides ou le bleu indique de faibles valeurs et le jaune des valeurs élevées. Les dépôts polymétalliques sont représentés par des cercles jaunes Pb-Zn et des triangles bleus Cu-Fe.

Il convient également de noter que lorsque certains emplacements de minéralisation polymétallique connus se produisent sur des régions de complexité structurale faible (points froids) dans la carte thermique de complexité gravimétrique (Fig. 45) (par exemple, la partie sud-ouest de la zone d'étude), ces régions elles-mêmes s'affichent comme des zones de forte complexité structurale dans la carte thermique de complexité magnétique (Fig. 46), ce qui suggère que certaines structures dans la région d'étude ont un contraste de densité significatif et un faible contraste de susceptibilité magnétique et ils sont donc déterminés par l'analyse des données gravimétriques et cachés dans le champ magnétique et vice versa, ce qui montre l'importance de l'interprétation conjointe des données géophysiques pour analyser la complexité structurale de la zone étudiée lors d'un programme d'exploration minérale (Mohanty et al., 2011 ; Patra et al., 2013 ; Gaafar, 2015 ; Eldosouky et al., 2022).

Les régions de complexité structurale mises en évidence dans les cartes thermiques (Fig. 45 et 46) représentent un résultat clé pour cartographier les sites favorables qui abritent des gisements polymétalliques dans la zone d'étude, car elles constituent des foyers pour les solutions métallifères (Holden et al., 2012 ; El Gout et al., 2015 ; Hadouche et al., 2016 ; Ysbaa et al., 2019 ; Eldosouky et al., 2020). Afin d'apporter plus de précision à notre interprétation, les zones structurellement complexes mises en évidence par l'analyse de complexité structurale appliquée aux données gravimétriques et magnétiques ont été rapportées sur la carte géologique de la région d'étude (Figs. 47 et 48) et à partir de ce fait plusieurs nouvelles cibles pour l'exploration minérale ont été proposées (Fig. 49).

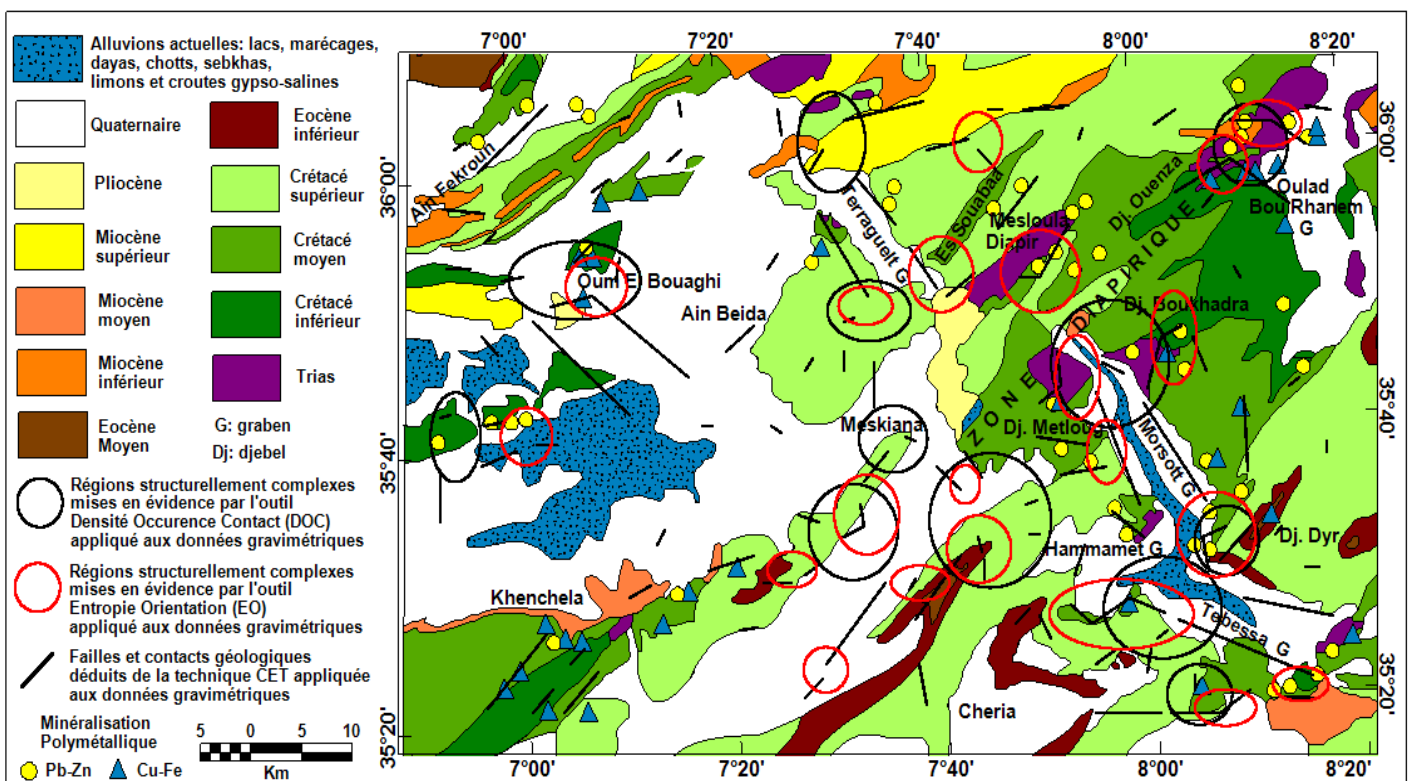


Figure 47: Carte des régions structurellement complexes identifier par l'analyse des données gravimétriques via les outils DOC et EO, les régions structurellement complexes sont superposées sur la carte géologique de la zone d'étude.

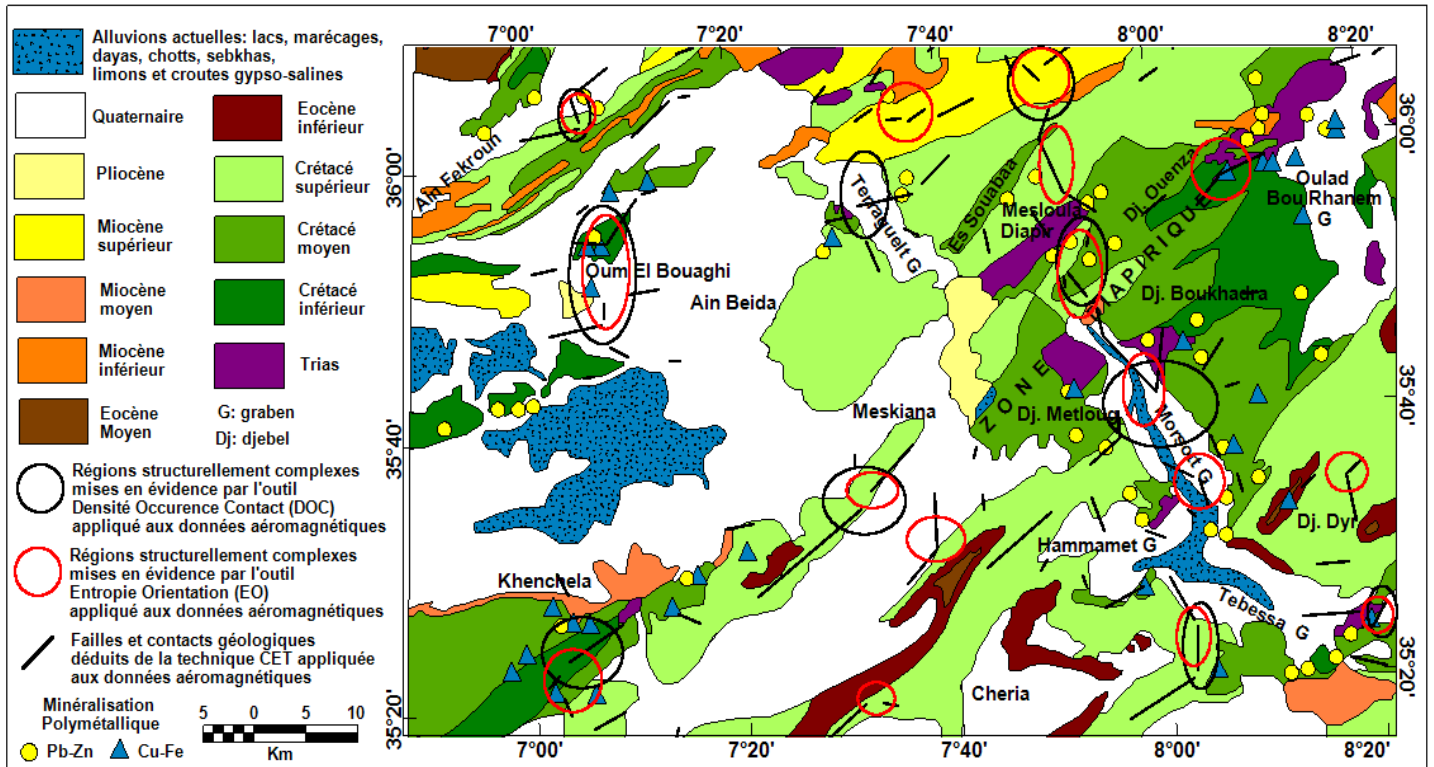


Figure 48: Carte des régions structurellement complexes identifier par l'analyse des données aéromagnétiques via les outils DOC et EO, les régions structurellement complexes sont superposées sur la carte géologique de la zone d'étude.

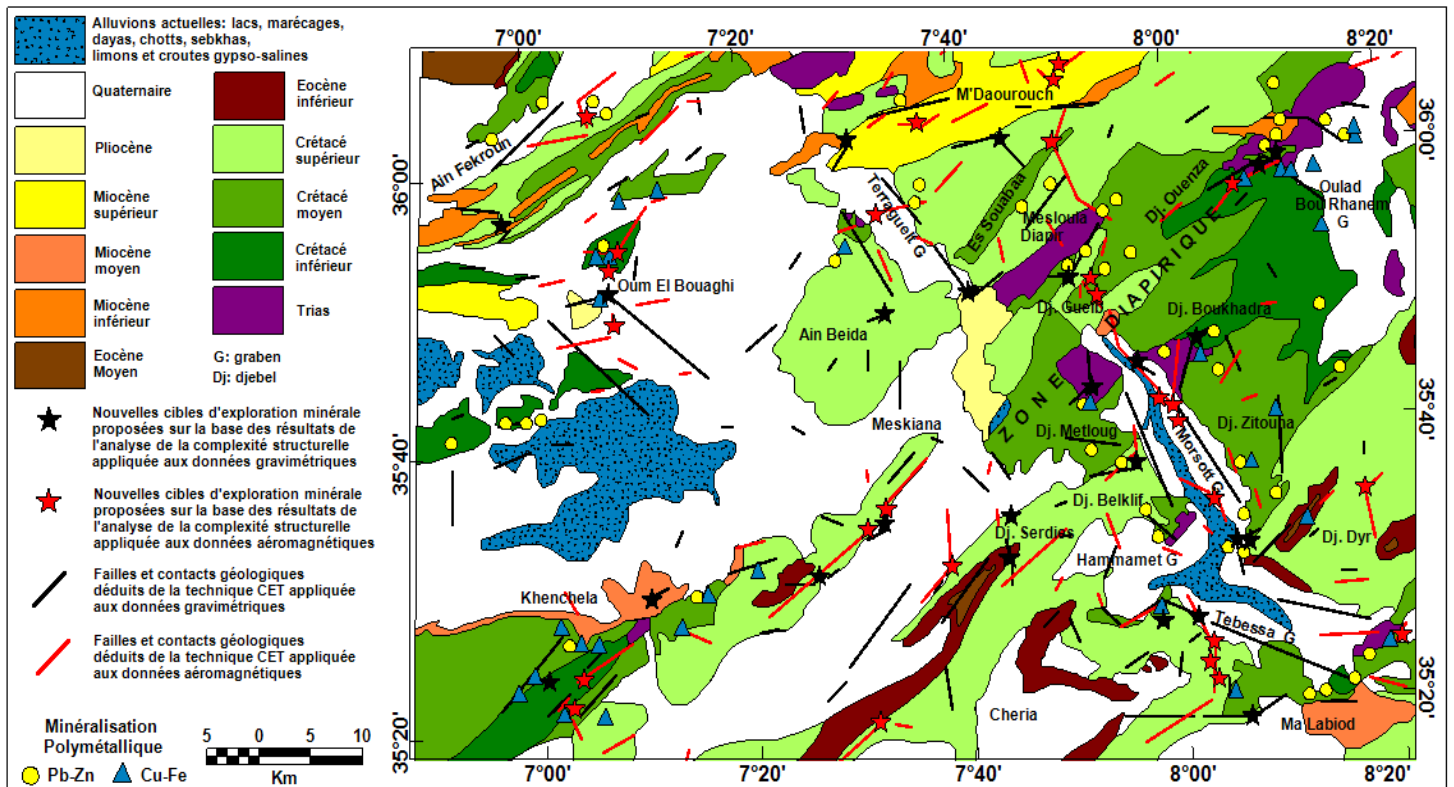


Figure 49: Carte des cibles nouvelles pour l'exploration minérale dans la zone d'étude mise en évidence par l'analyse de la complexité structurale (SC) des données gravimétriques et aéromagnétiques.

4 Modélisation prédictive de la minéralisation polymétallique pour l'exploration minière

La prédiction de la minéralisation joue un rôle important dans le développement durable des pays. Les scientifiques ont tendance à introduire des techniques intégrées pour prédire la minéralisation et définir des cibles pour l'exploration minière. Dans cette partie, nous présentons une carte SIG de prospectivité minière issue de l'intégration des données de télédétection, de gravité et de magnétisme de la région du Nord-Est algérien (la Zone Diapirique).

4.1 Résultats de la télédétection

4.1.1 Cartographie géologique

En raison de la présence de petites unités rocheuses diverses à certains endroits et de la similitude de la composition minière de certaines unités rocheuses à d'autres endroits de la zone d'étude, nous avons tenu à utiliser et à afficher l'image L8_OLI de plusieurs façons pour atteindre la cartographie la plus précise des unités exposées dans la zone d'étude. En plus de donner une image d'ensemble de la présence des plages d'altération hydrothermale ainsi que de discriminer les roches altérées. Six BRs sont calculés en fonction de la composition minéralogique des unités lithologiques exposées (Fig. 7), des minéraux d'altération ciblés et de leur comportement de réflectance et d'absorption vers les bandes L8_OLI VNIR-SWIR (Fig. 8). Ces ratios comprennent $4/2$, $6/7$, $5/4$, $(6/7) / (5/4)$, $7/1$ et $7/6$, qui sont couramment utilisés pour la cartographie des oxydes de fer ferriques, des argiles, des minéraux calcaires, sur la base de leur structure interne en réponse aux longueurs d'ondes électromagnétiques liées à ces bandes (Hunt et Ashley, 1979 ; Pour et al., 2018). Alors que le rapport $(6/7) / (5/4)$ est très utile pour mettre en évidence les minéraux argileux au détriment de l'indice de végétation pour obtenir la meilleure cartographie (Ducart et al., 2016).

Ces ratios utilisés aident à distinguer les différentes unités géologiques de la région d'étude qui ont des critères spectraux distincts, comme le montre la figure 50a. Cette figure fournit une image BR composite en fausses couleurs de $(6/7) / (5/4)$ dans les canaux rouges, $4/2$ dans les canaux verts et $5/4$ dans les canaux bleus. Les unités rocheuses triasiques, crétacées et allochtones sont caractérisées par des pixels de couleur rouge à orange foncé et vert jaunâtre (Fig. 50a). Contrairement de cela, les zones vertes sont liées aux formations néogènes et/ou aux dépôts quaternaires, dont il était difficile de les séparer sur cette figure. En général, les pixels qui présentent des nuances de couleur jaune sont liés à une combinaison de minéraux argileux et/ou carbonatés avec des oxydes de fer (Fig. 50a).

Les BRs résultants précédemment ont été soumis à une méthode de génération de bande non linéaire de l'étape ICA pour supprimer la corrélation, affiner la catégorisation et détecter les composants autodéterminant (Zoheir et al., 2019). Les résultats ICA et MNF sont très utiles pour mettre en évidence certaines unités lithologiques de la zone d'étude (Fig. 50b et 51a). Les images résultantes montrent que la roche hôte des dépôts polymétalliques (roches sédimentaires carbonatées du Crétacé inférieur) est verte et violette opaque sur les images ICA et MNF, respectivement. Comme prévu, la préférence était pour l'image ICA (Fig. 50b) pour montrer les

diapirs du trias, tels qu'ils apparaissent en bleu foncé et faire la distinction entre les roches du Crétacé inférieur et supérieur, car elles ont des pixels verts et vert jaunâtre respectivement.

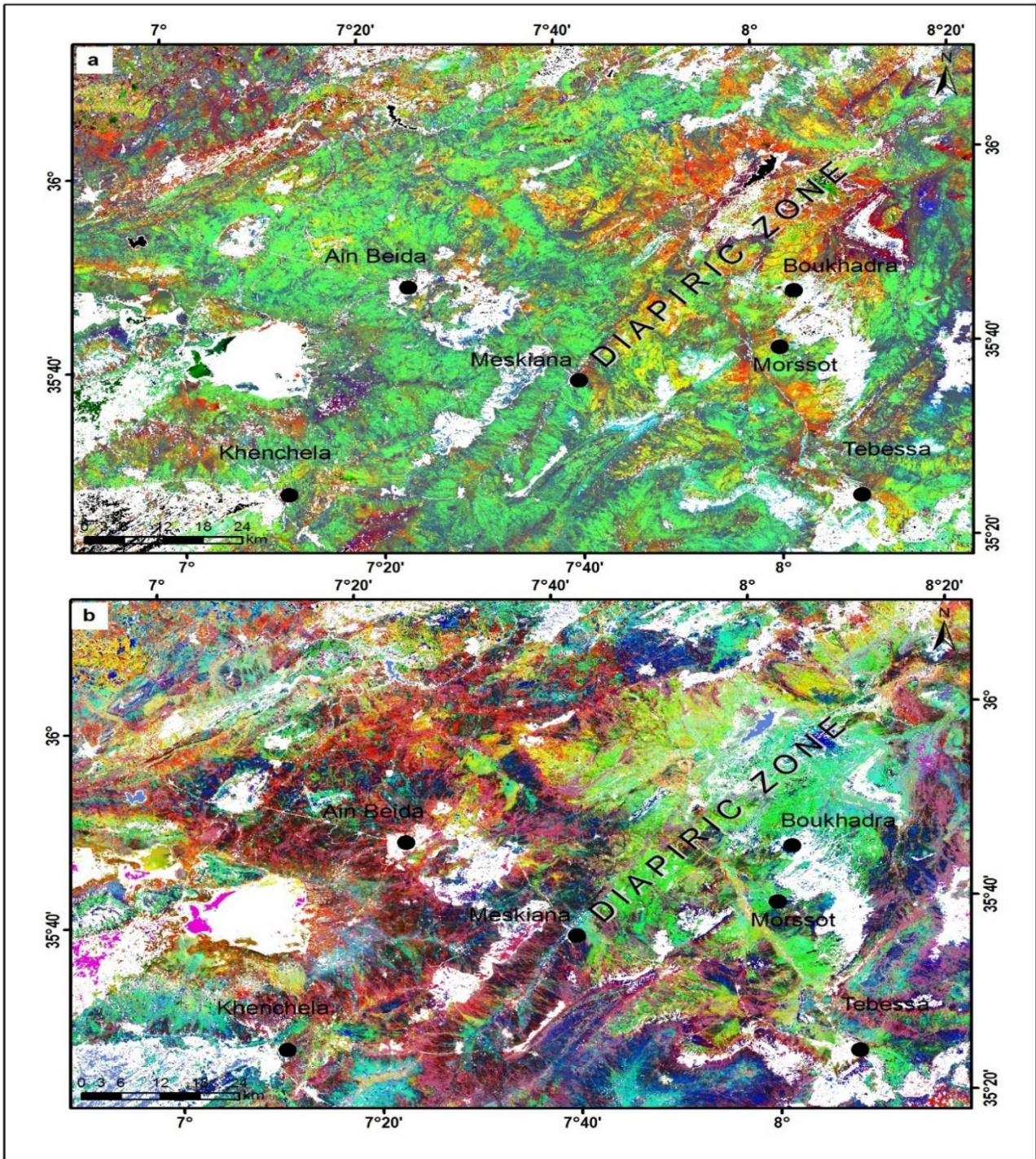


Figure 50: Les images composites en fausses couleurs pour (a) les BR ($R : (6/7)/(5/4)$, $G : 4/2$, $B : 5/4$) résultent de bandes L8_OLI montrant des unités rocheuses allochtones, du Crétacé et de du trias, caractérisées par des pixels de couleur rouge à orange foncé et vert jaunâtre, tandis que les zones vertes liées aux formations néogènes et/ou aux dépôts quaternaires et (b) ICA ($R : IC5$, $G : IC4$, $B : IC1$) appliquées aux BRs sélectionnés montrant des roches sédimentaires carbonatées du Crétacé inférieur caractérisées par le vert, tandis que les diapirs du trias apparaissent en bleu foncé.

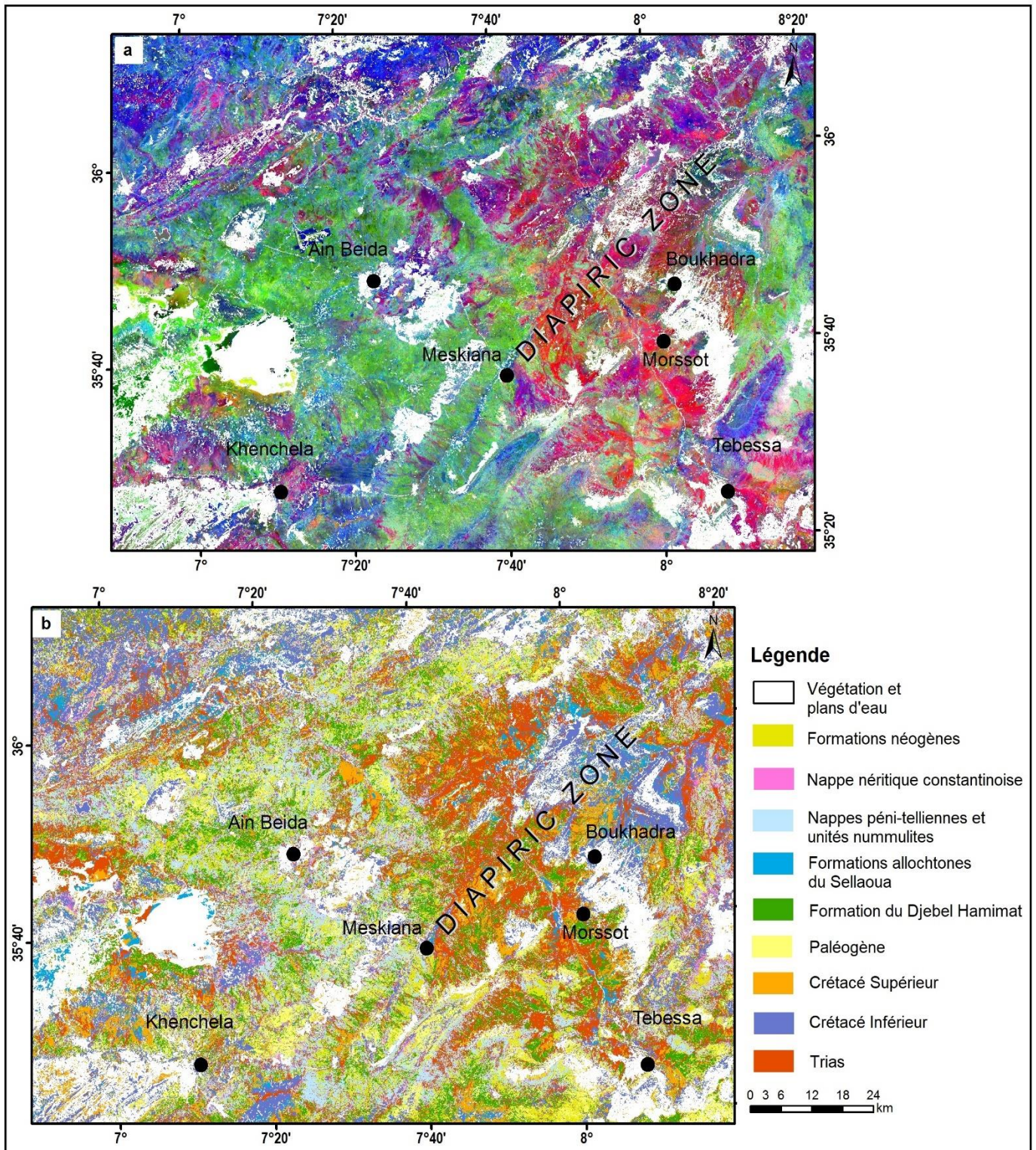


Figure 51: (a) Des images composites en fausses couleurs de la MNF (R : MNF6, G : MNF4, B : MNF5) résultent des bandes L8_OLI et (b) l'image de classification MLC montre la distribution modifiée des unités lithologiques dans la zone d'étude.

D'autre part, l'image MNF (Fig. 51a) était la meilleure pour montrer les formations néogènes sous forme de zones bleues. La succession d'unités allochtones et leur interrelation dans la partie nord-ouest de la zone d'étude apparaissent sur les deux images. Les images ICA et MNF sont

très utiles pour classer les unités géologiques affleurantes dans la mesure où plusieurs caractéristiques structurales peuvent être identifiées visuellement.

Comme indiqué à partir des résultats de BR, ICA et MNF, il existe une nette différence dans la présence et la distribution des unités rocheuses dans la région par rapport à la carte géologique préexistante (Fig. 35a). Par conséquent, il a été nécessaire d'appliquer une méthode de cartographie supplémentaire pour modifier et produire une carte lithologique fiable basée sur les données de télédétection. L'algorithme de classification MLC a été utilisé pour réaliser cette cartographie. La figure 51b montre le résultat de l'application de la méthode MLC sur une image de bande composite L8_OLI en fausses couleurs (FCC ; R : 5 ; G : 4 ; B : 2). Généralement, toutes les unités lithologiques peuvent être facilement différenciées en détail. Les roches crétacées ciblées au niveau de la zone diapirique se distinguent en deux types ; les roches calcaires dolomitiques (Crétacé inférieur) caractérisées par une couleur bleue pacifique et les calcaires/marnes (Crétacé supérieur) apparaissent en orange (Fig. 51b). Les diapirs triasiques sont concentrés dans la partie orientale qui est affichée en rouge, tandis que les roches du Crétacé supérieur et les formations néogènes sont réparties sur toute la zone d'étude. De plus, la carte classée MLC a réussi à discriminer les unités rocheuses de faible extension spatiale dans notre zone d'étude fortement déformée (Fig. 51b). Les zones blanches sont liées à la végétation masquée et aux masses d'eau.

4.1.2 Les zones de minéralisation polymétallique

Selon les précédentes études minéralogiques des zones de dépôts polymétalliques dans la zone d'étude (Aoudjehane, 1991 ; Boutaleb, 2001, et Haddouche et al., 2016), ces dépôts sont associés au système hydrothermal épigénétique. De plus, ces zones sont liées à des dépôts calcaires dolomitiques et sont caractérisées par l'occurrence d'oxydes de fer, de carbonates et de minéraux argileux. Par conséquent, nous nous sommes appuyés sur ces accumulations minérales pour délimiter les zones d'altération hydrothermale en analysant les résultats statistiques de la transformée ICA des BRs L8_OLI ainsi que les résultats RBD pour les bandes AST_1T VNIR-SWIR.

Tout d'abord, compte tenu du signe et de la quantité des chargements de vecteurs propres (eigenvector loadings) dans les résultats de l'ICA (Tab. 11), il est évident que les minéraux argileux/carbonates peuvent être particulièrement extraits en raison de leur grande contribution (le chargement positif le plus fort ((6/7) / (5/ 4) : 0,696455)) ainsi que la faible contribution pour le rapport 5/4 (-0,646903) du composant dans le IC2. Ce composant est très précieux dans la cartographie des minéraux argileux/carbonates existant dans les roches du Crétacé supérieur, qui est atteint pour supprimer les informations inutiles et diminuer la dimensionnalité des données de végétation corrélées. De plus, le deuxième chargement élevé est enregistré pour le rapport 6/7 à IC3 (0,674487), qui est utilisé pour identifier les minéraux argileux et dolomitiques des roches du Crétacé inférieur.

L'IC1 et l'IC5 contiennent la contribution unique des minéraux d'altération oxyde/hydroxyde de fer en raison du chargement élevé du rapport 4/2 (0,615214 et 0,610229, respectivement) par rapport aux autres rapports, ce qui permet de distinguer facilement le composant IC5 (Tab. 11). Le chargement négatif le plus faible est indiqué à IC4 (-0,764244) qui contribue au

rapport 7/6, il est considéré pour les minéraux de gypse et de carbonate qui correspondent aux roches du trias.

Deuxièmement, plusieurs images RBD ont été préparées pour obtenir une détection plus détaillée des minéraux d'altération basée sur les caractéristiques spectrales des minéraux ferreux, carbonatés, argileux et hydroxylés (Tab. 14). Chaque carte d'indice minéral hydrothermal de ciblage a été tracée en fonction de sa valeur seuil calculée qui a été calculée à partir de la moyenne (M) et l'écart type (SD) de ces valeurs. De plus, les valeurs de confiance ont été déterminées en utilisant la valeur SD comme une valeur unique ou en utilisant ses multiples dans les calculs (par exemple, Fatima et al., 2017).

Minéral	BR (indice minéral)	Référence
Fer		
(Silicate ferreux)	5/4	Hewson et al. 2015
Carbonate		
Chlorite/Epidote	7+9/8	Rowan and Mars 2003
Dolomite	6+8/7	
Amphibole	6+9/8	Hewson et al. 2015
Silicates		
Alunite/Kaolinite	5+7/6	Rowan and Mars 2003
Sericite/Muscovite	4+6/5	Rowan and Mars 2003 Hewson et al. 2015

Tableau 14: Combinaison RBD sélectionnée pour chaque minéral appliqué aux bandes AST_1T (VNIR-SWIR).

Les valeurs de confiance déterminées montrent que les minéraux hydrothermaux ferreux (oxydes de fer), carbonatés (chlorite/épidote, dolomite, amphibole) et argileux (alunite/kaolinite, séricite/muscovite) ont des pourcentages plus élevés allant de 92 à 95 %. Après cela, la valeur seuil de chaque minéral a été tracée sous la forme d'une nouvelle tranche de plage de densité, exportée sous forme de fichier de forme (shapefile) et finalement présentée sous forme de carte (Fig. 52 et 53). Les figures 52 et 53 (HAI_L8 et HAI_AST) montrent que la plupart des unités lithologiques ont été soumises à des processus d'altération hydrothermale, en particulier dans la zone diapirique fortement déformée dans les secteurs est, extrême nord-ouest et sud-ouest de la région.

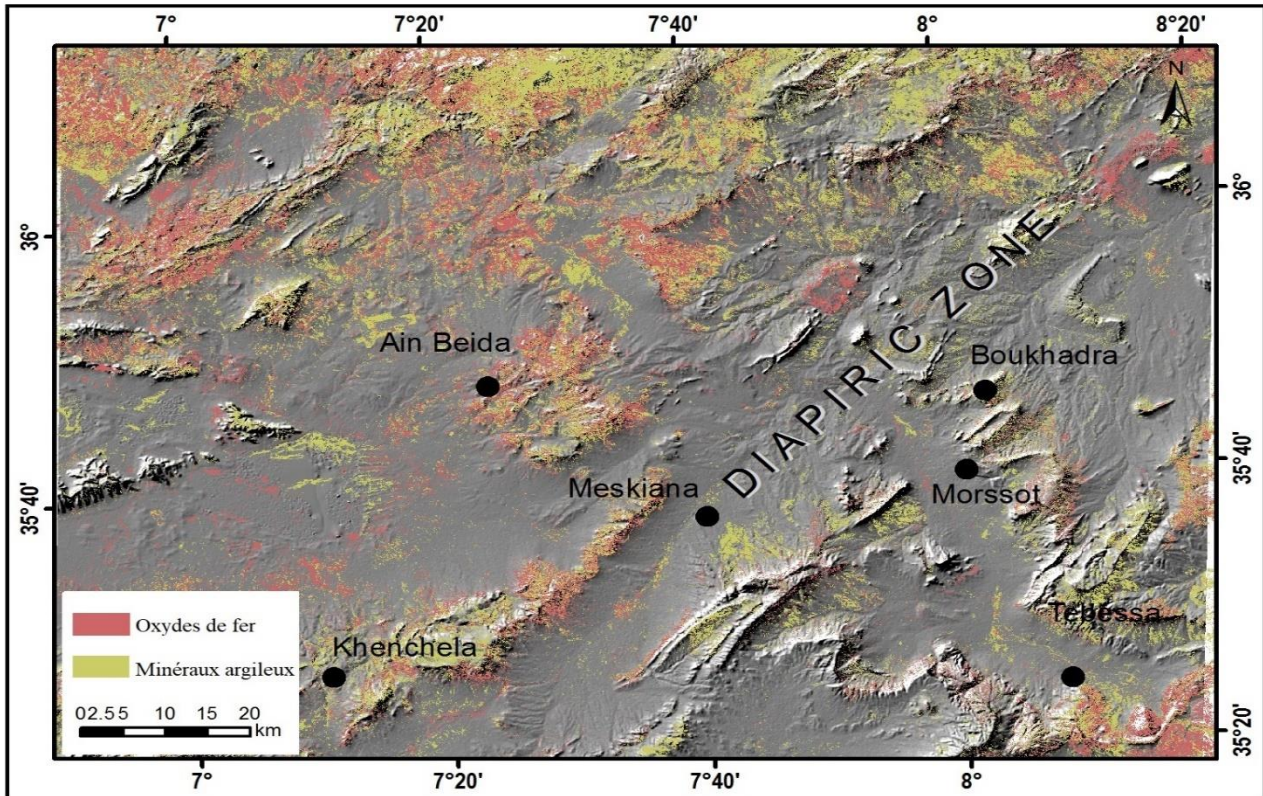


Figure 52: La distribution des minéraux d'altération hydrothermale extraits des bandes IC2, IC3 et IC5 qui ont été analysés à partir des BR L8_OLI (HAI_L8), superposés sur une carte d'élévation numérique ombragée (SRTM DEM) pour la zone d'étude.

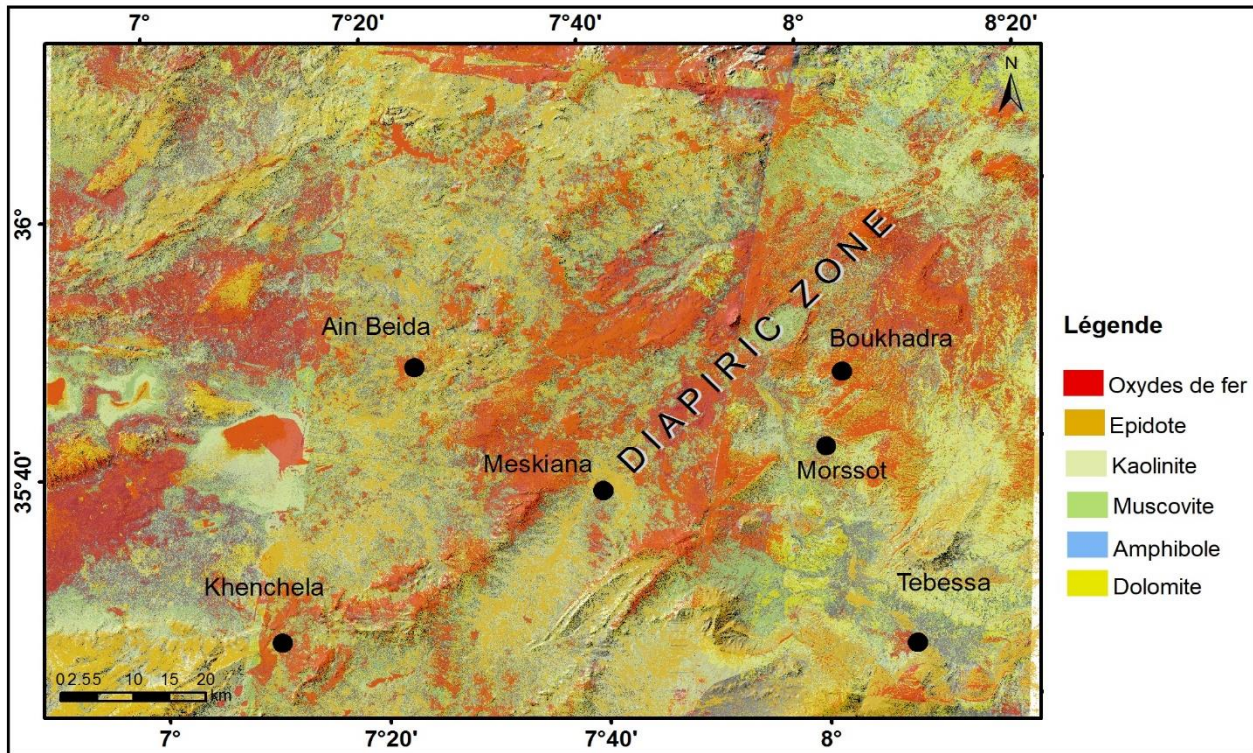


Figure 53: La distribution des indices des minéraux d'altération hydrothermale extraits des bandes AST_1T (VNIR-SWIR) (HAI_AST), superposés sur une carte d'élévation numérique ombragée (SRTM DEM) pour la zone d'étude.

4.2 Modèle prédictif Régression Logistique

Pour mettre en œuvre l'analyse Log-Reg statistique et spatiale, cinq cartes thématiques (cartes tampons de géologie, HAI_AST, HAI_L8, linéaments gravimétriques et magnétiques) résultant de toutes les méthodes de traitement et de classification précédentes, liées au potentiel de minéralisation polymétallique ont été obtenues pour ces cartographies de prospectivités minérales. En particulier, la cartographie des minéralisations Pb-Zn et Cu-Fe afin de réduire l'espace d'investigation pour ces explorations minérales dans la zone actuelle. La distance entre les points pour chaque carte variable a été calculée à l'aide de l'outil de distance euclidienne (Euclidean distance tool) dans les outils d'analyse spatiale d'ArcGIS, puis chaque couche a été reclassée à l'aide des ruptures naturelles (natural breaks) (Jenks). Les valeurs du coefficient du modèle Log-Reg des deux minéralisations indiquent des valeurs positives pour HAI_L8 et les variables indépendantes des linéaments magnétiques, tandis que les linéaments gravimétriques affichent des valeurs négatives (Tab. 15). Par contre, HAI_AST et la géologie montrent un rôle et une influence contradictoires et opposés pour les deux minéralisations (Tab. 15). En général, ces résultats indiquent que HAI_L8 et les linéaments magnétiques sont statistiquement plus importants comme prédicteurs de possibilité de minéralisation polymétallique que les autres couches.

Facteur	Variable coefficient	
	Pb-Zn	Cu-Fe
Géologie	0.224	-0.317
HAI_L8	0.510	0.365
HAI_AST	0.320	-0.082
Linéaments gravimétriques	-0.358	-0.420
Linéaments magnétiques	0.311	0.416

Tableau 15: Les résultats de l'analyse spatiale pour les modèles Log-Reg entre les minéralisations polymétalliques Pb-Zn et Cu-Fe et leurs variables contributrices.

En détail, ces résultats de coefficient ont révélé que les grands poids de l'occurrence de la minéralisation Pb-Zn concernaient les indices d'altération hydrothermale cartographiés à partir des données L8_OLI et AST_1T (0.510 et 0.320, respectivement) suivis de la carte structurale magnétique CET ainsi que les unités lithologiques existantes. D'autre part, les poids élevés de la minéralisation Cu-Fe concernaient les linéaments magnétiques (0.416), puis les indices d'altération hydrothermale cartographiés à partir de L8_OLI (0.365) en raison de ces signatures altérées montrent un accent sur la cartographie des oxydes de fer, tandis que les autres trois variables ont un faible poids sur leurs occurrences. Les signes opposés des facteurs des linéaments gravimétriques et magnétiques pour les deux minéralisations indiquent et

confirment l'origine hydrothermale de ces minéralisations et l'influence directe des failles profondes dans le passage et le transfert des solutions hydrothermales à travers elles. Ces modèles compensent les dépendances entre les caractéristiques structurales de subsurface. De plus, la minéralisation Cu-Fe n'est pas limitée à des unités géologiques spécifiques dans la région, contrairement à celles de Pb-Zn (Fig. 54). À partir des résultats du modèle Log-Reg, la cartographie potentielle de la minéralisation ciblée est organisée pour le secteur actuel (Fig. 54). Ces cartes montrent la distribution des zones prometteuses de très faibles à très élevées en fonction de la probabilité Log-Reg.

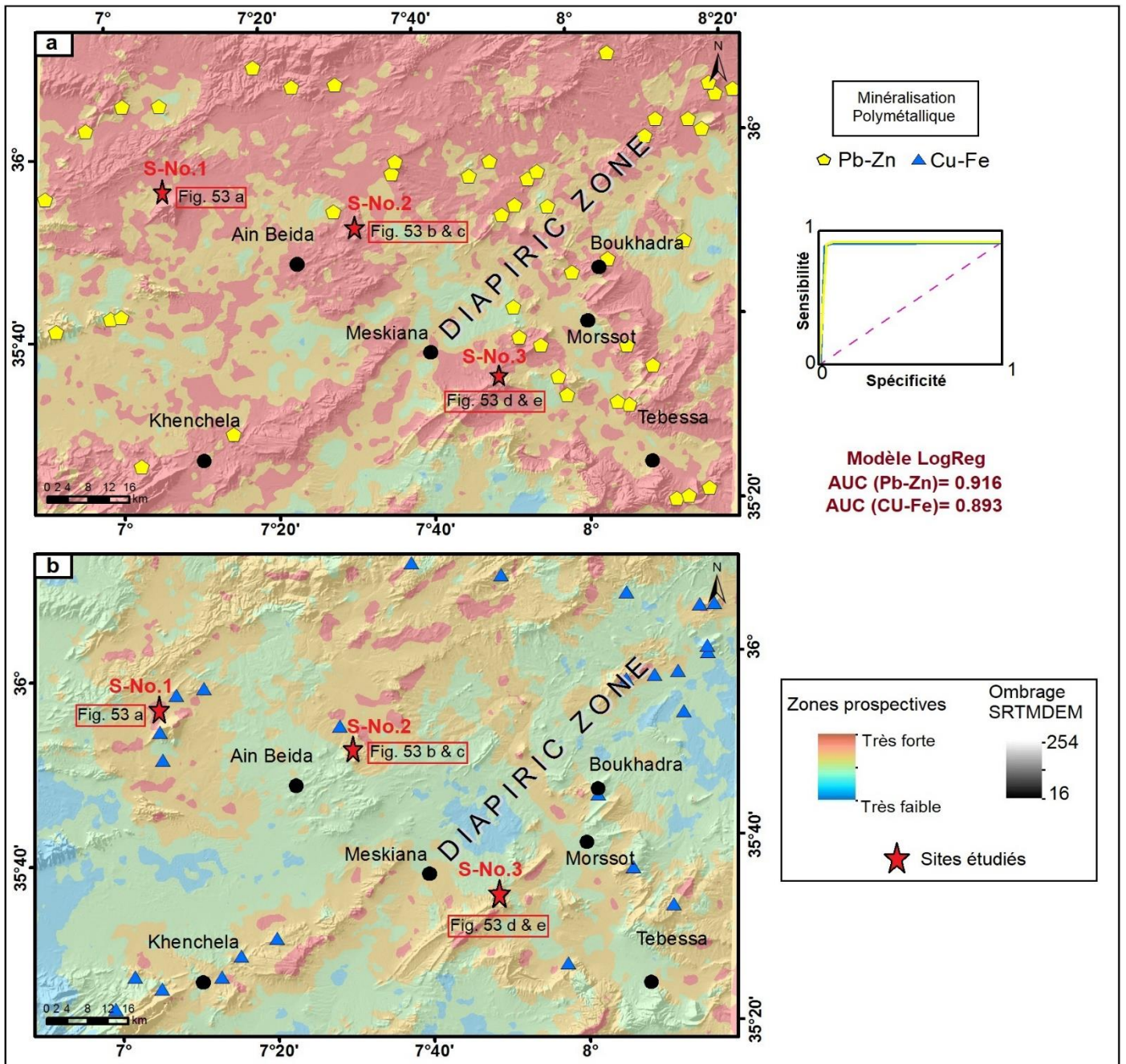


Figure 54: Les cartes prospectives des dépôts polymétalliques Pb-Zn et Cu-Fe (a) Pb-Zn et (b) Cu-Fe générées à partir du modèle Log-Reg avec leurs courbes ROC et leurs valeurs AUC. Ils ont considéré les principales cibles préoccupantes à enquêter, comme indiquée et confirmée sur les sites étudiés.

Ces modèles prospectifs ont été évalués quantitativement en corrélant avec les emplacements de minéralisation polymétallique préexistants (Fig. 35) en utilisant la caractéristique de fonctionnement du récepteur (sigle anglais : Receiver Operating Characteristic ou ROC), ainsi que l'aire sous la courbe (sigle anglais : Area Under the Curve ou AUC), qui a été calculée pour évaluer les taux de prédiction des modèles (Fig. 54). En général, le taux de valeur AUC indique le meilleur modèle (précision $\sim 100\%$) pour la cartographie du potentiel de minéralisation polymétallique. Dans cette enquête, les résultats de l'AUC montrent que le modèle de régression logistique est précis et donne des performances élevées pour la cartographie du potentiel minéral Pb-Zn et Cu-Fe avec 0,916 et 0,893, respectivement (Fig. 54).

4.3 Résultats des travaux de terrain

Afin de vérifier notre modèle pour les zones potentielles Pb-Zn et Cu-Fe proposées, trois sites ont été investigués dans la région d'étude (Fig. 54). Dans le site N° 1 (Lat. $35^{\circ}54'44''$ N, long. $7^{\circ}05'52''$ E) (Fig. 55a) la minéralisation stratiforme est encaissée dans des niveaux de grès calcaires dolomitiques et est principalement composée de pyrite, chalcoppyrite et sphalérite.



Dans le site N° 2 (Lat. $35^{\circ}51'15.88''$ N, long. $7^{\circ}31'39.98''$ E) (Fig. 55b), la galène et des sulfures de fer sont disséminés dans l'éponte avec des microfractures qui abritent de fines veinules de quartz.



Dans le site N° 3 (Lat. 35°34'26.77" N, Long. 7°48'55.47" E) (Fig. 55c), la minéralisation est présente sous forme de carbonate et de sphalérite à grains fins encaissés dans une brèche calcaire-dolomitique fortement fracturée, et des dépôts de calamine sont également observés.

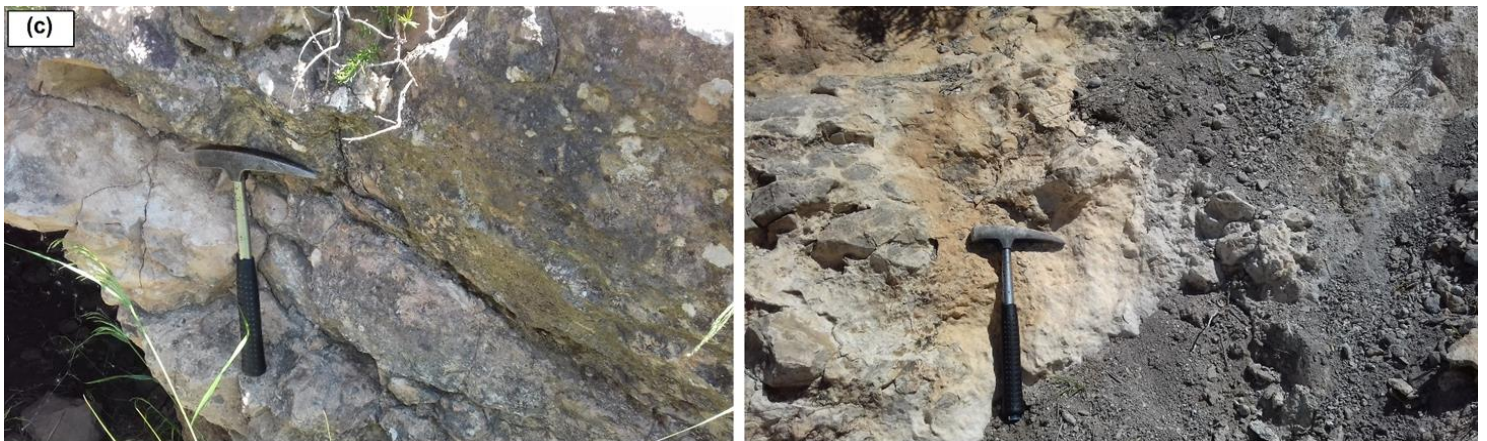


Figure 55 (a, b, c) : Les photos de terrain des trois sites étudiés (1, 2, et 3) indiquent la présence de minéraux, ce qui correspond et confirme les résultats du modèle Log-Reg.

5 Discussion

Dans cette étude, en examinant les résultats observés à partir des ensembles de données géologiques et de télédétection, les images RBD des données AST_1T effectuent une meilleure détection de la minéralisation hydrothermale que les résultats statistiques ICA des BRs L8_OLI, qui devraient être améliorés par l'ajout de la bande dans la partie SWIR de l'image ASTER (Fig. 52 et 53). Par contre, les résultats de l'imagerie L8_OLI générés par les trois méthodes de traitement ont tout de même atteint des précisions de catégorisation lithologique satisfaisantes à diverses échelles spatiales, notamment dans certaines données géologiques inaccessibles et rares sur les zones élevées (Fig. 50 et 51). Pour cela, les données L8 et ASTER sont éventuellement combinées pour être plus sensibles et précises dans la localisation des zones de minéralisation polymétallique inconnues dans les systèmes hydrothermaux.

L'investigation de la carte des anomalies gravimétriques résiduelles (Fig. 38) montre que les gisements de minerai connus et les occurrences minérales présentes dans la zone d'étude se trouvent sur les bords et au-dessus des anomalies gravimétriques positives, ce qui signifie que les sources causales de ces réponses gravimétriques positives ne sont pas seulement liées à la nature des structures géologiques, mais fortement influencées par la forte densité des minerais présents dans la zone d'étude, par exemple, les minerais de fer présentent un contraste de densité de 0.12 g/cm^3 à 0.6 g/cm^3 et les minerais polymétalliques un contraste de densité de 0.83 g/cm^3 à 2.33 g/cm^3 par rapport à une densité moyenne de 2.67 g/cm^3 pour les roches hôtes (Zerdazi, 1990).

Les données gravimétriques de la figure 38 répondent efficacement aux principales structures géologiques de la zone d'étude, y compris les grabens d'orientation nord-ouest, les diapirs d'orientation nord-est et les plis. Les linéaments gravimétriques déduits du CET (Fig. 43) mettent bien en évidence les bords de ces structures géologiques. Cette relation entre les réponses gravimétriques et la carte géologique (Fig. 35) est directe par la correspondance précise entre les différents types de roches et leurs propriétés gravimétriques. Cependant, l'absence de corrélations exactes entre les réponses aéromagnétiques (Figs. 40 et 44) et la carte géologique (Fig. 35) s'explique par l'existence d'un faible contraste de susceptibilité magnétique entre les différentes unités rocheuses.

Les tendances structurales mises en évidence par l'analyse des données gravimétriques (Fig. 43) diffèrent de celles révélées par l'analyse des données aéromagnétiques (Fig. 44). Les linéaments structuraux gravimétriques dans la zone d'étude tendent principalement dans la direction E-W et les linéaments structuraux magnétiques sont principalement orientés N-S. Les résultats de l'application de la technique d'analyse de grille CET aux données gravimétriques et aéromagnétiques (Fig. 43 et 44) ont indiqué que la zone d'étude est une région structurellement complexe disséquée par des ensembles de failles qui tendent dans les directions NE-SW, ENE-WSW, E-W, NW-SE et N-S. Cette complexité structurale géologique a remarquablement contribué au développement du processus d'altération hydrothermale dans la zone d'étude et par conséquent, la plupart des unités lithologiques affleurantes souffrent d'altération hydrothermale, ce qui est bien observé dans les figures 52 et 53.

Il est remarqué sur les figures 43 et 44 que la plupart des corps minéralisés polymétalliques se trouvent sur les linéaments gravimétriques et magnétiques déduits du CET, reflétant ainsi le contrôle structural de la minéralisation polymétallique dans la séquence carbonatée de la zone d'étude et indiquant que les données gravimétriques et aéromagnétiques peuvent révéler des fractures potentielles de la croûte qui pourraient être des structures prospectives (Bierlein et al., 2006 ; Austin et Blenkinsop, 2009 ; Holden et al., 2012 ; Eldosouky et al., 2021b, 2022).

Les cartes thermiques de densité d'occurrence de contact (Figs. 45a et 46a) mettent en évidence les régions où se produit une forte densité de convergence et de divergence des linéaments structuraux gravimétriques et magnétiques. Les cartes thermiques d'entropie d'orientation (Fig. 45b et 46b) mettent en évidence les régions où les linéaments gravimétriques et magnétiques se produisent sur une large gamme de directions.

Les régions avec des valeurs de densité d'occurrence de contact et d'entropie d'orientation élevées (point chaud) (Figs. 45 et 46) représentent des zones d'intersection structurale qui constituent des zones de cisaillement et des zones de faiblesse dans la zone d'étude (Eldosouky et al., 2020, 2021b). Les points chauds des figures 45 et 46 représentent les régions de complexité structurale élevée dans la zone d'étude et une bonne corrélation est observée entre les dépôts polymétalliques connus et ces régions de complexité structurale.

La plupart des dépôts polymétalliques dans la zone d'étude sont situés sur ou près des bords des points chauds, à l'exception de quelques dépôts qui sont situés sur des points froids (c'est-à-dire des régions de faible complexité structurale) (Figs. 45 et 46), ce qui suggère que ces dépôts polymétalliques se sont formés par un contrôle lithologique plutôt que structural (Bouzenoune, 1993).

Il convient également de noter que lorsque certains emplacements connus de minéralisation polymétallique se trouvent sur des régions de faible complexité structurale (points froids) dans la carte thermique de complexité gravimétrique (fig. 45) (par exemple, la partie sud-ouest de la zone d'étude), ces mêmes régions sont affichées comme zones de complexité structurale élevée dans la carte thermique de complexité magnétique (Fig. 46), suggérant que certaines structures de la zone d'étude ont un contraste de densité important et un contraste de magnétisation faible et sont donc bien déterminées par les données gravimétriques et cachées dans les données magnétiques et vice versa, ce qui montre l'utilité de combiner les données géophysiques pour analyser la complexité structurale de la zone sous investigation dans un programme d'exploration minérale (Mohanty et al., 2011 ; Patra et al., 2013 ; Gaafar, 2015 ; Eldosouky et al., 2022).

Les régions de complexité structurale mises en évidence dans les cartes thermiques (Figs. 45 et 46) représentent un résultat clé pour cartographier les sites favorables qui abritent des dépôts polymétalliques dans la zone d'étude, car ils constituent un foyer pour les solutions métallifères (Holden et al., 2012 ; El Gout et al., 2015 ; Haddouche et al., 2016 ; Ysbaa et al., 2019 ; Eldosouky et al., 2020).

Compte tenu des résultats du modèle Log-Reg (Fig. 54), la distribution des minéraux prospectés Pb-Zn et Cu-Fe suit les tendances NE-SW, NW-SE et relativement E-W. Ces zones favorables (rose à orange) pour la minéralisation en Pb-Zn (Fig. 54a) sont relativement contraintes là où

les dépôts intéressants du Crétacé inférieur et les affleurements évaporitiques du Trias sont spécifiés géologiquement et couvrent 68 % de la zone (voir Figures 35 et 51b). Par contre, les zones à potentiel (élevé à très élevé) de minéralisation en Cu-Fe sont localisées dans des régions limitées qui occupent 36 % de la superficie totale de la zone d'étude (Fig. 54 b). Par conséquent, les unités géologiques ne peuvent pas être utilisées individuellement pour sélectionner les cibles d'exploration Cu-Fe.

De plus, les valeurs AUC (0,916 et 0,893) de la corrélation quantitative pour les modèles prospectifs Log-Reg avec les régions de minéralisation déjà excavées indiquent le réalisme et l'applicabilité de ces modèles prédictifs dans la différenciation des spots (sites) porteurs des gisements Cu-Fe des Gisements de Pb-Zn et ceux non porteurs dans la zone d'étude (Fig. 54). Ceux-ci ont également été confirmés par une enquête sur le terrain (Fig. 55) et un modèle de potentialité minérale a été produit pour la zone d'étude (Fig. 56). Enfin, ces cartes prospectives aideront et contribueront au plan coûts-bénéfice des activités minières.

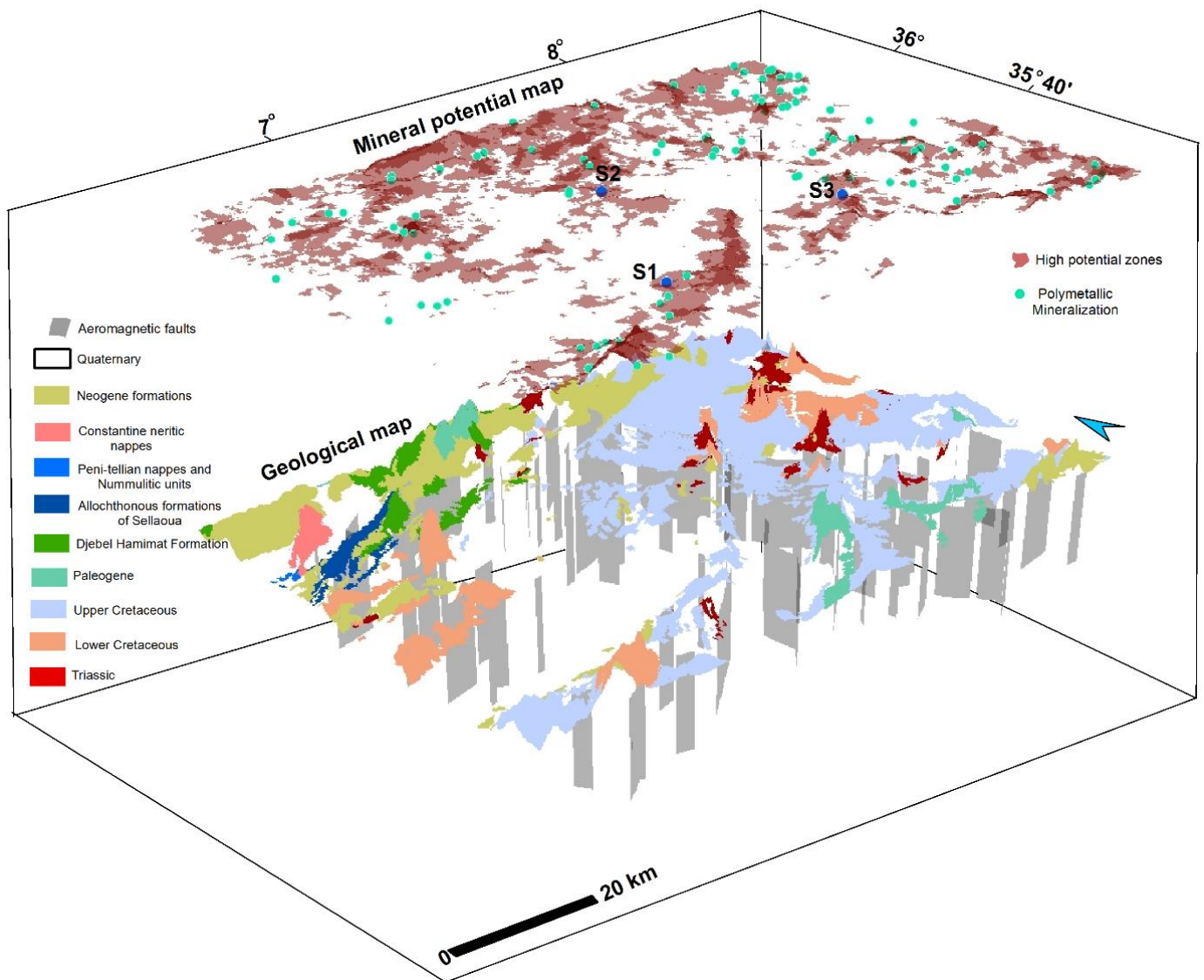


Figure 56: Modèle du potentiel minéral de la Zone Diapirique (In Bencharef et al., 2022b).

6 Conclusion

Notre étude porte sur la prédiction et la cartographie des emplacements potentiels de minéralisation polymétallique en intégrant des ensembles de données de télédétection, gravimétriques et magnétiques. Les images BR, ICA et MNF résultantes de L8_OLI sont plus interprétables et très utiles pour classer les unités géologiques affleurantes dans la ZD au nord-est de l'Algérie dans la mesure où plusieurs caractéristiques structurales peuvent être identifiées visuellement. De plus, la cartographie la plus précise des unités lithologiques exposées fortement déformées est obtenue à l'aide de l'algorithme de classification MLC. L'analyse des résultats RBD des données AST_1T est très efficace par rapport aux résultats ICA du produit L8_OLI BR dans la cartographie des signatures hydrothermales, qui a révélé que la zone d'étude est fortement affectée par l'altération hydrothermale (minéralisation polymétallique) et a permis de déterminer les différents types de minéraux d'altération hydrothermale et leur répartition spatiale.

La technique d'analyse de la grille CET appliquée aux données gravimétriques et aéromagnétiques a permis de délimiter les failles et les contacts géologiques qui ont servi de voies de circulation aux fluides minéralisateurs. L'analyse structurale gravimétrique et aéromagnétique a révélé que la zone d'étude est caractérisée par plusieurs tendances structurales, notamment NE-SW, ENE-WSW, E-W, NW-SE et N-S reflétant l'histoire tectonique complexe de la zone d'étude. Il a été remarqué que les gisements et occurrences de minerais polymétalliques connus apparaissent sur toutes ces tendances structurales citées ci-dessus, ce qui signifie que les dépôts minéraux présents dans la zone d'étude ont atteint la surface au cours de différentes phases tectoniques. Les plug-ins de densité d'occurrence de contact et d'entropie d'orientation de CET ont été appliqués aux linéaments gravimétriques et aéromagnétiques pour identifier les régions de complexité structurale dans la zone d'étude. Les cartes thermiques résultantes ont montré une bonne corrélation avec les gisements et les occurrences polymétalliques connus dans la zone d'étude, ce qui reflète l'efficacité de la technique d'analyse de la grille CET dans l'exploration minérale.

Les cartes de prospectivité minérale obtenues par le modèle Log-Reg mettent en évidence de nouvelles régions avec une très bonne potentialité de minéralisation polymétallique (Pb-Zn et Cu-Fe) dans la DZ au Nord-Est algérien, en particulier dans les parties nord, centre et sud. Ces cartes pourraient aider les décideurs et servir de guide pour les travaux d'exploration minière à venir. De plus, cette technique intégrée appliquée peut être utilisée pour les étapes initiales de la prospection minière dans des zones similaires avec les mêmes conditions géologiques et structurales.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale

L'étude géophysique réalisée sur la région de Tébessa et les régions limitrophes a permis d'améliorer nos connaissances géologiques de cette partie du territoire.

- La carte gravimétrique résiduelle de la région d'étude a été générée en prolongeant les données de l'anomalie de Bouguer vers le haut. La carte résiduelle, ainsi obtenue a permis de mettre en évidence une réponse gravimétrique significative à la Méskiana, présentant une orientation similaire à celle des grabens de Tébessa, Morsott et Terraguelt. Cette observation a conduit à l'interprétation de cette réponse comme étant liée à l'existence d'un graben à la Méskiana.
- Les résultats de la déconvolution d'Euler révèlent une variation de la profondeur des linéaments structuraux, interprétés comme des failles ou des contacts géologiques. Cette variation s'étend sur une plage étendue, allant de profondeurs minimales de moins de 1000 mètres à des profondeurs maximales dépassant les 4000 mètres.
- La zone est de Tébessa se distingue par une forte anomalie gravimétrique, identifiée grâce à l'analyse du spectre de puissance, le prolongement vers le haut, ainsi que la méthode de détection multiéchelles des bords (worming). Ce haut gravimétrique peut résulter soit d'un soulèvement du socle, soit par l'influence des gisements de minerai de fer d'Ouenza et de Boukhadra.
- L'analyse du spectre d'énergie radialement moyenné, le prolongement vers le haut et l'inversion 3D ont fourni des estimations des profondeurs des grabens dans la région de Tébessa. Il a été déterminé que le graben de Tébessa est le plus profond, avec une séquence sédimentaire d'une épaisseur d'environ 7 km.
- L'origine des grabens dans la région de Tébessa est intimement associée aux mouvements décrochant, aux régimes tectoniques d'extension, aux contraintes de compression, ainsi qu'aux mouvements des évaporites triasiques, qui ont exercé une influence déterminante sur leur position et leur profondeur.
- L'étude de la complexité structurale de la zone des diapirs et de ses environs à travers l'utilisation des deux modules du CET, à savoir la densité d'occurrence des contacts et l'entropie d'orientation, a révélé l'existence de zones caractérisées par des structures complexes. Ces zones se révèlent d'une importance significative dans le contexte des opérations d'exploration minière, puisqu'elles constituent des sites privilégiés pour le dépôt des fluides responsables de la minéralisation.
- Les images BR, ICA et MNF issues de l'analyse des données LANDSAT 8 OLI se révèlent non seulement plus explicites, mais également d'une grande utilité pour la classification des unités géologiques affleurantes dans la région des diapirs et ses environs. Leur interprétation visuelle permet de discerner plusieurs caractéristiques structurales, améliorant ainsi notre compréhension de la géologie de la région d'étude. De surcroît, l'utilisation de l'algorithme de classification MLC se traduit par une cartographie nettement plus précise des unités lithologiques fortement déformées.

CONCLUSION GENERALE

- L'analyse des résultats RBD des données ASTER_1T se révèle nettement plus performante que celle basée sur les données ICA provenant de LANDSAT 8 OLI BR pour la cartographie des signatures hydrothermales. Cette analyse a mis en évidence une forte influence de l'altération hydrothermale (minéralisation polymétallique) dans la zone d'étude. Elle a également permis d'identifier divers types de minéraux d'altération hydrothermale et de cartographier leur répartition spatiale.
- Les cartes de prospectivité minérale, générées par le modèle statistique de régression logistique (Log-Reg), ont révélé de nouvelles zones riches en potentiel minier, notamment pour les minéralisations métalliques de plomb-zinc (Pb-Zn), de fer et de cuivre. Ces découvertes s'étendent principalement sur les régions nord, centres et sud de la zone des diapirs et de ses environs. Ces cartes seront mises à la disposition des décideurs, offrant des informations essentielles pour guider les futurs projets d'exploration minière. En outre, cette approche intégrée présente un potentiel considérable pour être adaptée aux phases préliminaires de prospection minière dans des régions présentant des conditions géologiques et structurales similaires.

Bibliographie

- Aboud, E., Shareef, A., Alqahtani, F. A., and Mogren, S., 2018. Using a 3D gravity inversion technique to image the subsurface density structure in the Lunayyir volcanic field, Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 161, 14-24. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.05.002>.
- Adoum, B. 1995. L'Atlas saharien sud oriental : Cinématique des plis chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est constantinois (Confins algéro-tunisiens). Thèse. Doct ès Sc. Univ. Paris XI, Centre d'Orsay.
- Aero-service., 1975. Aero-magneto-spectrometric Survey of Algeria, Final Report, volume 3. Houston, Philadelphia.
- Ahmadi H, Kalkan K. 2021. Mapping of Ophiolitic Complex in Logar and Surrounding Areas (SE Afghanistan) With ASTER Data. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 49(6), 1271–1284. doi:10.1007/s12524-021-01319-4.
- Ahmadi H, Uygucgil H. 2021. Targeting iron prospective within the Kabul Block (SE Afghanistan) via hydrothermal alteration mapping using remote sensing techniques. *Arabian Journal of Geosciences*. 14(3). doi :10.1007/s12517-020-06430-3.
- Aissaoui, D., 1984. Les structures liées à l'accident sud atlasique entre Biskra et le Dj Manndra, Algérie : évolution géométrique et cinématique. Thèse Doctorat, Univ. L. Pasteur Strasbourg.
- Aliiev, M. M., Aitloussine, N., and Benolloherit, A., 1971. Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz des Atlas Algériens. SONATRACH report, Algeria, 203.
- AL-Shammari MMA, AL-Shamma'a AM, Al Maliki A, Hussain HM, Yaseen ZM, Armanuos AM. 2021. Integrated Water Harvesting and Aquifer Recharge Evaluation Methodology Based on Remote Sensing and Geographical Information System: Case Study in Iraq. *Nat Resour Res*. 30(3):2119-2143. <https://doi.org/10.1007/s11053-021-09835-3>.
- Anderson GM, Macqueen RW. 1982. Ore deposit models–6. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *Geosci Can*. 9:107–117.
- Aoudjehane M, Bouzenoune A, Rouvier H, Thibieroz J. 1992. Halocinèse et dispositifs d'extrusion de Trias dans l'Atlas saharien oriental (NE algérien) [Halokinesis and Triassic extrusion mechanisms in the Eastern Saharan Atlas (NE Algeria)]. *Géol Médit*. 19(4):273-286. French.
- Aoudjehane M. 1990. Structures et gîtologie des concentrations de Zn-Pb et Fe dans le Nord-Est algérien. Exemple des gîtes de l'Ouenza, Ouasta et Boujaber. Analyses et recommandations de recherches [Structures and gîtology of Zn-Pb and Fe concentrations in northeastern Algeria. Example of the ore deposits of Ouenza, Ouasta and Boujaber. Research analyses and recommendations]. Boumerdes: CRD/EREM. Report No.: 2. French.
- Aoudjehane, M., 1991. Distribution des gîtes à Pb-Zn et fer sidéritique dans le NE algérien [Distribution of Pb-Zn and sideritic iron mineral deposits in NE Algeria]. In: Pagel M, JL Leroy, editors. Source, Transport and disposition of metals. Proceedings of the 25th SGA Anniversary Meeting; Aug 30 - Sep 3; Nancy, France. p.419-422. French.
- Archibald, N., Gow, P., and Boschetti, F., 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics*, 30(2), 38-44. <https://doi.org/10.1071/EG999038>.
- Arisoy, M.; Dikmen, Ü. Edge detection of magnetic sources using enhanced total horizontal derivative of the Tilt angle. *Bull. Earth Sci. Appl. Res. Cent. Hacet. Univ.* 2013, 34, 73–82.

- Austin JR, Blenkinsop TG. 2009. Local to regional scale structural controls on mineralisation and the importance of a major lineament in the eastern Mount Isa Inlier, Australia: Review and analysis with autocorrelation and weights of evidence. *Ore Geol Rev.* 35(3-4):298-316. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.03.004>.
- Austin, J. R., and Blenkinsop, T. G., 2008. The Cloncurry Lineament: geophysical and geological evidence for a deep crustal structure in the Eastern Succession of the Mount Isa Inlier. *Precambrian Research*, 163(1-2), 50-68. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.08.012>.
- Ayalew L, Yamagishi H. 2005. The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*. 65(1-2):0-31.
- Bakelli A, Sami L, Boutaleb A, Kolli O, Haddouche O, Demir Y, Zedef V. 2022. Evolution and genesis of fluorite mineralization in the Ouenza region (North-east of Algeria): evidence from fluid inclusions and stable isotopes (C, O, and S). *Arabian J Geosci.* 15(6):1-22.
- Banerjee K, Jain MK, Jeyaseelan AT, Panda S. 2019. Landsat 8 OLI data for identification of hydrothermal alteration zone in Singhbhum Shear Zone using successive band depth difference technique –a new image processing approach. *Curr Sci.* 116(10).
- Baranov V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies. *Geophysics* 22:359–383.
- Baranov V, Naudy H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics* 29:67–79.
- Bath, M., 1974. *Spectral Analysis in Geophysics. Developments in solid Earth*. Amsterdam. Geophysics, 7.
- Beghoul, M., 1974. *Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens*. Thèse. Doct. Ing. Paris, 127 p.
- Belguith, Y., Geoffroy, L., Mourgues, R., Rigane, A., 2013. Analogue modelling of Late Miocene-Early Quaternary continental crustal extension in the Tunisia-Sicily Channel area. *Tectonophysics* 608, 576–585.
- Ben ayed, N., 1980. Le rôle des décrochements E-W dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien. France, pp 29-32.
- Ben ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel (Doctoral dissertation, Paris 11).
- Bencharef, M. H., Boubaya, D., Aboud, E., Ayfer, S., 2022a. Role of an advanced gravity data analysis in improving the geologic understanding of the northern Tebessa region, Northeastern Algeria, *Journal of African Earth Sciences*. vol. 196, p. 104693. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104693>.
- Bencharef, M. H., Eldosouky, A. M., Zamzam, S and Boubaya, D., 2022b. Polymetallic mineralization prospectivity modelling using multi-geospatial data in logistic regression: The Diapiric Zone, Northeastern Algeria, *Geocarto International*. <https://doi.org/10.1080/10106049.2022.2097481>.
- Bennabbas, C. 2006. Evolution Mio-Plio-Quaternaire des Bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. These Univ Constantine.
- Bhattacharyya, B. K., 1965. Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. *Geophysics*, 30(5), 829-857. <https://doi.org/10.1190/1.1439658>.

- Bhattacharyya, B. K., 1966. A method for computing the total magnetization vector and the dimensions of a rectangular block-shaped body from magnetic anomalies. *Geophysics*, 31(1), 74-96. <https://doi.org/10.1190/1.1439765>.
- Bhattacharyya, B. K., 1966. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31(1), 97-121. <https://doi.org/10.1190/1.1439767>.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics* 42, 41–50. <https://doi.org/10.1190/1.1440712>.
- Bierlein FP, McKnight S. 2005. Possible intrusion-related gold systems in the western Lachlan Orogen, southeast Australia. *Econ Geol.* 100(2):385–398.
- Bierlein FP, Murphy FC, Weinberg RF, Lees T. 2006. Distribution of orogenic gold deposits in relation to fault zones and gravity gradients: targeting tools applied to the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia. *Miner Deposita.* 41(2) :107-126. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0044-4>.
- Bismuth, H., 1973. Réflexions stratigraphiques sur l'Albo –aptien dans la région de dj Douleb et Sennana et son environnement (Tunisie de centre Nord). Livre Jub .M Soligne.acANN.Min et Geol .Tunisie .n°26.pp 179-212.
- Blakely, R. J., and Simpson, R. W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7), 1494–1498. [doi:10.1190/1.1442197](https://doi.org/10.1190/1.1442197).
- Blés, J. L., 1969. Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (SE Constantinois–Algérie). Les microfracturations et leurs relations avec les failles et les plis. Publications du Service Géologique de l'Algérie, (Série N 11). Bulletin, (39), 7-17.
- Bouarroudj, M. T. 1986. Etude métallogénique du district mercurifère de la chaîne nord-numidique (région d'Azzaba, Algérie nord-orientale). Contrôle des minéralisations et perspectives de recherches. Thèse Doct. Ing , Univ. P. et M. Curie, Paris.
- Boubaya, D. 2013. Étude géophysique du nord de l'Aurès et des régions limitrophes. Thèse de doctorat. Univ. USTHB.
- Boudjemaa, A., 1987. Evolution structurale du bassin pétrolier (Triasique) du Sahara Nord oriental. Algérie, Thèse doctorat Univ. Paris Sud Orsay.
- Boutaleb A. 2001. Les minéralisations Pb-Zn du domaine Sétifien- Hodna: gîtologie, pétrographie des dolomies, microthermométrie et implications métallogénique [Pb-Zn mineralization in the Sétifien-Hodna domain: gitology, dolomite petrography, micro-thermometry and metallogenic implications]. [Dissertation]. Alger : USTHB. French.
- Bouzenoune A, Rouvier H, Thibieroz J. 1995. Trias de l'Ouenza, contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques [Ouenza Triassic, diapiric context, mineralogical zoning and metallogenic consequences]. *Bull Serv Géol Algér.* 1:3-24. French.
- Bouzenoune A. 1993. Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale) [Peridiapric mineralization of the Aptian limestone: iron carbonates of the hematitic mineral deposit of Ouenza (eastern Algeria)]. [dissertation]. Université Pierre et Marie Curie. French.
- Bouzenoune A. 2019. Geochemical Characters of the Fluids Involved in the Genesis of the Tebessa Region Mineralizations (North-East Algeria). In: *The Structural Geology Contribution to the*

- Africa-Eurasia Geology: Basement and Reservoir Structure, Ore Mineralisation and Tectonic Modelling. CAJG 2018. Advances in Science, Technology & Innovation. Springer, Cham.
- Bracène, R., and de Lamotte, D. F., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357(1-4), 207-226. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00369-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00369-4).
- Bradley DC, Leach DL. 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley- Type lead-zinc mineralization in orogenic forelands. *Miner Deposita*. 38:652-667.
- Briggs IC. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*. 39(1):39-48. <https://doi.org/10.1190/1.1440410>.
- Briggs, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1), 39-48. <https://doi.org/10.1190/1.1440410>.
- Buness, H., Giese, P., Bobier, C., Eva, C., Merlanti, F., Pedone, R., Jenatton, L., Nguyen, D., Thouvenot, F., Egloff, F., 1992. The EGT-85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. *Tectonophysics* 207, 245–267.
- Bureau, D., 1986. Approche sédimentaire de la dynamique structurale : Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-ouest constantinois et Aurès-Algérie). Thèse Sci. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 2 vol. 779 p.
- Busson, G., 1974. Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale ; données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(6), 653-665.
- Busson, G., and Cornee, A., 1989. Quelques données sur les antécédents climatiques du Sahara ; la signification des couches détritiques rouges et des évaporites du Trias et du Lias-Dogger. *Bulletin de la Société géologique de France*, (1), 3-11. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.V.1.3>.
- Canny, J., 1986. A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, (6), 679-698. DOI: 10.1109/TPAMI.1986.4767851.
- Carranza EJM, Hale M. 2002. Mineral imaging with Landsat Thematic Mapper data for hydrothermal alteration mapping in heavily vegetated terrane. *Int J Remote Sens*. 23(22):4827-4852.
- Carranza EJM. 2001. Logistic Regression for Geologically Constrained Mapping of Gold Potential, Baguio District, Philippines. *Explor Min Geol*. 10:165-175.
- Carranza EJM. 2008. *Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS*. Oxford (UK) : Elsevier Science Ltd.
- Castany, G., 1951. Etude géologique de l'Atlas Tunisien Orientale. *Annales Mines Géol, Tunis*, n° 8, Vol, 2.
- Castany, G., 1954. Les grands traits structuraux de la Tunisie. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(1-3), 151-173.
- Chihi, L., 1984. Etude tectonique et microtectonique du Graben de Kasserine (Tunisie centrale) et des structures voisines. J.Selloum et J.Maargaba. Thèse 3ème cycle. GéolStruct. Paris II.
- Chihi, L., and Philip, H., 1998. Les fossés de l'extrémité orientale du Maghreb (Tunisie et Algérie orientale) : tectonique mio-plio-quaternaire et implication dans l'évolution géodynamique récente de la Méditerranée occidentale. *Notes du Service géologique*, (64), 103-116.

- Chihi, L., Dlala, M., Ben Ayed, N., 1984. Les manifestations tectono-sédimentaires polyphasées d'âge Crétacé en Tunisie centrale. C. R. Acad. Sci. Paris II 326, 293–296.
- Chikhaoui, M., 2002. La zone des diapirs en Tunisie : cadre structural, évolution géodynamique de la sédimentation méso cénozoïque et géométrie des corps triasiques. Thèse Doct. Es Sciences. Université de Tunis El Manar. 323 pp.
- Chikhi-Aouimeur, F. 1980. Les rudistes de l'Aptien supérieur de Jebel Ouenza (NE Algérie). Thèse 3ème cycle, USTHB, Alger.
- Chouabbi, A. 1987. Etude géologique de la région de Hammam N'bails (SE de Guelma, Constantinois, Algérie) : un secteur des zones externes de la chaîne des Maghrebides. Thèse.
- Christiansen R, Kostadinoff J, Bouhier J, Martinez P. 2018. Exploration of Iron ore deposits in Patagonia. Insights from gravity, magnetic and SP modelling. *Geophys Prospect*. 66(9):1751-1763. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12678>.
- Chung CF, Agterberg FP. 1980. Regression models for estimating mineral resources from geological map data. *Math Geol*. 12:472-488.
- Clark RN, King TVV, Klejwa M, Swayze GA. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *J Geophys Res*. 95:12653-12680.
- Cooper, G. R. J., and Cowan, D. R., 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32(10), 1585–1591. doi: 10.1016/j.cageo.2006.02.016.
- Cordell, L., 1979. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin. In *New Mexico Geological Society Guidebook, 30 Field Conference*, New Mexico, pp. 59-64.
- Cornet, M.M., Dalloni, M., Deleau, P., Flandrin, J., Gautier, M., Gourinard, Y., Gousskov, N., Laffitte, R., 1951. Carte géologique de l'Algérie au 1/500.000. Société National de recherche et d'exploitation des pétroles en Algérie.
- Cox DR, Snell EJ. 1989. *Analysis of Binary Data*, 2nd ed. London: Chapman and Hall, London.
- Crippen RE. 1990. Calculating the vegetation index faster. *Remote Sens Environ*. 34 :71-73.
- David, L., 1956. Etude géologique des monts de la haute Medjrida. Thèse Sci. Paris. Publ .serv. Carte Géol. Algérie, NS. Bull, n°11,304 p.
- Defallia, N., Hamimed, M., Gouaidia, L., Boulamia, S., and Djerrab, A., 2015. Les Grabens Mio-Plio Quaternaires Aux Confins Algéro-Tunisiens. *European Journal of Scientific Research*. Vol. 129, No 4, pp.380 – 394.
- Dimitriadis, K., Tselentis, G. A., and Thanassoulas, K., 1987. A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. *Computers & Geosciences*, 13(5), 549-560. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90056-2](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90056-2).
- Dubourdieu, G., 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Thèse sci. Paris. Publ. Serv. Cart géol. Algérie, n.s, Bull, n° 10, 659p.
- Dubourdieu, G., 1959. Exquise géologique du Dj. Mesloulou. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouvelle série, Bull, (21).
- Dubourdieu, G., and Durozoy, G., 1950. Observations tectoniques dans les environs de Tebessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 5(4-6), 257-266.

- Ducart DF, Silva AM, Toledo CLB, Assis LM. 2016. Mapping iron oxides with Landsat-8/OLI and EO-1/Hyperion imagery from the Serra Norte iron deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Braz J Geol.* 46 :331-349.
- Durozoy, G., 1956. Carte géologique de l'Algérie 1 :50,000. 206, Tébessa. Service de la carte géologique de l'Algérie.
- Ekwok SE, Akpan AE, Achadu O-IM, Thompson CE, Eldosouky AM, Abdelrahman K, András P. 2022. Towards Understanding the Source of Brine Mineralization in Southeast Nigeria: Evidence from High-Resolution Airborne Magnetic and Gravity Data. *Minerals*, 12, 146. <https://doi.org/10.3390/min12020146>.
- El Gout R, Khattach D, Houari MR. 2015. Tectonic control of mineralization in the Taourirt–Oujda Corridor–Horst belt (north-eastern Morocco): geophysical evidence. *Arabian J Geosci.* 8(2):987-1001.
- El Zalaky MA, Essam ME, El Arefy RA. 2018. Assessment of band ratios and feature-oriented principal component selection (FPCS) techniques for iron oxides mapping with relation to radioactivity using landsat 8 at Bahariya Oasis, Egypt. *Researcher.* 10(4) :1-10.
- Eldosouky AM, Elkhateeb SO. 2018. Texture analysis of aeromagnetic data for enhancing geologic features using co-occurrence matrices in Elallaqi area, South Eastern Desert of Egypt. *NRIAG J Astron Geophys.* 7(1):155-161.
- Eldosouky AM, El-Qassas RAY, Pham LT, Abdelrahman K, Alhumimidi MS, El Bahrawy A, Mickus K, Sehsah H. 2022. Mapping Main Structures and Related Mineralization of the Arabian Shield (Saudi Arabia) Using Sharp Edge Detector of Transformed Gravity Data. *Minerals* 12, 71. <https://doi.org/10.3390/min12010071>.
- Eldosouky AM, El-Qassas RAY, Pour AB, Mohamed H, Sekandari M. 2021b. Integration of ASTER satellite imagery and 3D inversion of aeromagnetic data for deep mineral exploration. *Advances in Space Research*, Volume 68, Issue 9, Pages 3641-3662, ISSN 0273-1177, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.07.016>.
- Eldosouky AM, Pham LT, El-Qassas RAY, Hamimi Z, Oksum E. 2021c. Lithospheric Structure of the Arabian–Nubian Shield Using Satellite Potential Field Data. In: Hamimi Z., Fowler AR., Liégeois JP., Collins A., Abdelsalam M.G., Abd EI-Wahed M. (eds) *The Geology of the Arabian-Nubian Shield. Regional Geology Reviews.* Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-72995-0_6.
- Eldosouky AM, Pour A, Hamed A, Taha A, Gamal M, Mahmoud A, Pham L. 2021a. Utilization of Landsat-8 Imagery and Aeromagnetic Data for Deciphering Alteration Zones and Structures: Implications for Mineral Exploration in the Southeastern Desert of Egypt. *FSRT.* 2(1):19-28. <https://doi.org/10.21608/fsrt.2021.62989.1035>.
- Eldosouky, A. M., Sehsah, H., Elkhateeb, S. O., & Pour, A. B., 2020. Integrating aeromagnetic data and Landsat-8 imagery for detection of post-accretionary shear zones controlling hydrothermal alterations: The Allaqi-Heiani Suture zone, South Eastern Desert, Egypt. *Advances in Space Research*, 65(3). 1008-1024. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.10.030>.
- Eldosouky AM. 2019. Aeromagnetic data for mapping geologic contacts at Samr El-Qaa area, North Eastern Desert, Egypt. *Arab J Geosci.* 12(1):1-13.
- Elebiju, O. O., Keller, G. R., and Marfurt, K. J., 2010. Investigation of links between Precambrian basement structure and Paleozoic strata in the Fort Worth Basin, Texas, USA, using high-

- resolution aeromagnetic (HRAM) data and seismic attributes. *Geophysics*, 75(4), B157-B168. <https://doi.org/10.1190/1.3435939>.
- Elkhateeb SO, Eldosouky AM, Khalifa MO, Aboalhassan M. 2021. Probability of mineral occurrence in the Southeast of Aswan area, Egypt, from the analysis of aeromagnetic data. *Arab J Geosci* 14(15):1-12. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07997-1>.
- Elsayed Zeinelabdein KA, El-Nadi AHH, Babiker IS. 2020. Prospecting for gold mineralization with the use of remote sensing and GIS technology in North Kordofan State, central Sudan. *Sci Afr.* 10:e00627.
- Estes JE. 1983. *Manual of remote sensing, 2nd ed. Interpretation and application.* USA: American society of Photogrammetry- the Sheridan Press.
- Fatima K, Khattak MUK, Kausar AB, Toqeer M, Haider N, Rehman AU. 2017. Minerals identification and mapping using ASTER satellite image. *J Appl Remote Sens.* 11(4): 046006. <http://doi:10.1117/1.JRS.11.046006>.
- Evjen, H. M. 1936. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, 1(1), 127-136.
- Feizi F, Ramezanali AAK, Farhadi S. 2021. Application of multivariate regression on magnetic data to determine further drilling site for iron exploration. *Open Geosci.* 13(1):138–147.
- FitzGerald, D., Bencharef, M. H., Byrne, R., and Ayfer, S., 2021. 3D fault network derived from gravity: Australia and Algeria. In the First International Meeting for Applied Geoscience & Energy. SEG/AAPG/SEPM Extended Abstracts. 905-910. <https://doi.org/10.1190/segam2021-3594753.1>.
- FitzGerald, D., Reid, A., McInerney, P., 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Comput. Geosci* 30, 461–469. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.144.24>.
- Flandrin, J., 1932. Nouvelles observations sur le Trias de Souk-Ahras (Algerie). *Soc. geol. France Bull*, 497-504.
- Fleury, J. J., 1969. Stratigraphie du Crétacé et de l'Eocène (Aptien- Lutétien) de la feuille Morsott. *Pub. du Serv. Carte Géol. de l'Algérie. Bull. Série N° 39*, pp. 145-157.
- Ford A, Miller JM, Mol AG. 2016. A Comparative Analysis of Weights of Evidence, Evidential Belief Functions, and Fuzzy Logic for Mineral Potential Mapping Using Incomplete Data at the Scale of Investigation. *Nat Resour Res.* 25(1):19-33. <http://doi.org/10.1007/s11053-015-9263-2>.
- Forster MR. 2002. Predictive Accuracy as an Achievable Goal of Science. *Philos Sci.* 69(3):124-134.
- Frifita, N., Mickus, K., & Zargouni, F., 2019. Gravity contribution to the geological study of grabens in the northwest region of Tunisia including the Kef Basin region. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 811-822. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.10.010>
- Frizon de Lamotte D, Saint Bezar B, Bracène R, Mercier E. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics.*19(4):740-761. <https://doi.org/10.1029/2000TC900003>.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28. doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.024.

- Frizon de Lamotte, D., Michard, A., and Saddiqi, O., 2006. Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. *Comptes rendus. Géoscience*, 338(1-2).
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761. <https://doi.org/10.1029/2000TC900003>.
- Gaafar I. 2015. Integration of geophysical and geological data for delimitation of mineralized zones in Um Naggat area, Central Eastern Desert, Egypt. *NRIAG J Astron Geophys.* 4 (1):86–99. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2015.04.004>.
- Grant, F. S., & West, G. F. 1965. *Interpretation theory in applied geophysics*. Mc Graw Hill, New York.
- Gómez-Ortiz, D., Tejero-López, R., Babín-Vich, R., and Rivas-Ponce, A., 2005. Crustal density structure in the Spanish Central System derived from gravity data analysis (Central Spain). *Tectonophysics*, 403(1-4), 131-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.006>.
- Guiraud, R., 1990. Evolution post- triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines ; Thèse. Sc. Nice.270p.
- Haddouche O, Boutaleb A, Benhamoud I. 2014. Contexte structural des minéralisations liées à la bordure nord des Monts des Aures (NE de l'Algérie) et des régions voisines : exemple des gisements à BA-Pb (Zn-Cu) d'Ichmoul et d'AinMimoun [The structural context of mineralization related to the northern edge of the Aures Mountains (NE of Algeria) and neighbouring regions: example of the BA-Pb (Zn-Cu) deposits of Ichmoul and AinMimoun]. *Bull Serv Géol Algér.* 25(1):3-19. French.
- Haddouche O, Boutaleb A, Chamam M, Ysbaa S, Hammouche H, Boubaya D. 2016. Pb-Zn (Ba) deposits of the oriental Saharan Atlas (north-east of Algeria): distribution, control and implications for mining exploration. *Arab J Geosci*, 9(5):1-10.
- Hatira N. 1988. Les concentrations de Zn, Pb, Sr, (Ba), dans le cortex des diapirs de Trias salifère; exemple du diapir de Sakièt-Koucha (Tunisie septentrionale). Comparaison avec d'autres massifs tunisiens et avec les cap-rocks de la Golf Coast (U.S.A) [The concentrations of Zn, Pb, Sr, (Ba), in the cortex of the saliferous Triassic diapirs; example of the diapir of Sakièt-Koucha (northern Tunisia). Comparison with other Tunisian massifs and with the cap-rocks of the Golf Coast (U.S.A)]. [dissertation]. Université Paris VI. French.
- Heath, P., Dhu, T., Reed, G., and Fairclough, M., 2009. Geophysical modelling of the Gawler Province, SA—interpreting geophysics with geology. *Exploration Geophysics*, 40(4), 342-351. <https://doi.org/10.1071/EG09030>.
- Herkat M, Guiraud R. 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria). *J Afr Earth Sci.* 46(4):346-370. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.008>.
- Herkat M. 2004. Contrôle eustatique et paléogéographique de la sédimentation du Crétacé supérieur du bassin des Aurès (Algérie) [Eustatic and paleogeographic control of Upper Cretaceous sedimentation in the Aures basin (Algeria)]. *Bull Soc Géol Fr.* 1756(3):273-288. French.
- Herkat, M. 1999. La sédimentologie du haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et de l'Aurès : Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse. Doct. D'Etat, USTHB.

- Herkat, M., 1992. Manifestations diapiriques du Trias dans les séries du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien et des Aurès. Vol.50, p. 1.
- Hewson R, Robson D, Mauger A, Cudahy T, Thomas M, Jones S. 2015. Using the Geoscience Australia-CSIRO ASTER maps and airborne geophysics to explore Australian geoscience. *J Spatial Sci.* 60(2):207-231.
- Hezaimia, I., Boukelloul, M. L., Merah, C., Berrah, Y., Hamdane, A., Benghazi, Z., and Kahoul, I., 2019. Selection of new appropriate mining method: case of Boukhadra iron ore mine, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(17), 1-13. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4641-4>.
- Hitchcock C, Sober E. 2004. Prediction Versus Accommodation and the Risk of Overfitting. *Br J Philos Sci.* 55(1):1-3.
- Holden EJ, Dentith M, Kovesi P. 2008. Towards the automatic analysis of regional aeromagnetic data to identify regions prospective for gold deposits. *Comput Geosci.* 34(11):1505–1513. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.08.007>.
- Holden, E.J., Dentith, M., Kovesi, P., 2010a. CET Grid Analysis Extension. Available from Geosoft: <http://www.geosoft.com/about-geosoft/partners/geosoft-partner-network/cet>.
- Holden EJ, Kovesi P, Dentith MC, Wedge D, Wong JC, Fu SC. 2010b. Detection of regions of structural complexity within aeromagnetic data using image analysis. In 25th International Conference of Image and Vision Computing; New Zealand. IEEE. p. 1-8. <https://doi.org/10.1109/IVCNZ.2010.6148856>.
- Holden, E. J., Wong, J. C., Kovesi, P., Wedge, D., Dentith, M., & Bagas, L., 2012. Identifying structural complexity in aeromagnetic data: An image analysis approach to greenfields gold exploration. *Ore Geology Reviews*, 46, 47-59. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.11.002>.
- Hood, P., 1965. Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics*, 30(5), 891-902. <https://doi.org/10.1190/1.1439666>.
- Hornby, P., Boschetti, F., and Horowitz, F. G., 1999. Analysis of potential field data in the wavelet domain. *Geophysical Journal International*, 137(1), 175-196. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00788.x>.
- Hosmer DW, Lemeshow S. 2000. *Applied logistic regression*, 2nd ed. New York: Wiley.
- Hunt GR, Ashley RP. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near-infrared. *Econ Geol.* 74:1613–1629.
- Hyvärinen A, Karhunen J, Oja E. 2001. Independent Component Analysis. *Stud Inform Control.* 11(2):205-207.
- Idres, M. 1983. Réseau de bases de référence et cartes des Anomalies de Bouguer et Isostatique de l'Algérie du Nord. Etude gravimétrique du massif d'Alger. dipl. Magister, USTHB.
- Intrepid., 2020. Multi-scale edge detection wizard. Intrepid Geophysics.
- Ishagh MM, Pour AB, Benali H, Idriss AB, Reyoug SS, Muslim AM, Hossain MS. 2021. Lithological and alteration mapping using Landsat 8 and ASTER satellite data in the Reguibat Shield (West African Craton), North of Mauritania: implications for uranium exploration. *Arabian Journal of Geosciences.* 14: 2576 <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08846-x>.
- Jacobsen, B. H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8), 1138-1148. <https://doi.org/10.1190/1.1442378>.

- Jacobsen. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential field maps. *Geophysics*, 52, 1138–1148.
- Jallouli, C., Chikhaoui, M., Braham, A., Turki, M. M., Mickus, K., & Benassi, R., 2005. Evidence for Triassic salt domes in the Tunisian Atlas from gravity and geological data. *Tectonophysics*, 396(3-4), 209-225.
- Kayadibi Ö, Aydal D. 2017. A comparative predictive analysis of weighted overlay, weighted sum and fuzzy logic for mineral prospectivity mapping of precious and base metal mineralizations at north-east of Gümüşhane city, NE Turkey. *Geocarto Int.* 34(5):539-559. <https://doi.org/10.1080/10106049.2017.1415985>.
- Kazi-Tani, N., 1986 : Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doct. ès Sciences, Univ. Pau et des pays de l'Adour, 2 tomes.
- Keating, P.B, 1998, Weighted Euler deconvolution of gravity data, *Geophysics* 63, 1595-1603. <https://doi.org/10.1190/1.1444456>.
- Keating, P. 2011. Use of non-linear filtering for the regional–residual separation of potential field data. *Journal of Applied Geophysics*, 315-322.
- Khalifa A, Bashir B, Çakir Z, Kaya Ş, Alsalman A, Henaish A. 2021. Paradigm of Geological Mapping of the Adiyaman Fault Zone of Eastern Turkey Using Landsat 8 Remotely Sensed Data Coupled with PCA, ICA, and MNFA Techniques. *ISPRS Int. J. Geo-Inf.* 10(6):368. <https://doi.org/10.3390/ijgi10060368>.
- Klinge, E., 1972. Contribution à l'étude gravimétrique de la Suisse romande et des régions voisines. Thèse, Univ. de Genève.
- Kovesi, P., 1997. Symmetry and asymmetry from local phase. In Tenth Australian joint conference on artificial intelligence, Vol. 190, pp. 2-4.
- Kowalski WM, Hamimed M. 2000. Diapirisme polyphase ou glacier de sel Albien ? Dilemme du matériel triasique des confins Algéro-Tunisiens [Polyphase diapirism or Albian salt glacier ? Dilemma of the Triassic material of the Algerian-Tunisian borders]. *Bull Serv géol Algér.* 11(1):29-60. French.
- Kowalski, M., Hamimed, M., and Pharissat, A., 2002. Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins algero-tunisiens. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, 13(2), 131-152.
- Kowalski, W.M., Boudoukha, A., Hemila, M.L., Pharissat, A., 1997. Les stades d'effondrement du graben de Tebessa (confins Algéro-tunisiens) et la tectonique Plicative Plio- Quaternaire. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 201-215.
- Kowalski, W.M., Boufaa, K., Pharissat, A., 1996. Les sédiments miocènes des environs de Tébesa (NE de l'Algérie) et leurs relations avec la tectonique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 169-177.
- Kowalski, W.M., Pharissat, A., Hamimed, M., 1995. Analyses sédimentologiques de sables du Miocène des environs de Tébesa (Confins Algéro-Tunisiens). *Ann. Sci. Univ. Fr. – Comté, Géologie* 4, fasc.12, 1992-1993-1994-1995. p. 49-54 Besançon.
- Kreuzer OP, Yousefi M, Nykänen V. 2020. Introduction to the special issue on spatial modelling and analysis of ore-forming processes in mineral exploration targeting, *Ore Geology Reviews*. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103391>.

- Ku, C. C., Telford, W. M., & Lim, S. H. 1971. The use of linear filtering in gravity problems. *Geophysics*, 36, 1174-1203.
- Laffitte, R., 1939. Etude géologique de l'Aurès. Service de la carte géologique de l'Algérie.
- Lagrula, J., 1951. Etude gravimétrique de l'Algérie- Tunisie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie.
- Lam, L., Lee, S. W., and Suen, C. Y., 1992. Thinning methodologies-a comprehensive survey. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, 14(9), 869-885.
- Laouar R, Salmi-Laouar S, Sami L, Boyce AJ, Kolli O, Boutaleb A, Fallick AE. 2016. Fluid inclusion and stable isotope studies of the Mesloula Pb-Zn-Ba ore deposit, NE Algeria: Characteristics and origin of the mineralizing fluids. *J Afr Earth Sci.* 121:119-135.
- Leach DL, Sangster DF. 1993. Mississippi Valley Type lead-zinc deposits. *Geol Assoc Canada.* 40:289–314.
- Lee C, Oh HJ, Cho SJ, Kihm YH, Park G, Choi SG. 2019. Three-dimensional prospectivity mapping of skarn-type mineralization in the southern Taebaek area, Korea. *Geosci J.* 23(2):327-339.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W., 1998. 3-D inversion of gravity data. *Geophysics*, 63(1), 109-119. <https://doi.org/10.1190/1.1444302>.
- Lin N, Chen Y, Lu L. 2020. Mineral potential mapping using a conjugate gradient logistic regression model. *Natural Resources Research*, 29, 173-188. doi:10.1007/s11053-019-09509-1.
- Maepa F, Smith RS, Tessema A. 2021. Support vector machine and artificial neural network modelling of orogenic gold prospectivity mapping in the Swayze greenstone belt, Ontario, Canada. *Ore Geology Reviews*, 130, 103968, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103968>.
- Mandal A, Mohanty WK, Sharma SP, Biswas A, Sen J, Bhatt AK. 2015. Geophysical signatures of uranium mineralization and its subsurface validation at Beldih, Purulia District, West Bengal, India: A case study. *Geophys Prospect.* 63(3):713-726. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12205>.
- Mars JC, Rowan LC. 2006. Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere.* 2(3):161–186.
- Marson, I. & Klingele, E.E., 1993. Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. *Geophysics* 58, 1588-1595. <https://doi.org/10.1190/1.1443374>.
- Mashkoo R, Ahmadi H, Rahmani AB, Pekkan E. 2022. Detecting Li-Bearing Pegmatites Using Geospatial Technology: The Case of SW Konar Province, Eastern Afghanistan. *Geocarto International.* 19 : 1010-6049. <https://doi.org/10.1080/10106049.2022.2086633>.
- Masse, J. P., Chikhi-Aouimeur, F., 1982. La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud Constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géologie méditerranéenne*, 9(3), 259-267.
- Mattauer, M., Tapponnier, P., and Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales ; l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 521-526. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.521>.
- Melouah O, Eldosouky AM, and Ebong WD, 2021. Crustal architecture, heat transfer modes and geothermal energy potentials of the Algerian Triassic provinces, *Geothermics*, Volume 96, 102211, ISSN 0375-6505, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102211>.

- Mesko, A. 1965. Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation. *Geophys. Pros.*, 475-488.
- Michard, A., Frizon de Lamotte, D., Liégeois, J.-P., Saddiqi, O., Chalouan, A., Roure, F., 2008. Conclusion: continental evolution in western Maghreb. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: the Geology of Morocco*. Springer Verl., Berlin, Heidelberg, pp. 395–404.
- Miller, H. G., & Singh, V., 1994. Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3), 213–217. [doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1).
- Ministry of Industry and Mines Republic of Algeria. 2015. [accessed 2021 Nov 15] <https://docplayer.fr/18378940-Potentiel-mineral-de-l-algerie-direction-generale-des-mines-ministere-de-l-industrie-et-des-mines-annex-2015.html>.
- Minty BRS. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO J Aust Geol and Geophys.* 17(2):39-50.
- Modabberi S, Ahmadi A, Tangestani MH. 2017. Sub-pixel mapping of alunite and jarosite using ASTER data: a case study from north of Semnan, north central Iran. *Ore Geol Rev.* 80:429-436.
- Mohanty WK, Mandal A, Sharma SP, Gupta S, Misra S. 2011. Integrated geological and geophysical studies for delineation of chromite deposits: A case study from Tangarparha, Orissa, India. *Geophysics.* 76(5):173-185.
- Molinari, I., and Morelli, A., 2011. EPCrust: a reference crustal model for the European Plate. *Geophysical Journal International*, 185(1), 352-364. doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04940.x.
- Murphy, F. C., 2005. Composition of multi-scale wavelets (worms) in the potential field of the Mt Isa region. *I2*, 3, 243-259.
- Murphy, F. C., Rawling, T. J., Wilson, C. J. L., Dugdale, L. J., and Miller, J. M., 2006. 3D structural modelling and implications for targeting gold mineralisation in western Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 53(5), 875-889. <https://doi.org/10.1080/08120090600827512>.
- 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 (3):507–517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>.
- Nasuti, Y., and Nasuti, A., 2018. NTilt as an improved enhanced tilt derivative filter for edge detection of potential field anomalies. *Geophysical Journal International*, 214(1), 36-45. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy117>.
- Nathwani1CL, Wilkinson JJ, Fry G, Armstrong RN, Smith DJ, Ihlenfeld C. 2022. Machine learning for geochemical exploration: classifying metallogenic fertility in arc magmas and insights into porphyry copper deposit formation. *Mineralium Deposita*, <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01086-9>.
- Nettleton, L. L. 1976. *Gravity and magnetics in oil prospecting*. McGraw-Hill.
- Oasis Montaj Program v.8.4, 2015. Geosoft mapping and processing system, version 8.4, 2015.
- Oh HJ, Lee S. 2008. Regional probabilistic and statistical mineral potential mapping of gold-silver deposits using GIS in the Gangreung Area, Korea. *Resour Geol.* 58(2):171-187.

- Oh HJ, Lee S. 2010. Application of artificial neural network for gold-silver deposits potential mapping: A case study of Korea. *Nat Resour Res.* 19(2) :103-124.
- Olivier, R., 1971. Digitalisation du relief de la Suisse romande. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat*, 70(334), 1-12.
- Olivier, R., 1974. Elaboration d'un système de traitement gravimétrique géré par l'ordinateur. Etude gravimétrique du plateau Romand de Versoix (GE) à Concise (VD). Thèse, Univ. De Genève.
- Oruç, B.; Keskinsezer, A. 2008. Structural setting of the northeastern Biga Peninsula (Turkey) from tilt derivatives of gravity gradient tensors and magnitude of horizontal gravity components. *Pure Appl. Geophys.* 165, 1913–1927.
- Othmanine, A., 1987. Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tébesa-Morsott. Relation entre la paléogéographie albo-aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse 3ème cycle, Univ, P. et M. Curie, Paris VI, n° 87-58, Paris, 220p.
- Panda S, Jain MK, Jeyaseelan AT. 2018. A study and implications on the potential of satellite image spectral to assess the iron ore grades of Noamundi iron deposits area. *J Geol Soc India.* 91(2):227-231.
- Parsa M, Pour AB. 2021. A simulation-based framework for modulating the effects of subjectivity in greenfield Mineral Prospectivity Mapping with geochemical and geological data. *J Geochem Explor.* 229:106838.
- Parsa M. 2021. A data augmentation approach to XGboost-based mineral potential mapping: An example of carbonate-hosted Zn-Pb mineral systems of Western Iran. *J Geochem Explor.* 228:106811. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106811>.
- Patra I, Chaturvedi AK, Srivastava PK, Ramayya MS. 2013. Integrated interpretation of satellite imagery, aeromagnetic, aeroradiometric and ground exploration data sets to delineate favorable target zones for unconformity related uranium mineralization, Khariar Basin, Central India. *J Geol Soc India.* 81(3):299-308.
- Perthuisot V, Rouvier H. 1992. Les Diapirs du Maghreb central et oriental; des appareils varies, resultats d'une evolution structurale et petrogenetique complexe [The Diapirs of the central and eastern Maghreb; various mechanisms, results of a complex structural and petrogenetic evolution]. *Bull Soc Géol Fr.* 163(6):751-760. French.
- Pham LT, Eldosouky AM, Melouah O, Abdelrahman K, Alzahrani H, Oliveira SP, András P. 2021b. Mapping subsurface structural lineaments using the edge filters of gravity data. *Journal of King Saud University - Science*, Volume 33, Issue 8, 101594, ISSN 1018-3647, <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2021.101594>.
- Pham LT, Nguyen DA, Eldosouky AM, Abdelrahman K, Vu TV, Al-Otaibi N, Ibrahim E, Kharbish S, 2021a. Subsurface structural mapping from high-resolution gravity data using advanced processing methods, *Journal of King Saud University - Science*, Volume 33, Issue 5, 101488, ISSN 1018-3647, <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2021.101488>.
- Phillips, J.D. 2002. 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; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA.

- Piqué A, Tricart P, Guiraud R, Laville E, Bouaziz S, Amrhar M, Ouali RA. 2002. The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa) : an overview. *Geodin Acta*. 15(3), 185-208. <https://doi.org/10.1080/09853111.2002.10510752>.
- Pohl W, Amouri M, Kolli O, Scheffer R, Zachmann D. 1986. A new genetic model for the North African metasomatic siderite deposits. *Miner Deposita*. 21(3):228-233.
- Porwal A, Gonz'alez-Alvarez I, Markwitz V, McCuaig TC, Mamuse A. 2010. Weights-of-evidence and logistic regression modeling of magmatic nickel sulfide prospectivity in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geol. Rev.* 38, 184–196.
- Pour AB, Sekandari M, Rahmani O, Crispini L, Läufer A, Park Y, Hong JK, Pradhan B, Hashim M, Hossain MS, et al. 2021. Identification of Phyllosilicates in the Antarctic Environment Using ASTER Satellite Data: Case Study from the Mesa Range, Campbell and Priestley Glaciers, Northern Victoria Land. *Remote Sens.* 13, 38. <https://dx.doi.org/10.3390/rs13010038>.
- Pour BA, Hashim M, Makoundi C, Zaw K. 2016. Structural Mapping of the Bentong-Raub Suture Zone Using PALSAR Remote Sensing Data, Peninsular Malaysia: Implications for Sediment-hosted/Orogenic Gold Mineral Systems Exploration. *Resour Geol.* 66(4):368-385.
- Pour BA, Park Y, Park TS, Hong JK, Hashim M, Woo J, Ayoobi I. 2018. Regional geology mapping using satellite-based remote sensing approach in Northern Victoria Land, Antarctica. *Polar Sci.* 16:23–46.
- Rabii F, Jallouli C, Mickus K, Soumaya A, Rebai N, Ayed NB. 2018. New insights on structures and active faults in northeastern Tunisia (Utica-Mateur region) from a gravity analysis: Geodynamic implications. *J Afr Earth Sci.* 147 :54-67. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.06.009>.
- Rahman MA, Rusteberg B, Uddin MS, Lutz A, Saada MA, Sauter M. 2013. An integrated study of spatial multicriteria analysis and mathematical modelling for managed aquifer recharge site suitability mapping and site ranking at Northern Gaza coastal aquifer. *J Environ Manage.* 124:25-39.
- Rais, J., Gaya, S., Alouani, R., Mouguina, E., and Tlig, S., 1991. The Tunisian Trough-syn depositional structuration during the Jurassic-A rift agraded and sealed during the upper Dogger-Malm, at the SE margin of the Maghrebian Tethys. *C. R. Acad. Sci. Series II* 312, 1169–1175.
- Reid, A. B., Ebbing, J., and Webb, S. J., 2014. Avoidable Euler errors—the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62(5), 1162-1168. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91. <https://doi.org/10.1190/1.1442774>
- Reid, A.B., Fitzgerald, D., McNerny, P., 2003. Euler deconvolution of gravity data. *Soc. Explor. Geophys. Prog. Exp. Abstr.* 22, 580–583. <https://doi.org/10.1190/1.1817993>.
- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116-125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>.
- Rouvier H, Perthuisot V, Mansouri A. 1985. Pb-Zn deposits and salt-bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. *Econ Geol.* 80(3) :666-687.
- Rouvier, H., and Perthuisot, V., 1991. Le diapirisme du Maghreb oriental : chronologie, géométrie, problèmes non résolus. *Congrès national des Sciences de la Terre*, Tunis, 231.

- Rouvier H. 1990. Les concentrations polymétalliques liées aux diapirs évaporitiques des confins algéro-tunisiens [The polymetallic concentrations linked to the evaporitic diapirs of the Algerian-Tunisian borders]. Boumerdes : EREM. French.
- Rouvier, H., 1990. Carte géologique de la Tunisie au 1/50.000, la feuille n° 17 de Zahret Medien. Office National des Mines, Tunis, Tunisie.
- Rowan L, Mars J. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sens Environ.* 84(3) :350-366. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00127-X](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00127-X).
- Rudis., 1985. Carte géologique de l'Algérie 1 :200,000. RS-3-4. Alger. Sous-direction de la géologie.
- Saada AS, Eldosouky AM, Abdelrahm k, Al-Otaibi N, Ibrahim E, Ibrahim A, 2021b. New insights into the contribution of gravity data for mapping the lithospheric architecture, *Journal of King Saud University - Science*, 101400, ISSN 1018-3647, <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2021.101400>.
- Saada AS, Mickus K, Eldosouky AM, and Ibrahim A, 2021a. Insights on the tectonic styles of the Red Sea rift using gravity and magnetic data, *Marine and Petroleum Geology*, 105253, ISSN 0264-8172, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105253>.
- Safari M, Maghsodi A, Pour AB. 2018. Application of Landsat-8 and ASTER satellite remote sensing data for porphyry copper exploration : a case study from Shahr-e-Babak, Kerman, south of Iran. *Geocarto Int.* 33(11):1186-1201.
- Sami, L., 2004. Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations à Pb-Zn, Ba et F dans la région de Méskiana: Exemple des indices d'Es Souabaa et de M'Kheriga (Atlas Saharien oriental). Thèse Magister, USTHB Bab Ezzouar Alger.
- Sami, L., 2011. Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins Algéro-tunisiens. Thèse.Doct.d'Etat, USTHB, Alger.Algérie. 179p.
- Sanchez-Rojas, J., and Palma, M., 2014.Crustal density structure in northwestern South America derived from analysis and 3-D modeling of gravity and seismicity data. *Tectonophysics*, 634, 97-115. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.026>.
- Sekandari M, Masoumi I, Pour AB, Muslim AM, Hossain MS, Misra A. 2020. ASTER and WorldView-3 satellite data for mapping lithology and alteration minerals associated with Pb-Zn mineralization, *Geocarto International*, DOI: 10.1080/10106049.2020.1790676.
- Shirmard H, Farahbakhsh E, Muller D, Chandra R. 2021. A review of machine learning in processing remote sensing data for mineral exploration. *Remote Sensing of Environment*, DOI: 10.1016/j.rse.2021.112750.
- Silva JBC. 1996. 2-D magnetic interpretation using the vertical integral. *Geophysics* 61:387–393.
- Skakni O, Hlila R, Pour AB, Martín MM, Maate A, Maate S, Muslim AM, Hossain MS. 2020. Integrating remote sensing, GIS and *in-situ* data for structural mapping over a part of the NW Rif belt, Morocco, *Geocarto International*, DOI: 10.1080/10106049.2020.1852611.
- Smati A. 1986. Les gisements de Pb-Ba et de Fe du Jebel Slata (Tunisie du Centre- Nord) : Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisement de Sidi Amor Ben Salem et de Slata fer [The Pb-Ba and Fe mineral deposits of Jebel Slata (Central-North Tunisia): Epigenetic mineralization in the neritic Cretaceous of the edge of a Triassic diapir. Mineral deposit of Sidi Amor Ben Salem and iron of Slata]. [dissertation]. Paris : Université Pierre et Marie curie. French.

- Soe M, Takashima I, Zaw K, Swe YM. 2017. Remote sensing and GIS studies of alteration and predictive mineral exploration in the Central Volcanic Arc, Myanmar. *J Geol Soc London*. 48(1):473–496. <https://doi.org/10.1144/m48.22>.
- Solaimani K, Mousavi SZ, Kaviani A. 2013. Landslide susceptibility mapping based on frequency ratio and logistic regression models. *Arabian J Geosci*. 6(7) 2557-2569.
- Spector, A., and Bhattacharyya, B. K., 1966. Energy density spectrum and autocorrelation function of anomalies due to simple magnetic models. *Geophysical Prospecting*, 14(3), 242-272. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1966.tb01760.x>.
- Spector, A., and Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>.
- Stavrev, P.Y., 1997. Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity and magnetic anomalies. *Geophys. Prospect*. 45, 207-246. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1997.00331.x>.
- Sun T, Chen F, Zhong L, Liu W, Wang Y. 2019. GIS-based mineral prospectivity mapping using machine learning methods: A case study from Tongling ore district, eastern China. *Ore Geol Rev*. 109:26-49. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.003>.
- Sverjensky DA. 1986. Genesis of Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits. *Annu Rev Earth Planet Sci*. 14(1):177–199.
- Swain PH Davis SM. 1978. *Remote Sensing: The Quantitative Approach*. New York: McGraw Hill International Book Company.
- Taib M. 2008. The mineral industry of Algeria. Vol 3. Minerals Yearbook: U.S. Geological Survey; [accessed 2022 May 16]. <https://books.google.dz/books?hl=fr&lr=&id=rNKpmReeVMUC&oi=fnd&pg=PA21&dq=taib+mowafa+2008&ots=79YQN>.
- Taib M. 2016. The mineral industry of Algeria. Minerals Yearbook: U.S. Geological Survey.
- Taib M. 2018. The mineral industry of Algeria. Minerals Yearbook: U.S. Geological Survey.
- Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE. 1990. *Applied Geophysics*. 2nd ed. Cambridge (NY): Cambridge University Press.
- Tende AW, Aminu MD, Gajere JN. 2021. A spatial analysis for geothermal energy exploration using bivariate predictive modelling. *Sci Rep*. 11(1):1-16.
- 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>.
- Touahri, B. (1987). *Géochimie et métallogénie des minéralisations à Pb-Zn du Nord de l'Algérie*. Thèse Doct. D'Etat, Paris VI.
- Tselentis, G.A., Drakopoulos, J., Dimtriads, K., 1988. A spectral approach to Moho depths estimation from gravity measurement in Epirus (NW Greece). *J. Phys. Earth* 36, 255–266. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.36.255>.
- Uwiduhaye JDA, Ngaruye JC, Saibi H. 2020. Defining potential mineral exploration targets from the interpretation of aeromagnetic data in western Rwanda. *Ore Geol Rev*. 128:103927. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103927>.

- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., and Mackenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2), 116–119. doi:10.1190/1.1651454. <https://doi.org/10.1190/1.1651454>.
- Vila JM. 1980. La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens [The alpine belt of eastern Algeria and the Algerian-Tunisian borders]. [dissertation]. Université Pierre et Marie curie. French.
- Vila, J. M., 1974. Le Rocher de Constantine : Stratigraphie, microfaunes et position structurale. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, 65, 385-392.
- Vila, J. M., 1980. La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. These de Doctorat-es-sciences, Université Pierre et Marie curie.
- Wessel, P. 1998. An empirical method for optimal robust regional-residual separation of geophysical data. *Mathematical geology*, 30, 391-408.
- Wijns, C., Perez, C., and Kowalczyk, P., 2005. Theta map: Edge detection in magnetic data. *geophysics*, 70(4), L39–L43. <https://doi.org/10.1190/1.1988184>.
- Xu H. 2005. A Study on Information Extraction of Water Body with the Modified Normalized Difference Water Index (MNDWI). *J Remote Sens.* 9(5):589-595.
- Yousefi M, Carranza EJM, Kreuzer OP, Nykänen V, Hronsky JMA, Mihalasky MJ. 2021. Data analysis methods for prospectivity modelling as applied to mineral exploration targeting: State-of-the-art and outlook. *Journal of Geochemical Exploration*, 229, 106839. doi: 10.1016/j.gexplo.2021.106839.
- Yousefi M, Tabatabaei SH, Rikhtehgaran R, Pour AB, Pradhan B. 2021. Application of Dirichlet Process and Support Vector Machine Techniques for Mapping Alteration Zones Associated with Porphyry Copper Deposit Using ASTER Remote Sensing Imagery. *Minerals* 11, 1235. <https://doi.org/10.3390/min11111235>.
- Yousefi M, Tabatabaei SH, Rikhtehgaran R, Pour AB, Pradhan B. 2022. Detection of alteration zones using the Dirichlet process Stick-Breaking model-based clustering algorithm to hyperion data: the case study of Kuh-Panj porphyry copper deposits, Southern Iran, *Geocarto International*, DOI: 10.1080/10106049.2022.2025917
- Ysbaa S, Haddouche O, Boutaleb A, Chemam M, Sadaoui M. 2019. Mineral deposits of northeastern Algeria (southern Medjerda mounts and diapiric zone): regional-scale structural controls, spatial distribution, and importance of geophysical lineaments. *Arabian J Geosci.* 12(15):1-13. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4611-x>.
- Ysbaa S, Haddouche O, Boutaleb A, Sami L, Kolli O. 2021. Mineralization and fluid inclusion characteristics of Pb-Zn-Fe-Ba (Cu, F, Sr) ore-deposits in northern east of Algeria. *Arabian J Geosci.* 14(11):1-13. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07281-2>.
- Ysbaa S, Nedjai R, Haddouche O, Boutaleb A, & Chemam M. 2019. Contribution of GIS in Mineral Exploration through Mineralization Distribution Characterization: Application to the Sétifien/Hodna Massifs and the Eastern Saharan Atlas (NE Algeria). *AMMS.* 3(2). DOI: [10.31031/AMMS.2019.03.000556](https://doi.org/10.31031/AMMS.2019.03.000556).
- Zerdazi, A., 1990. Etude gravimétrique du mole d'Ain-M'lila et de l'Atlas saharien septentrional oriental (nord-est de l'Algérie) (Doctoral dissertation, Université de Lausanne, Faculté des sciences).

- Zerzour, O., Gadri, L., Hadji, R., Mebrouk, F., & Hamed, Y., 2021. Geostatistics-Based Method for Irregular Mineral Resource Estimation, in Ouenza Iron Mine, Northeastern Algeria. *Geotechnical and Geological Engineering*, 39(5), 3337-3346. <https://doi.org/10.1007/s10706-021-01695-1>.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M.F., Reid, A.B., Fairhead, J.D., and Odegard, M.E., 2000. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data, *Geophysics* 65, 512-520. <https://doi.org/10.1190/1.1444745>.
- Zoheir B, Emam A, Abdel-Wahed M, Soliman N. 2019. Multispectral and Radar Data for the Setting of Gold Mineralization in the South Eastern Desert, Egypt. *Remote Sens.* 11(12):1450.