



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique



Université ECHAHID CHEIKH LARBI TEBESSI - Tébessa

Faculté des Science Exactes et Sciences de la Nature et de le Vie

Département de sciences de la terre et de l'univers

MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de MASTER

Domaine : Sciences de la terre et de l'univers

Filière :Géologie

Spécialité :Géologie des bassins sédimentaires

Thème :

**Etude gravimétrique et Géo-électrique de l'Anticlinal
d'Essouabaa**

Présenté par :

Djedouani Fatima zahra

Abdelmalek Houssem eddine

Devant le jury :

| | | | |
|---------------------|----------------|-----|-----------------------|
| Président | Nabil DEFAFLIA | Pr | Université de Tébessa |
| Rapporteur | Djamel BOUBAYA | Pr | Université de Tébessa |
| Co-encadrant | Riad HADJAM | MAA | Université de Tébessa |
| Examineur | Omar GUEFAIFIA | MCA | Université de Tébessa |

Session : juin 2023

Dédicaces

Avec joie, fierté et respect, je dédie ce mémoire : Accompagné d'un profond amour à mes chers parents, Je dédie le fruit de mes efforts et de mes années d'études à ceux qui ont été ma lune, la lumière de mon monde et la source de mon bonheur.

A l'âme de ma mère, que Dieu ait pitié d'elle.

Je dédie mes salutations au symbole du don, à mon soutien et à la source de ma force à mon père, que Dieu le protège pour moi.

A ma sœur Safaa, qui m'a soutenu dans mon parcours académique, que Dieu la protège pour moi et perpétue l'amitié entre nous

À mes chers frères mohammedmoataazbahafeieddin et abderrahmen , merci pour l'amour que vous m'avez témoigné et votre confiance inébranlable en mes capacités, vous avez été mon soutien, mes compagnons et mes amis.

À mes cousins et mes cousines

À toute la famille Djedouani,

À toute la famille Khelladi,

Je ne saurai terminer sans citer mes très chères amies : Ikram, Rofaida ,Hadil, Ines,Bouthaina, qu'avec lesquelles j'ai passé une scolarité exceptionnelle, que dieu préserve notre amitié. Merci d'être toujours là pour moi. À tous qui m'aidé au long de mon parcours universitaire, àIKRAM mon âme sœur, c'était ma proche amie, ma sœur, mon appuie au cours de mes années universitaires et au long de notre travail sur notre mémoire de fin d'études, Que dieu la protéger,

À tout le promo GBS 2023 félicitation

Enfin je le dédie à tous mes amis que n'ai pas cités,

À tous les étudiants de Géoscience,

Djedouani fatima zahra

Dédicaces

Je dédie ce mémoire :

Pour ses soutien moral et leurs conseils précieux tout au long de ma vie

à ma chère mère,

a mon chère père.

**Qui non jamais cessé ,de formules des prières a mon égard, de ,e cetenir et de m'épauler
pour que je puisse atteindre mes objectifs**

A mes frères saïf et taieb et mes sœurs ,

A ma chère sœur et son marie mounir,

Pours leurs aides et supports dans les moment difficiles .

A ma cher femme et mon fils ishak ,

A ma bonomefatimazahra ,

Pour son entente et sa sympathie.

A mes chers amis d'étude ,

Pour leurs indéfectible soutiens et leur patiences infinies.

A mes chers collègues d'armée et de travail ,

A toute ma famille Abdelmalek

**Son oublier tous les professeurs que ce soit du primaire , du moyen , du secondaire ou de
l'enseignement supérieur .**

Abdelmalek housseme edinne

Remerciement

Après avoir rendu grâce à Dieu tout puissant et miséricordieux qui nous a donné le courage et la patience, nous tenons à remercier vivement tous ceux qui de près et de loin ont participé à la rédaction de ce travail.

Tout d'abord, ce travail ne serait pas aussi riche et n'aurait pas pu avoir le jour sans l'aide et l'encadrement de Mr. Pr. Boubaya malgré leur charge académique et professionnelle. Sa compétence et son encadrement ont toujours suscité notre profond respect.

Notre profondes gratitude s'orientent vers notre co-encadrant Mr. R. HADJAM , pour son aide et son soutien .

On offre de sincères et chaleureux remerciements à Mr. D. BOUBAYA pour la qualité de son encadrement exceptionnel, pour sa patience, sa rigueur, son appui et sa disponibilité

On exprime nos sincères remerciements aux membres du jury le président Pr. N.Defalia et l'examineur Dr .Omar . Guefaifia, qui ont accepté de juger ce travail.

Nous adressons nos remerciements à tous nos professeurs qualifiés du Département des sciences de la Terre et de l'Univers , qui nous ont enseigné l'amour de la science et de la diligence, et nous ont insufflé l'espoir.

ملخص

تقع منطقة الدراسة في الطرف الشمالي لجبال ملبغ ، في الجنوب الغربي من محطة واد داموس. الدراسة الجيوفيزيائية التي تم إجراؤها على خط السوابح باستخدام قياس الجاذبية والمقاومة والاستقطاب المستحث ، جعلت من الممكن رسم خريطة لمختلف الأصناف الحجرية ، مثل الحجر الجيري الدقيق والمارل. محور الخط المنحني (تيرونيان-سينومانيان) قيعان الجاذبية مع الحدود الشمالية والجنوبية لخط السوابح المنحني، بالإضافة إلى بعض الفوالق الموجهة له جاذبية عالية بينما تتوافق قيعان الجاذبية مع الحدود من الشمال الغربي نحو الجنوب الغربي

فيما يتعلق بالدراسة الجيوكهربائية عن طريق المقاومة والاستقطاب المستحث ، تم تحديد شذوذ في سعة الشحن. يرتبط هذا الشذوذ بالتمعدن المتعدد الفلزات ويقع بين الملامح 0 و 2 ، ويتوسط المحطة 35 ، جنوب غرب كديت 826. وتكشف دراسة مفصلة عن هذا الشذوذ بواسطة ثنائي القطب-ثنائي القطب أن الجسم الخاضع للشحن يقع على عمق 50 إلى 80 متر من السطح. وبالتالي ، فإن المنطقة المدروسة لديها إمكانات تعدين في تمعدن متعدد المعادن

الكلمات المفتاحية: السوابح ، الجاذبية ، المقاومة ، الاستقطاب المستحث ، التمدن متعدد الفلزات

ABSTRACT

The study area is located at the northern ending of the Mellegue Mounts, in the southwest of the Oued Damous station. The geophysical study carried out on the Essooubaa anticline, using gravimetry, resistivity and induced polarization, made it possible to map the different lithological varieties, such as micritic limestones and marls. The axis of the anticline (Cénomaniens-Turonien) has a high gravity, while the gravity lows correspond to the north and southern borders of the Essoubaa anticline, as well as certain NW-SE oriented faults.

With regard to the geo-electrical study by resistivity and induced polarization, an anomaly of chargeability has been identified. This anomaly is associated with polymetallic mineralization and is located between profiles 0 and 2, and centred on station 35, southwest of Koudiat 826. A detailed study of this anomaly by dipôle-dipôle reveals that the chargeable body is at a depth of 50 to 80 meters from the surface. Thus, the studied area has a mining potential in polymetallic mineralization.

Keywords: Essoubaa, gravimetry, resistivity, Induced polarization, polymetallic mineralization.

Résumé

La région d'étude est située à la terminaison septentrionale des Monts de Mellègue, dans le sud-ouest de la station d'Oued Damous. L'étude géophysique réalisée sur l'anticlinal d'Essouabaa, en utilisant la Gravimétrie, la Résistivité et la Polarisation Provoquée, a permis de cartographier les différentes variétés lithologiques, telles que les calcaires micritiques et les marnes. L'axe de l'anticlinal (Cénomaniens-Turonien) présente un maximum gravimétrique, tandis que les minimums gravimétriques correspondent aux périphéries nord et sud de l'anticlinal d'Essouabaa, ainsi qu'à certaines failles orientées NW-SE.

En ce qui concerne l'étude géo-électrique par Résistivité et Polarisation Provoquée, une anomalie de chargeabilité a été identifiée, associée à une minéralisation polymétallique située entre les profils 0 et 2, et centrée sur la station 35, au sud-ouest de Koudiat 826. Une étude détaillée de cette anomalie par dipôle-dipôle révèle que le corps chargeable se trouve à une profondeur de 50 à 80 mètres à partir de la surface. Ainsi, la zone étudiée présente un potentiel minier en minéralisation polymétallique.

Mots clés : Essouabaa, gravimétrie, résistivité, polarisation provoquée, minéralisation polymétallique.

Table des matières

| | |
|--|----|
| Dédicaces..... | 1 |
| Remerciement..... | 3 |
| ملخص..... | 4 |
| Abstract..... | 5 |
| Resumé..... | 6 |
| | |
| Liste des figures | 11 |
| Liste des tableaux | 13 |
| | |
| CHAPITRE I GENERALITES | 15 |
| I. INTRODUCTION | 15 |
| II. OBJECTIFS ET METHODES D'ETUDE | 16 |
| I. GEOGRAPHIE DE LA REGION | 16 |
| A. Le réseau hydrographique | 17 |
| B. Le climat | 18 |
| C. La température..... | 18 |
| D. Les précipitations..... | 18 |
| E. La végétation spontanée | 18 |
| | |
| CHAPITRE II GEOLOGIE REGIONALE..... | 21 |
| I. INTRODUCTION | 21 |
| II. Description Litho stratigraphique..... | 21 |
| A. Le Trias..... | 25 |
| B. Le Crétacé..... | 25 |
| a) Crétacé inférieur | 25 |
| b) Crétacé supérieur | 26 |
| C. Le Miocène | 27 |
| D. Le Quaternaire | 27 |
| III. Etude structural | 27 |
| A. La tectonique | 27 |

| | |
|--|----|
| c) Les plissements..... | 28 |
| d) La tectonique cassante | 28 |
| e) Les fossés d'effondrement..... | 29 |
| f) La subsidence | 30 |
| IV. Manifestation du Trias dans le Sud-Est constantinois | 30 |
| A. Diapirisme et ses conséquences..... | 30 |
| B. Relation Diapirs-Encaissant | 31 |
| C. Relation Diapirisme-Tectonique..... | 31 |
| D. Relation Diapirs-Sédimentation | 32 |
| I. INTRODUCTION | 34 |
| II. STRATIGRAPHIE..... | 34 |
| III. SEDIMENTOLOGIE..... | 35 |
| IV. TECTONIQUE LOCALE..... | 35 |
| V. PALEOGEOGRAPHIE | 36 |
| VI. Minéralisations d'Es Souabaa | 37 |
| a- l'indice de Koudiat El Rhirane..... | 38 |
| b- L'indice H'djar El Mrekeb | 38 |
| c- - l'indice de Koudiat El Hamra | 38 |
| d- -l'indice de Koudiat 809..... | 39 |
| e- l'indice de Koudiat 826 | 39 |
| f- l'indice de Koudiat 802..... | 39 |
| g- l'indice de côte 732..... | 39 |
| h- indice de la cote 760..... | 39 |
| j- l'indice Koudiat El Kahla 2 | 39 |
| CHAPITRE IV THÉORIE DES MÉTHODES GÉOPHYSIQUES UTILISÉES..... | 42 |
| I. INTRODUCTION | 42 |
| II. LEVE GRAVIMETRIQUE..... | 42 |
| A. Introduction..... | 42 |

| | |
|--|----|
| B. Corrections et anomalies gravimétriques..... | 43 |
| a) Correction et anomalie à l'air libre..... | 44 |
| b) Correction et anomalie de Bouguer..... | 44 |
| III. LA PROSPECTION ELECTRIQUE:..... | 46 |
| A. Introduction..... | 46 |
| B. Principe..... | 47 |
| C. Résistance et résistivité..... | 48 |
| D. Résistivité des roches..... | 49 |
| E. Sondage électrique vertical..... | 51 |
| F. La tomographie électrique..... | 52 |
| 1. Acquisition des données de tomographie électrique 2D..... | 53 |
| IV. La polarisation provoquée..... | 55 |
| A. Introduction..... | 55 |
| B. Les paramètres mesurés en PP..... | 57 |
| a) Mesures dans le domaine temporel..... | 57 |
| □ Mesures dans le domaine spectral..... | 59 |
| C. L'origine des signaux mesurés en PP..... | 61 |
| a) Polarisation d'électrode..... | 62 |
| b) Polarisation de la double couche électrique..... | 62 |
| c) Polarisation de membrane..... | 64 |
| d) Polarisation d'interface..... | 65 |
| D. Les applications de la méthode de polarisation provoquée..... | 66 |
| I. Introduction..... | 69 |
| II. Travaux géophysiques antérieurs..... | 69 |
| III. Méthodologie d'acquisition des données géo-électrique..... | 69 |
| a) La polarisation provoquée..... | 69 |
| b) Dispositif dipôle - d dipôle axiale..... | 71 |
| IV. Méthodologie d'acquisition des données gravimétrique..... | 71 |

| | | |
|------|---|----|
| I. | INTRODUCTION | 74 |
| II. | II. ETUDE GRAVIMETRIQUE DE LA REGION D ESOUABAA | 74 |
| A. | Carte de l'anomalie de Bouguer | 74 |
| a) | Séparation des anomalies..... | 75 |
| B. | Description de l'anomalie résiduelle | 78 |
| III. | Etude géophysique d'Essouabaa | 79 |
| C. | Dipole-dipole | 81 |
| D. | Sondage électrique verticale avec polarisation provoquée SEV_PP1 | 82 |
| E. | Résultats de 4 sondages mécaniques réalisés sur le secteur d Essouabaa..... | 84 |
| | Conclusion générale | 88 |

Liste des figures

| | |
|---|----|
| Figure 1 Situation géographique de la région d'Essouabaa (Carte géologique d'Est algérien 1/200 000) (K. Chabane, 2008)..... | 19 |
| Figure 2 Carte géologique de confins algéro-tunisiens (D'après cartes géologiques au 1/50.000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenza)..... | 23 |
| Figure 3 Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000) (Sami, 2004). | 24 |
| Figure 4 Trame dense de la fracturation d'après l'étude des photographies aériennes..... | 29 |
| Figure 5 Dispositifs, Wenner, Schlumberger et dipole-dipole..... | 48 |
| Figure 6 Résistivités de quelques roches (d'après Florsch and Muhlach, 2018). | 50 |
| Figure 7 Echelle de résistivité électrique de différents sols. | 51 |
| Figure 8 Effet du sondage électrique dans la méthode SEV, d'après Shein et al. 2018. | 52 |
| Figure 9: Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour le dispositif Wenner (D'après Florsch and Muhlach, 2018)..... | 54 |
| Figure 10 Forme du courant : mode TX-RX Multi-électrodes domaine de temps | 55 |
| Figure 11 Phénomène de décharge Peu avant 1920, C. SCHLUMBERGER découvre le phénomène de polarisation provoquée, mais ce n'est qu'en 1948 qu'il est appliqué à l'exploration géophysique..... | 56 |
| Figure 12: Comparaison des courbes de décharge pour la PP et pour un circuit RC..... | 57 |
| Figure 13 Le courant injecté en Polarisation Provoqué Temporelle (en haut), et le potentiel enregistré (en bas), dans un milieu polarisable (en rouge), et un milieu non polarisable (en noir). | 58 |
| Figure 14 Le principe des mesures de chargeabilité partielle à partir de la courbe de décroissance (dessin d'après le manuel du Syscal Pro). | 59 |
| Figure 15 Les signaux injecté et mesuré en Polarisation Provoqué fréquentielle..... | 60 |
| Figure 16 Représentation schématique de la double couche électrique construit autour d'un grain isolant (dessin d'après Revil et Florsch (2010)). | 64 |
| Figure 17 Polarisation d'interface (effet M-W) dans un sol ; (A) alignement des charges associées à l'interface solide-liquide sous l'influence d'un champ électrique externe ; (B) l'accumulation des charges à l'interface liquide-air. Extrait de Chen et Or (2006)..... | 66 |

| | |
|---|----|
| Figure 18 Principe de fonctionnement de la polarisation provoquée..... | 70 |
| Figure 19 Représentation schématique de la configuration dipôle - dipôle axiale | 71 |
| Figure 20 Carte de l'anomalie de Bouguer sur le secteur Essouabaa | 75 |
| Figure 21 la carte d'anomalie régionale de secteur Essouabaa | 77 |
| Figure 22 Anomalie résiduelle de la région d'Essouabaa | 79 |
| Figure 23 Carte de résistivité apparente de secteur d'Essouabaa..... | 80 |
| Figure 24- carte de l'anomalie de chargeabilité de secteur d'Essouabaa..... | 81 |
| Figure 25 graphe de sondage électrique avec la polarisation provoquée..... | 83 |

Liste des tableaux

| | |
|--|-------------------------------------|
| Tableau 1 résultats des analyses chimiques des échantillons de carotte des sondages réalisé sur le site hdjar mraheb..... | 84 |
| Tableau 2 SES 02 de kt el hamraa | 84 |
| Tableau 3 SES 08 koudiat el hamraa | Error! Bookmark not defined. |
| Tableau 4 Résultats de l'analyse chimique des échantillons de carotte des sondages réalisés sur le site kt 809 | 86 |
| Tableau 5 Description lithologique de sondage SES1 realises sur le site hdjar mraheb (secteur Essouabaa)..... | 87 |

CHAPITRE I GENERALITES

CHAPITRE I GENERALITES

I. INTRODUCTION

La zone étudiée fait partie intégrante de l'atlas algérien du Sahara, qui se prolonge en Tunisie par l'atlas tunisien. Il s'agit d'une unité structurale bien individualisée depuis le Crétacé inférieur, composée uniquement de sédiments mésozoïques cénomaniens et turoniens sans topographie jurassique.

Ce travail port essentiellement sur l'étude géophysique gravimétrique et géo-électrique de la région Essouabaa cette région caractérisée par les minéralisations Pb Zn encaissées dans les calcaires micritiques et les marnes, il a fait l'objet de plusieurs prospection par l'ORGM, les travaux de recherche scientifiques universitaires sont très rares, les quelque travaux effectués dans le cadre de réalisation de thèses de doctorats (salmilaouar ,2004 et sami , 2011) se sont partiellement intéressés au secteur d' Essouabaa

Ce mémoire est structuré en 6 chapitres :

Le premier chapitre est consacré au cadre géographique de la région d'Essouabaa

Le deuxième chapitre est abordé la géologie régionale des Monts de Mellègue, il est présenté la stratigraphie et la description structurale.

Le troisième chapitre traite la géologie locale de la région d'étude, il est exposé dans ce chapitre la stratigraphie la sédimentologie la tectonique la paléogéographie et la minéralisation.

Le quatrième chapitre sont donnés les principes théoriques des méthodes géophysiques utilisées pour étudier la région d'Essouabaa. Il s'agit des méthodes électriques à courant continu: la prospection électrique en mode sondage électrique vertical (SEV). Cette méthode a été utilisée à l'échelle de détail, en plus de la polarisation provoquée (PP) et la gravimétrie.

Le cinquième chapitre expose la méthodologie d'acquisition des données géophysiques de prospection électrique: sondage électrique vertical (SEV) et polarisation provoquée (PP) et les données de gravimétrie.

Le sixième chapitre est consacré à la présentation et l'interprétation des résultats des études géophysiques.

II. OBJECTIFS ET METHODES D'ETUDE

Ce mémoire présente les résultats des études gravimétriques et Géo électrique de l'anticlinale d'Essouabaa, situés au Nord de Tébessa. Ces massifs font parties de l'Atlas Saharien nord oriental (confins algéro-tunisiens). Les études ont été réalisées pour la cartographie les formations cénomaniennes, la cartographie des accidents tectoniques et l'étude du développement de la minéralisation polymétallique en profondeur.

Les données que nous avons utilisées ce sont des données électriques et gravimétriques disponibles sous forme des cartes et des graphes.

Ce travail a des plusieurs objectifs

- La cartographie des accèdent tectonique par résistivité
- Vérification de la nature de l'anomalie gravimétrique régionale localisée sur le secteur essouaba alors du levé gravimétrique régionale (1988), par un levé gravimétrique plus détaillé au 1 :25000
- La recherche de minéralisation plombo-zincifères en en profondeur par un levé de (PP-GM), Dp-Dp et SEV

I. GEOGRAPHIE DE LA REGION

La région d'étude est située à la terminaison septentrionale des monts de Mellègue à environ 70 Km au Nord de la ville de Tébessa; chef-lieu de la wilaya et à environ 18 Km à l'Ouest de la ville de l'Aouinet (Fig. 1). Elle s'étend du 35°5' au 35°59' de latitude Nord et du 7°44' au 5°49' de longitude Est (carte topographique Oued Kebarit N°124 1/50.000). (K. Chabane, 2008).

Ses principales caractéristiques morphologiques actuelles sont essentiellement le résultat de l'érosion et des phénomènes tectoniques à partir desquels nous distinguons un anticlinal symétrique, allongé de NE au SW sur une vingtaine de kilomètres avec une largeur de 2.3 à 3 km qui s'élève dans un relief mamelonné et dont la topographie est tourmenté dans le détail. (K. Chabane, 2008).

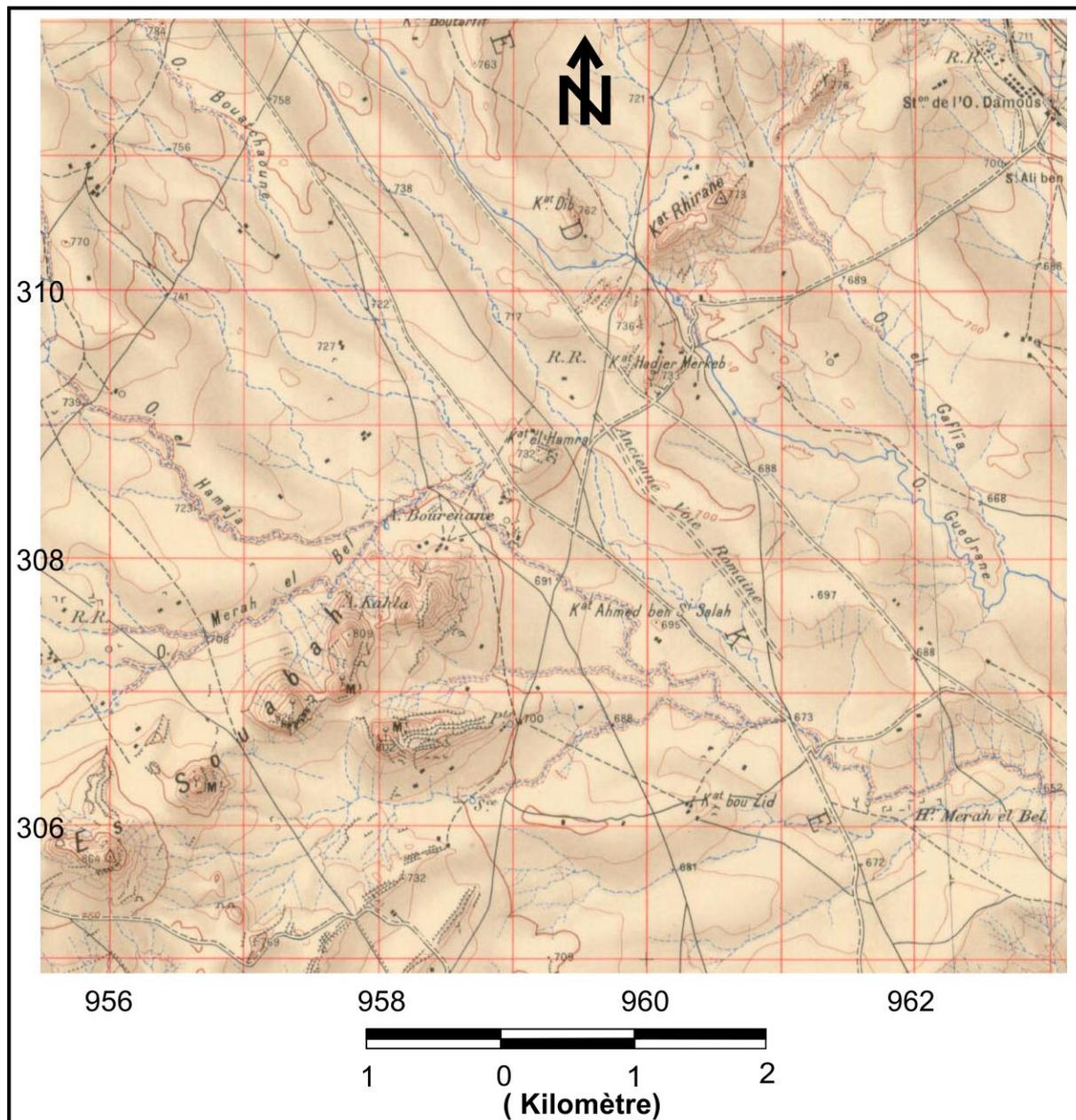


Figure 1 situation de la zone d'étude sur la carte topographique au 1 :50000 d'ouedkabarit

A. Le réseau hydrographique de la région est squelettique. Il dispose d'un tronç principal, les oueds sont caillouteux et secs sauf sous des pluies exceptionnelles sauf pour certaines sources de faible débit. Les oueds Damous, Guédrane, Merah El Bel, Hamaja, KhabaritEsseghir et Guettara sont les principaux affluents du Khabarit Oued. Qui parcourt tout le territoire du Nord au Sud et continue jusqu'à la frontière algérienne-tunisienne. (Figure2). (K. Chabane, 2008).

- B. Le climat** qui affecte la région de type steppique à semi-aride se caractérise par l'alternance de deux saisons distinctes, l'une humide et froide allant de Novembre à mars et une saison sèche et chaude allant d'avril à octobre, les gelées sont présentes dans la région de Décembre à Février.(K. Chabane, 2008).
- C. La température**est le deuxième facteur après la précipitation qui conditionne le climat, on constate que pour toutes les périodes (de 25 ans) le mois le plus chaud est juillet avec 42C° et le mois le plus froid est janvier avec 5 C°.(K. Chabane, 2008).
- D. Les précipitations**sont peu abondantes par rapport au Nord, elles n'excèdent pas en moyenne 700 mm d'eau par an.(K. Chabane, 2008).
- E. La végétation spontanée**est le résultat d'interactions entre les trois facteurs essentiels, le climat, le sol et l'activité anthropique, sauf sur les surfaces irriguées. Elle offre d'une part, dans les régions montagneuses des forêts principalement de pins d'Alep et d'autre part, dans les plaines une végétation très réduite se développant sur le glaciaire quaternaire.Les céréales et les arboriculteurs sont partiellement cultivés.(K. Chabane, 2008).

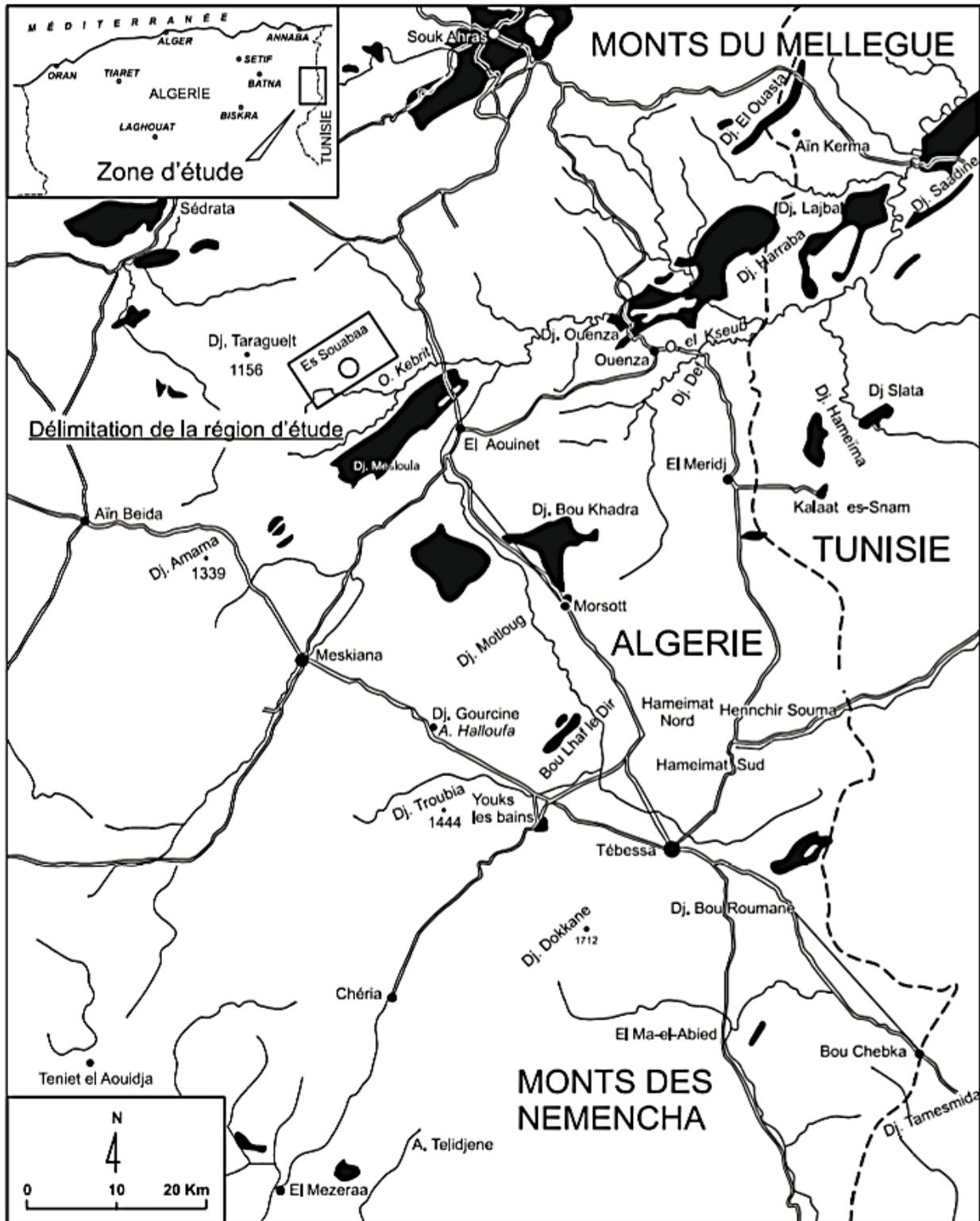


Figure 2 Situation géographique de la région d'Essouabaa (Carte géologique d'Est algérien 1/200 000) (K. Chabane, 2008).

CHAPITRE II GEOLOGIE REGIONALE

CHAPITRE II GEOLOGIE REGIONALE

I. INTRODUCTION

Les monts Mellègue (nommé par Lafitte en 1937) fait partie intégrante de la bordure orientale de l'Atlas saharien. Ils représentent de synclinaux et des anticlinaux perchés orientés nord-est-sud-ouest.(K. Chabane, 2015).

Ils ne forment pas des chaînes continues mais des reliefs isolés et souvent escarpés. Ils se présentent comme des îles au-dessus des régions faiblement vallonnées ou strictement homogènes (Dubourdiou, 1956).

Elles appartiennent entièrement à la zone des "Hautes Plaines", avec de grands massifs calcaires de 6 à 700 m de haut, principalement du sud au nord de la ville de Tébessa. Boujaber, hameimet sud, hameimet nord, belkfif, dyr ,morset, def, M'kheriga Ouenza, Mesloula, Essouabaa (Fig. 2). Hormis le Trias évaporitique , les terrains exposées du Mont de Mélagues sont caractérisées par des sédiments allant du Crétacé inférieur au Miocène (Dubourdiou, 1956).

II. Description Litho stratigraphique

À l'extérieur du Trias évaporitique, les terres exposées de l'Atlas saharien oriental sont caractérisées par des sédiments du Crétacé inférieur au Miocène. (Dubourdiou, 1956) (Figs 2 et 3).

Aucun affleurement jurassique n'est nu dans cette zone. Les terrains les plus anciens connus de la zone sont datés du Barrémien au Djebel Harraba. Dubourdiou (1956) En revanche, les affleurements jurassiques se retrouvent sur les Aurès, le môle de Constantine dans la plate-forme sahariennes. L'absence des terrains jurassiques à les frontières algéro-tunisienne s'explique par la grande puissance des séries anté-apitiennes qui est le résultat de la subsidence importante qui caractérise le sillon Aurès -Kef (Beghoul,1974). Un crochet dolomitique jurassique trouvé dans le diapir triasique de HamimatMeskhouta sur le feuillet 1/50 000 d'Ain Télijdène, au sud de Tébessa (Vila & al. 1993).

Les sondages pétroliers (Sami, 2004) SER-1 (Djebel Sers) au sud de la zone d'étude, à une profondeur de 4082 m, n'a même pas atteint la formation du Barrémien. GE-1 (Djebel Guelb) 3003,5 m atteint le passage Barrémien-Hautérvien. Celui de HTG1 (Hamimat

Guibeur, plus au sud de la feuille au 1/50 000 d'El Mezraa), 4362 m de profondeur, a recoupé les formations datée du Barrémien (Beghoul, 1974).

Il convient de noter que toutes les aires de diapir du nord-est algérien sont quasiment calquées sur les traces de linéaments profonds le long de l'axe NE-SW de part et d'autre des fossés.

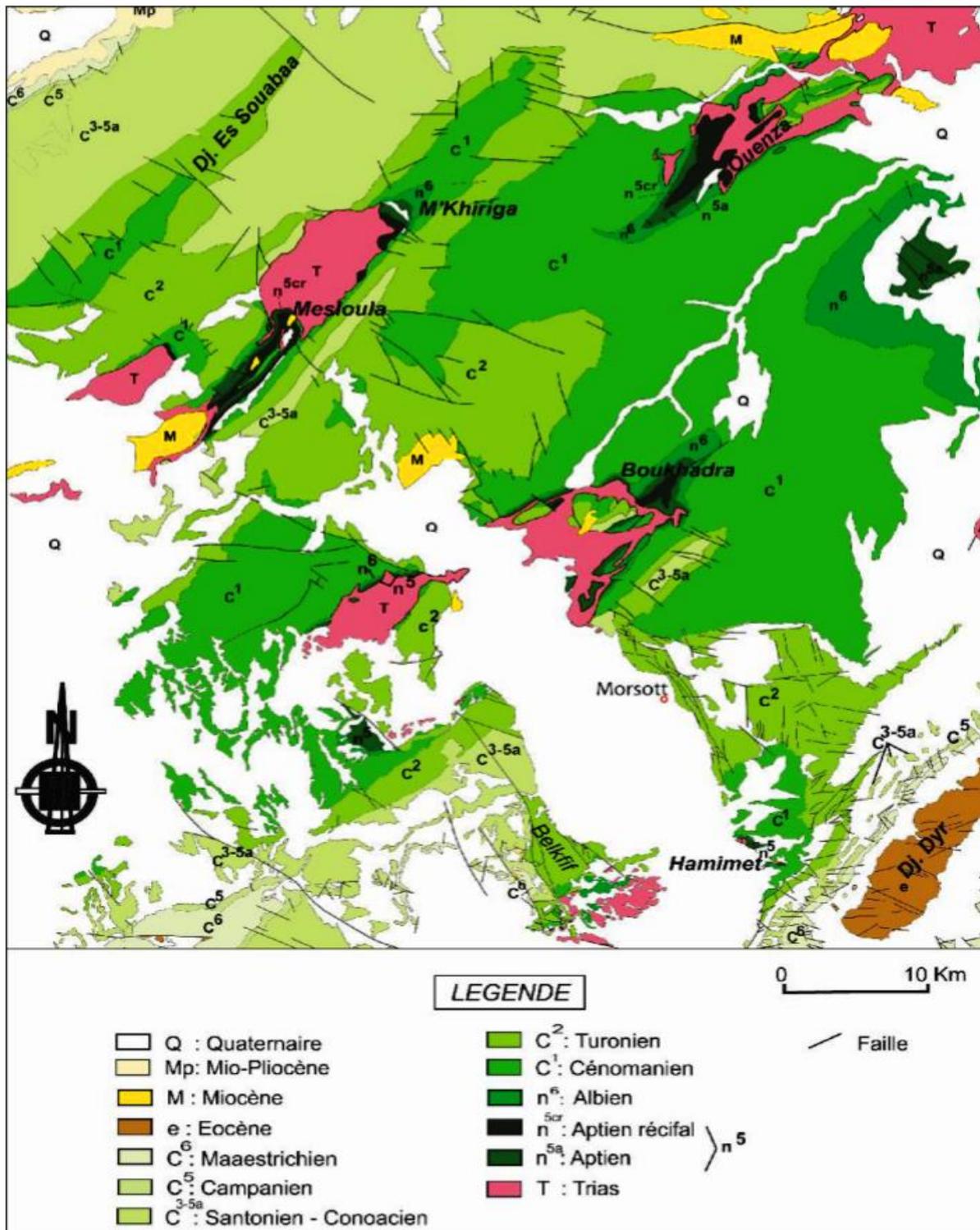


Figure 3 Carte géologique de confins algéro-tunisiens (D'après cartes géologiques au 1/50.000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenza(Sami, 2011).

| | | 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 | | 200 |
| MESOZOIQUE | CRETACE SUPERIEUR | Maest | | 250-300 | Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure. |
| | | Campanien | | 500-600 | Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure. |
| | | Con-Sant | | 500-600 | Marnes argileuses grises et grises bleuâtres. |
| | | Turo | | ④ 180-250 | Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée. |
| | | Cénomane | | 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 | | 480-600 | Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux. |
| | | Clans | | 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 | | < 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 synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000) (Sami, 2004) modifiée par (A. chams ,2021).

A. Le Trias

Le Trias, n'apparaissant qu'en diapirs, était constitué de marnes gypseuses multicolores enrobant divers matériaux rocheux. Les marnes très salées, verts, rouges ou violets, sont des exemples typiques du faciès lagunaire de l'étage, célèbre en Algérie (G. Dubourdiou, 1948). L'épaisseur des dépôts triasiques peut dépasser 1000 m dans l'Atlas saharien (Alièv et al., 1971 ; Busson et Cornet, 1989). Les faciès dolomitiques argilo-gypseux à bases et micro bases caractérisent la série du Trias supérieur, tandis que leurs parties inférieures ne contiennent que des gypses. Les blocs triasiques sont entourés de grandes formations calcaires, considérées classiquement de l'Aptien et attribuées aux sédiments récifaux (G. Dubourdiou, 1956).

B. Le Crétacé

Le Crétacé s'étire sur les Monts de Mellègue. Ceci est représenté par des termes. Crétacé inférieur et Crétacé supérieurs

a) Crétacé inférieur

Notre région comprend des sédiments du Barrémien, de l'Aptien, de l'Albien et du Vraconien. Ces strates sont percées de diapirs triasiques.

1. Le Barrémien

Il ne se voit qu'au Dj. Harraba et au cœur de l'anticlinal de Sidi Emmbarka. Il s'agit de 200 à 250 m de marnes gris-jaunes. Localement un banc d'huitres et vers le haut de la série, quelques intercalations de calcaire gris clair, noduleux, à patine ocre. Les marnes contiennent quelques petites faunes : *Desmoceras* (*Uhlighella*) *Monicae* Coq., *B. semi-canaliculatus* Blainv. (G. Dubourdiou, 1948).

2. L'Aptien

Dans les monts de Tébessa et de Mellègue, l'originalité de la série aptienne due au développement des faciès récifaux. Les dépôts aptiens se trouvent au cœur des anticlinaux ainsi qu'aux abords du Trias diapirique. D'une épaisseur variant de 250 à 600 m, les sédiments de l'Aptien présentent en général deux dépôts fondamentaux (G. Dubourdiou, 1956) :

- Faciès clastique, marno-gréseux à intercalations de bancs calcaire-gréseux ou calcaire-argileux ;
- Faciès de calcaires récifaux organo-détritiques.

Dans sa partie inférieure, il existe des calcaires massifs généralement formés d'oolithes contenant du fer et de dolomies. Les orbitolines sont abondantes tandis que les rudistes, les échinides, les lamellibranches et les moules internes des gastéropodes sont fréquents. Cet ensemble est recouvert de calcaires massifs, gris ou rouges, supposant une alternance de marnes et de marno-calcaires à Orbitolines (A. Degaichia, 2014).

3. L'Albien

Un banc très caractéristique limite cet étage à son sommet : c'est un grès calcaire très dur, majoritairement brun rouille, contenant de nombreux nodules noirs et une faune abondante (ammonites, notiles, bélemnites, bivalves, gastéropodes). Au-dessous de cette marque se trouvent des marnes jaunes, parfois avec des couches de marno-calcaires très siliceuses, avec une patine rouille ou verdâtre. L'épaisseur de l'Albien est de 140 m (G. Dubourdiou, 1948).

4. Le Vraconien

Cette série représentative de vraconien a été décrite par (G. Dubourdiou, 1956) à Boukhadra. Il comprend une série de 600 m d'épaisseur qui ressemble à celle de l'Albien supérieur. Elle est composée de marnes à passées calcaires et de marno-calcaires à empreintes d'ammonites. Dans certains endroits, comme Ouenza et Djebel Slata, le Vraconien transgressif retravaillé des éléments triasiques (Smati, 1986 ; Perthuisot et al. 1988 ; Masse et Thieuloy, 1979 ; L. Sami, 2011).

b) Crétacé supérieur

Ces formations comportent les dépôts du : Cénomaniens, Turonien et Sénonien.

1. Le Cénomaniens

Il est représenté par une série monotone de marnes grises et gris verdâtre avec de nombreuses veines de calcite. Dans les couches supérieures, les marnes se transforment en calcaire marneux à composants gréseux avec des intercalations de calcaires gréseux (0,1-0,3 m). L'épaisseur du Cénomaniens varie entre 600 et 900 m (A. Degaichia, 2014). b) Turonien

2. Le Turonien

Le Turonien est très bien développé, avec une épaisseur de 1000 m (G. Dubourdiou, 1956, 1959). Le fond est composé de calcaire et de marno-calcaires, et on y trouve de nombreuses traces d'Incérâmes. Ces calcaires et marno-calcaires sont suivis par une puissante formation de marnes argileuses riches en ammonites, huîtres, et divers lamellibranches (L. Sami, 2011).

3. *Le Sénonien*

Le Sénonien commence par une formation de calcaires marneux et de marnes du Sénonien inférieur d'épaisseur ne dépassant pas les 300 m (G. Dubourdiou, 1959); suivi par une formation du Sénonien supérieur (Campanien-Maastrichtien), de puissance variant de 200 à 600 m, visible au sud de Tébessa, qui commence par des calcaires marneux du Campanien qui passent à des marnes gypseuses et se terminent par des calcaires massifs à rognons de silex riches en Incérâmes du Maastrichtien (L.Sami, 2011).

C. Le Miocène

Les sédiments miocènes recouvrent en discordance des strates plus anciennes, formant leur couverture. Ils sont constitués de conglomérat, grès, argiles, marnes et calcaires lacustres. L'épaisseur de miocène varie de 50 m à 200 m. L'étude de M. Hamimed (2004) indique l'existence de trois unités miocènes (Burdigala, Langien-Serravalien, et Trutonien), résultant en trois cycles eustatiques avec des conglomérats transgressifs variant selon : Dynamique de dépôt consistant en des cycles de dépôt d'environ 2-3 ordre. Deux grands bassins sédimentaires miocènes ont été identifiés. Il s'agit du Bassin El Ma Labiodau sud et du Bassin El Aouinet Meskiana au nord (M. Hamimed, 2004 ; A. Degaichia, 2014).

D. Le Quaternaire

Les plus anciennes formations continentales appartiennent au Quaternaire supérieur (Dubourdiou, 1959). Celui-ci est représenté essentiellement par des dépôts argileux et conglomératiques. Ces formations quaternaires constituent la plus grande partie du comblement du fossé d'effondrement Morsott-Tébessa dont l'épaisseur est estimée à plus de 170 m (L. Sami, 2011). Il est à noter qu'aucun dépôt pliocène ou pléistocène ancien n'a été observé dans la région. Selon Dubourdiou (1956 et 1959), ce phénomène serait à mettre en relation avec une surrection régionale suivie d'une érosion intense à cette époque (L. Sami, 2011)

III. Etude structural

A. La tectonique

Les Monts du Mellègue appartiennent à l'Atlas du Sahara oriental. Les caractéristiques essentielles qui caractérisent ces montagnes sont :

- les fosses d'effondrement et succession des anticlinaux et synclinaux de la direction de l'Atlas. NE-SW ;

- Emplacement des corps célestes du Trias.

c) Les plissements

Toutes les formations sédimentaires ont été plissées dans la direction NE-Sud-Ouest, qui est la direction de l'Atlas saharien. Ces plis anticlinaux sont souvent percés par le Trias dans leurs charnières. Ils sont recoupés dans la partie sud par des fossés remplis du Quaternaire, orientés N100-N130° (JAUZEIN, 1967) (M. Aoudjehane et al. 1992). Ces plis se traduisent par des stades de compression néogènes. L'âge exact de ces plis est controversé, il se situe entre les époques Eocène et Miocène.

d) La tectonique cassante

Les structures sont cisailées par deux systèmes de failles :

L'une est constituée des failles principales dites "faille majeure", orientées, parallèlement à l'axe des anticlinaux sous l'action du plissement. Les couches molles se plient tandis que les couches dures se détachent dans les dépressions des roches verticales pour s'inverser. Ce système est orienté selon deux directions tectoniques principales : N-E (30°-60°) et N-W (280°-320°). L'autre est constitué des failles de deuxième ordre. Elle se caractérise par une décroissance importante et une décroissance de l'ordre de 60° dans le sens Est-Ouest. Ses failles sont sensiblement perpendiculaires aux failles principales, et les regroupent parfois, facilitant ainsi les concentrations de métallifères (Aouissi. R, 2008).

f) La subsidence

Dans la région des Monts du Mellègue, les dépôts post-Trias et pré-Barrémien ne sont pas connus dans l'affleurement. Cet écart observé s'explique par la grande puissance de la série Ante-aptienne, résultat de l'importante subsidence qui caractérise la Fosse Aurès-Kef (Baghouli, 1974). Dans la fosse, l'épaisseur triasique est estimée à environ 1000m (Alièvi et al, 1971) et (Busson et al, 1989). La force des formations triasiques, y compris le Jurassique, peut dépasser 6000m selon (Alièvi et al, 1971). (Vila, 1980) ont évalué les sédiments du Crétacé supérieures à 5000 m. Des perturbations aptien dans les sédiments enregistrés associés à l'activité diapiriques, qui est active à cet époque. Elle conduit à la formation d'un haut-fond sur lequel se développent des sédiments récifaux (Dubourdiou, 1956 ; Masse et al, 1982 et Bouzenoune, 1993) (L. Sami, 2011)

IV. Manifestation du Trias dans le Sud-Est constantinois

A. Diapirisme et ses conséquences

Des études menées dans le bassin sud-est constantinois montrent la présence d'indices d'activité diapiriques durant les périodes crétacée et tertiaire, voire quaternaire. Ces pointements triasiques dépassent sur une bande de 80 km de long en direction Nord-Est-Sud-Ouest (L. Sami, 2011). Récemment, ces pointes triasiques ont été considérées comme diapiriques par certains auteurs comme Dubourdiou (1956, 1976); Thiebéroz et al. 1976; Bouzenoune (1993) ; et Bouzenoune et al. (1995) et à d'autres Vila et al., (1993) comme un glacier de sel sous-marin avec du matériel triasique réinstallé (L. Sami, 2011). Cependant, Kowalski et Hamimed (2000) ont rejeté cette théorie du « glacier de sel » et ont proposé pour les régions comprises entre Tébessa et Ouenza, un diapirisme polyphasique, associé à une expansion albo-aptienne et mio-plio-quaternaire. Ceci est argumenté par des observations de terrain (D. Boubaya, 2013) :

- Réduction des sédiments albo-aptiens ;
- Contacts verticaux et pénétration avec des séquences antérieures à l'Albien (Barrémien d'Harraba et Sidi Embarka) ou antérieures à celle-ci (Cénomaniens, Turonien et Miocène d'Ouenza : Sator el Hamra, Aïn Sidi Salah, Oulija et Dj. Boukamech. Dans cette zone au sud-est de Constantine, les travaux de terrain et la synthèse des profils géologiques montrent une fréquente activité triasique, qui a enregistré six occurrences (Sami, 2004), de l'Aptien au Présent (Villafranchien) (L. Sami, 2011)

B. Relation Diapirs-Encaissant

Les contacts entourant le Trias sont généralement visibles mais difficiles à interpréter (Bouzenoune, 1993). Ce contact apparaît sous deux aspects : (L. Sami, 2011)

- Elle peut être accentuée par des couches tectoniques qui provoquent la disparition de tranches de terrains : du Barrémien à Mesloula (Dubourdiou, 1959), et de l'Aptien à Ouenza (Bouzenoune, 1993) ; - Sédimentaire, accentué par des agrégations avec des éléments triasiques comme ceux d'Ouenza et de Mesloula (Dubourdiou, 1956, 1959 ; Bouzenoune, 1993). Cet agencement de contact autour du Trias a conduit (Vila, 1993) à poursuivre l'étude du Trias de la frontière algéro-tunisienne. Il distingue trois domaines du Nord au Sud, selon le Trias (D. Boubaya, 2013) :

1- un domaine triasique allochtone sous forme de grands dépôts tectoniques « devant la nappe phréatique ». Ce trias allochtone se rencontre dans les régions de Sédrata et de Souk Ahras ;

2- un domaine avec un « glacier de sel » sous-marin de matériau triasique resédimenté, « de type offshore de Parentis dans le golfe de Gascogne (Curnelle & Marco, 1983) ;

3- un domaine où le Trias montre ses véritables structures diapiriques, au sud de la ligne WSW-ENE qui passe environ à mi-chemin entre El Kouif et Tébessa.

Des inversions de séquence ont été observées à la jonction contenant le Trias, ce qui est le cas pour Djebel Slata (Samati, 1986 ; Perthuisot, 1988), Boukhadra et à M'Zouzia (Othmanine, 1987) et à M'khiriga (Dubourdiou, 1959, Sami, 2004), ainsi que des données gravimétriques fournies par (Zerdazi, 1990).

C. Relation Diapirisme-Tectonique

La tectonique est considérée comme l'un des principaux phénomènes d'apparition des diapirs dans la région de Mellègue. L'étude des Monts du Mellègue (Dubourdiou, 1956) a révélé l'existence de plusieurs groupes de failles d'importance régionale qui jouent un rôle majeur dans la structure actuelle. Certains d'entre eux sont chargés de positionner Trias en surface (K. Chabane, 2015).

A partir de l'Aptien, des failles ont affecté le substratum pré-triasique, facilitant les transgressions marines, ce qui a permis l'accumulation d'épaisses séries sédimentaires associées à d'importante subsidence post-triasiques. Les anticlinaux et les synclinaux brisés sont parallèles ou subparallèles aux directions axiales (K. Chabane, 2015). L'existence de sel sur une grande épaisseur, la puissance de couverture crétacé, la présence de d'accident

profond, sont autant de paramètres actuels, nécessaires à la mobilisation du Trias par halo-cinèse. Ces mouvements ascendants de la matière épargnante se terminent par des périodes des percements. (M. Aoudjehane et al. 1992).

D. Relation Diapirs-Sédimentation

Dans les confins algéro-tunisiens, les masses triasiques extrudées sont bordées par d'importantes séries calcaires rapportées à l'Aptien et attribuées à une sédimentation récifale (Dubourdieu, 1956) (M. Aoudjehane et al. 1992).

Dans la frontière algéro-tunisienne, des blocs triasiques extrudés entourés d'importantes séries calcaires ont été rapportés à l'Aptien et sont attribués à des sédiments récifaux (Dubourdieu, 1956) (M. Aoudjehane et al. 1992).

Les dépôts calcaires d'une structure à l'autre sont synchrones d'Est en Ouest mais présentent une certaine chronologie du Nord au Sud (Masse et Thieuloy, 1979). La série de calcaires de subsidence d'Ouenza datant du Gargasien (Dubourdieu, 1956) ; et les termes affleurant de Boukhadra (Masse et Thieuloy, 1979) et M'zouzia (Othmanine, 1987) de l'ère Clansayésien. Calcaires déposés sur le Trias et recouverts par le Vraconien discordant Albien à Boukhadra (Nédjari, 1984), à Ouenza (Masse, 1982) et à M'zouzia (Othmanine, 1987).

Ainsi, il semble que le dépôt de carbonate de la plate-forme soit contrôlé par le halo-cinèse de la série triasique : L'accumulation sédimentaire peut être liée à un affaissement local sur les bords des tumeurs diapiriques (Sami, 2011).

CHAPIITRE III GEOLOGIE LOCALE

CHAPITRE III GEOLOGIE LOCALE

I. INTRODUCTION

La zone étudiée d'Essouabaa se situe sur la feuille 1/50 000 Oued Kebarit (n° 124), dont la structure géologique fait partie intégrante des Monts du Mellègue. C'est un anticlinal symétrique, s'étendant vers le nord-est. D'une largeur de 2,3 à 3 km, son noyau est principalement composé de marnes argileuses du Cénomaniens cartographiées dans des calcaires gris foncé et des marno-calcaires du Turonien.

Cet anticlinal est structuré en blocs qui délimitent au sol, sept (07) Koudiat du nord au sud :

Koudiat Hadjar El M'rakeb, Koudiat El Hamra, Koudiat 809, Koudiat 826 et Koudiat Es Sebaa El Kahla, Koudiat El Rhirane

II. STRATIGRAPHIE

La zone d'Essouabaa est essentiellement constituée de sédiments mésozoïques du Turonien et du Cénomaniens, sans terrains jurassique. (K. Chabane, 2008).

.Dans le détail, les formations surélevées au sein de ce pli sont représentées uniquement par les dépôts mésozoïques du Turonien et du Cénomaniens. (K. Chabane, 2008).

La série cénomaniens (C1) de la zone d'étude est constituée de deux couches ; inférieure et supérieure. L'assise inférieure est constituée de marnes argileuses gris verdâtre et jaune pâle dont l'épaisseur dépasse 250 m et peut atteindre 900 m sur la frontière algéro-tunisienne (Sami, 2004), ces marnes présentent des empreintes d'Incérâmes avec des intercalations. Marno-gréseuses et marno-calcaire et calcaire gris. Plusieurs Hedbergelles, Ostracodes, sont également décrites dans cet établissement (Sami, 2004). La couche supérieure a une épaisseur qui peut varier de 230 m à 700 m. cette assise débute par un niveau calcaire-marneux gris clair avec une couche de rouille rougâtre, souvent lumachellique, entrecoupée de couches marne argileuse verte riche en foraminifères. Dans les strates lumachelliques, on trouve des traces d'huîtres, de lamellibranches, d'oursins, de gastéropodes et de quelques ammonites non identifiées (Sami, 2004). Le lavage en marne argileuse réalisé par le groupe Rudis en 1972 a donné quelques Globotruncana et Rotalipora (K. Chabane, 2008).

Le Turonien est très bien développé et dépasse l'anticlinal d'Essouabaa. A l'échelle du bassin, sa puissance est relativement stable et peut atteindre 1000 m. D'un point de vue

péetrographique, le Turonien est divisé en 3 formations, qui de bas en haut sont représentées par :

- Formations marneuses et marno-calcaires (C2a, C2b-c) ; Cette formation est d'âge Turonien inférieur et contient un section Cénomanién-Turonien riche en matière organique. Il mesure environ 20 mètres de long et est souvent appelé le faciès Bahloul (Burrolet, 1956, Orgéval, 1986).
- Formations marno-calcaires (C2d) ; Elle est représentée par une soixantaine (60) mètres au Turonien moyen.

Pour le Quaternaire, il y avait des formations détritiques continentales qui recouvraient les pentes des massifs et remplissaient les vallées, celles-ci comprenaient des croûtes calcaires, des puddings stones, des débris, des brèches de pente et des plateaux alluviaux (K. Chabane, 2008).

III. SEDIMENTOLOGIE

Les microfaciès regroupent toutes les caractéristiques sédimentaires et paléontologiques visibles en lames minces, en coquilles ou en tranches au microscope optique ou à la loupe binoculaire (Flügel, 1982). L'analyse du sédiment au microscope permet une détermination plus précise de la teneur en fossiles, de la structure du sédiment et surtout des caractéristiques diagenétiques. Les sédiments carbonatés sont essentiellement composés de lithoclastes carbonatées, biodétritique ou non, qui se forment à proximité ou même au sein du milieu sédimentaire. Les éléments figurés sont particulièrement importants pour expliquer certains facteurs d'ordre différent et les informations qui en ressortent permettent d'apprécier ; l'énergie du milieu par la structure, l'océanité du milieu par la richesse et la diversité des éléments planctonique du large, la profondeur du milieu sédimentaire par la présence, la nature et le mode de transport et de confinement du milieu par la singularité des individus et l'augmentation de la matière organique(K. Chabane, 2008).

IV. TECTONIQUE LOCALE

La région d'Essouabaa fait partie de la région du diapir de l'Atlas du Sahara oriental.

Il s'agit d'un anticlinal orienté NE-SW, avec une pente moyenne sur les bords ne dépassant pas 25°. Il est structuré en blocs délimités au terrain, sept (07) Koudiats dont Koudiat A. Kahla et Koudiat 864 font partie (K. Chabane, 2008).

D'un point de vue structural, la zone d'Essouabaa, présente de nombreuses structures de déformation dont la plupart sont nord-ouest-sud-est, nord-est-sud-ouest, et sont de type décrochant aussi bien dextre que senestre, En outre, il existe également des failles dans les directions N-S et E-W. Ce réseau dense de failles assurera la séparation de la structure étudiée. L'inclinaison des formations est généralement de 15 à 20°, rarement de 25 à 30° sur le flanc nord-ouest de la zone (K. Chabane, 2008).

Des mouvements de direction NW-Sud-Est conduisant à la formation des charriages locaux observés en flanc de l'anticlinal, en rive droite de l'Oued Merah el Bel, les bancs calcaires de la partie supérieure du Turonien inférieur sont poussés dans les marnes du Turonien inférieur. Cénomaniens supérieur, sur une superficie d'environ 4 km (Salmi-Laouar, 2004).

V. PALEOGEOGRAPHIE

Au cours du Crétacé inférieur, les monts du Mellègue faisaient partie d'une vaste province paléogéographique étendue de part et d'autre de la frontière algéro_tunisienne. Au cours de l'Aptien, trois zones principales s'individualisent avec (Dubourdiou, 1956 ; Perthuisot, 1978 Masse et Thieuloy, 1979) :

- Au Nord, une zone subsidente correspondant au sillon tunisien ;
- Au sud et à l'Ouest, une zone à faciès épinéritiques qui se développe sur une aire plus stable (sillon atlasique) ;
- Entre ces deux zones, se forme un plateau moins stable, caractérisé par le développement des diapirs et des faciès urgoniens.

Durant l'Aptien supérieur, la région des Monts du Mellègue a connu le développement de nombreuses plates-formes isolées dont l'architecture est contrôlée par des remontées diapiriques (Dubourdiou, 1956). Le Trias affleure dans toute la région des monts de Mellègue le long des failles et ce même Trias à une intervention synsédimentaire au cours de la sédimentation du Crétacé et a contrôlé l'évolution géodynamique mésozoïque des bassins associés. La montée du Trias, à poussées inégales était à l'origine de zones hautes dont celle de zone de récifs au Nord qui avait contrôlé les milieux, en association avec la transgression cénomaniens Les accumulations rencontrées le long des deux coupes effectuées dans la région d'Essouabaa, présentent généralement des dépôts fins, sombres, feuilletés et parfois laminés. Ils renferment une riche microfaune planctonique (Heterohélix, Whiteinelles et Hedbergelles) avec dépôt de la matière organique. L'ensemble de ces informations

permet d'attribuer à ces faciès un milieu profond, calme et protégé. Ceci converge pour conclure que l'environnement est sous l'influence d'une tranche d'eau à oxygène minimale, oscille de dysaérobie à anoxique. Selon Thurow et al. (1986), l'accumulation de la matière organique et la disposition laminée du microplancton pélagique (critères rencontrés dans notre terrain), le modèle proposé par des remontées périodiques d'eaux en bordure de la plateforme riches en nutriments, favorisent une forte augmentation de la productivité en surface. La matière organique produite en surabondance s'accumule vers le fond où l'oxygène dissous ne suffit plus à sa destruction. Pour chaque laminite, le dépôt continu et lent de matière organique (inter lamines sombres) prouve l'anoxie du fond, confirmée par l'absence de vie benthique, alors qu'en surface les microplanctons (larves planctoniques de bivalves) prolifèrent dans un environnement eutrophique qu'ils vont épuiser rapidement (laminées claires). (kh.chaban, 2008)

La fuite de Trias sous l'effet de la charge lithostratigraphique a permis la subsidence de ce bassin. En conséquence, la planche de bassin était constamment maintenue au-dessous de la limite de la dyaaérobie et le manque d'oxygène était suffisant pour que soit conservée périodiquement la matière organique, toutefois ce taux d'oxygène n'était pas élevé, ce qui a permis l'apparition d'une manière épisodique de la sédimentation feuilletée (kh.chaban, 2008)

VI. Minéralisations d'Es Souabaa

L'anticlinale d'Esouabaa n'est constituée que de sédiments marneux du Cénomane et de calcaires marneux du Turonien. Il a des flancs symétriques avec des pentes ne dépassant pas 25°. Il est affecté de fissures transversales ce qui a conditionné sa structure en blocs. (L. Sami, 2011)

La plupart des accidents tectoniques de l'Est-Nord-Ouest-Sud-Est appartiennent au type décrochant à remplissage de calcite. Dans cette région, une dizaine de manifestations de minéralisation ont été identifiées. Ces indices sont reconnus depuis l'époque coloniale. Durant cette période, quelques travaux de recherche et d'exploitation ont été menés, notamment pour les petits gisements de Koudiat El Kahla, découverts en 1897, et les indices de Koudiat El Rhirane, Koudiat H'djar El M'rakeb, Koudiat 809 et Koudiat 826, la date exacte de sa découverte n'est pas connue faute d'archives disponibles. Certaines archives ne rapportent dans ces Koudiat que la présence de cinabre qui fut exploité peu après sa découverte. Des

traces de cette exploitation sont encore présentes à travers les vestiges d'anciens ouvrages miniers (galeries, rampes, puits) encore visibles sur le site. (L. Sami, 2011)

Trois types de minéralisation caractérisent ce champ d'Es Souabaa :

- a. une minéralisation de fluorite-barytine, fréquente dans les filons de brèche. Elle est très discrète (Sami, 2004).
- b. minéralisation en filons avec de la pyrite, de la célestite, de la marcassite et des traces d'hydrocarbures,
- c. minéralisation filoniennes sulfurées avec galène et sphalérite. (L. Sami, 2011)

Les indices connus dans ce domaine d'Es Souabaa sont répartis du NE à SW, et est :

a- l'indice de Koudiat El Rhirane est situé dans la partie Nord-Est de la courbe accidenté de l'anticlinale d'Essouabaa. Il est essentiellement composé des filons orientés nord-ouest recoupant les calcaires marneux du Turonien. L'épaisseur de ces filons varie de 0,4 à 0,6 m ; leur longueur maximale ne dépasse pas 100 m. La minéralisation reconnue à Koudiat El Rhirane est représentée par le galène, la cérusite et la calamine. Sous une ancienne galerie, creusée en direction de la faille NW-SE, remblayée actuellement, un échantillon prélevé sur les terrils montre la présence exclusive de cinabre (L. Sami, 2011)

b- L'indice H'djar El Mrekeb est situé à environ 1 km au sud-ouest de Koudiat El Rhirane. Il est situé sur le flanc nord-ouest du l'anticlinale d'EsSouabaa dans le calcaire du Turonien. La minéralisation a été reconnue dans une faille transversale biaisée vers le nord-ouest. Il est représenté par une zone concassée, calcifiée et ferruginisée sur une longueur apparente de 150 à 200 m avec une capacité de 0,6 m (L. Sami, 2011)

La minéralisation se compose principalement de galène, de cérusite et de smithsonite. Ces minéraux sont accompagnés de la fluorine et de la fluorine et de la barytine (L. Sami, 2011)

c- - l'indice de Koudiat El Hamra est situé à la bordure Nord-Est du pli d'Essouabaa à 1,5 km au Sud-Ouest de KoudiatH'djarMrekeb. Il est représenté par un certain nombre de filons orientés NW- SE, d'épaisseur 0,20 m à 1,0 m. Il y a des filons de calcite, de nacrit avec un peu de galène et des filons de galène célestine. La célestine se présente en cristaux drusiques prismatiques, sur lequel pousse de la galène et un troisième type de filon au niveau de l'oued El Mrah avec remplissage de célestine en gros cristaux prismatiques associés à de la pyrite, de la marcassite et du bitume(Sami, 2011).

d- l'indice de Koudiat 809 est situé sur la pente accidenté nord-ouest de la crête d'Es Souabâa à 1,2 km au sud-ouest de Koudiat El Hamra. Il est encaissé dans calcaires marneux du Turonien. il correspond à la zone de broyage orientée NW-SE. L'épaisseur de cette zone de broyage est de 0,30 m et sa longueur peut atteindre 150 m. La minéralisation est essentiellement plombifère (galène) en surface devenant zincifère (sphalérite) en profondeur selon les forages récents menée par l'ORGM entre 2002 et 2003(Sami, 2011).

e- l'indice de Koudiat 826 est situé sur le versant Nord-Ouest du convexe d'Es Souabaa à environ 500 m au Sud-Ouest de Koudiat 809. Il s'agit d'une série de filons de calcite nord-ouest-sud-est d'intensité centimétrique à décimétrique et de longueur moyenne de 100 m, collectés dans les calcaires marneux du Turonien inférieur. Ces veines sont remplies de galène et de smithsonite. Cela suggère que la sphalérite existe en profondeur (L. Sami, 2011)

f- l'indice de Koudiat 802 est situé sur le versant NE de l'anticlinale d'Es Souabaa, à 700 m à l'Est de Koudiat 826. C'est une veine de calcite avec une direction de pendage subvertical NE-SW, puissance décimale et longueur ne dépassant pas 50 m. Le processus de minéralisation ne contient que du plomb sous forme de galène et de cérusite (L. Sami, 2011)

g- l'indice de côte 732 est situé sur le versant nord-est de l'anticlinale d'Es Souabaa, à 500m au sud de Koudiat 802. Les caractéristiques de cet indice sont similaires au Koudiat 802(L. Sami, 2011)

h- indice de la cote 760 situé au centre de l'anticlinal d'Es Souabaa à 1 km au sud-ouest de Koudiat 826, dans les marno-calcaires du Cénomaniens. Il s'agit de filonnetssubverticaux auxiliaires de direction Nord-West-Sud-Est et d'épaisseur centimétrique à décimétrique, d'une longueur n'excédant pas 20 m. Ces filonnets sont remplis de calcite, de galène et de calamine.

i- situé à 1,5 km au sud-ouest de Koudiat 826 sur le flanc nord-ouest du convexe d'Essouabaa **Koudiat El Kahla**il est représenté par un réseau de filons de calcite orientés nord-ouest avec des puissances décimétriques et remplis de galène, de sphalérite et d'oxydes de fer(L. Sami, 2011)

j- l'indice Koudiat El Kahla 2 est situé sur le versant Nord-Ouest du l'anticlinal d'Es Souabaa. C'est un chapeau de fer développé sur des calcaires et des marnes du Turonien. Ce chapeau apparaît dans le NNW. Il souligne l'orientation de la veine montrant un angle d'inclinaison de 60°N. Il surplombe sur une largeur variant de 3 à 25 m et sur une longueur de 500 m. L'observation de ce chapeau de fer montre en effet la présence de deux veines de direction nord-ouest-sud-est et nord-est-sud-ouest, de puissance métrique et de longueur ne

dépassant pas 150 m à l'affleurement. Ces veines sont remplies de galène et de sphalérite.(L. Sami, 2011)

En résumé, la minéralisation de la zone d'Es Souabaa s'apparente à celle d'un filon. Deux importants métallotectes contrôlent cette minéralisation de la zone d'Es Souabaa, à savoir :

- Contrôle structurel, représenté par la direction nord-ouest-sud-est des veines.
- Un métallotectopéetrologique et stratigraphique. En effet, la minéralisation est préférentiellement encaissée dans les calcaires marneux du Turonien (L. Sami, 2011)

D'autre part, l'observation montre une nette zonalité verticale avec de la sphalérite en profondeur et de la galène en surface.(L. Sami, 2011)

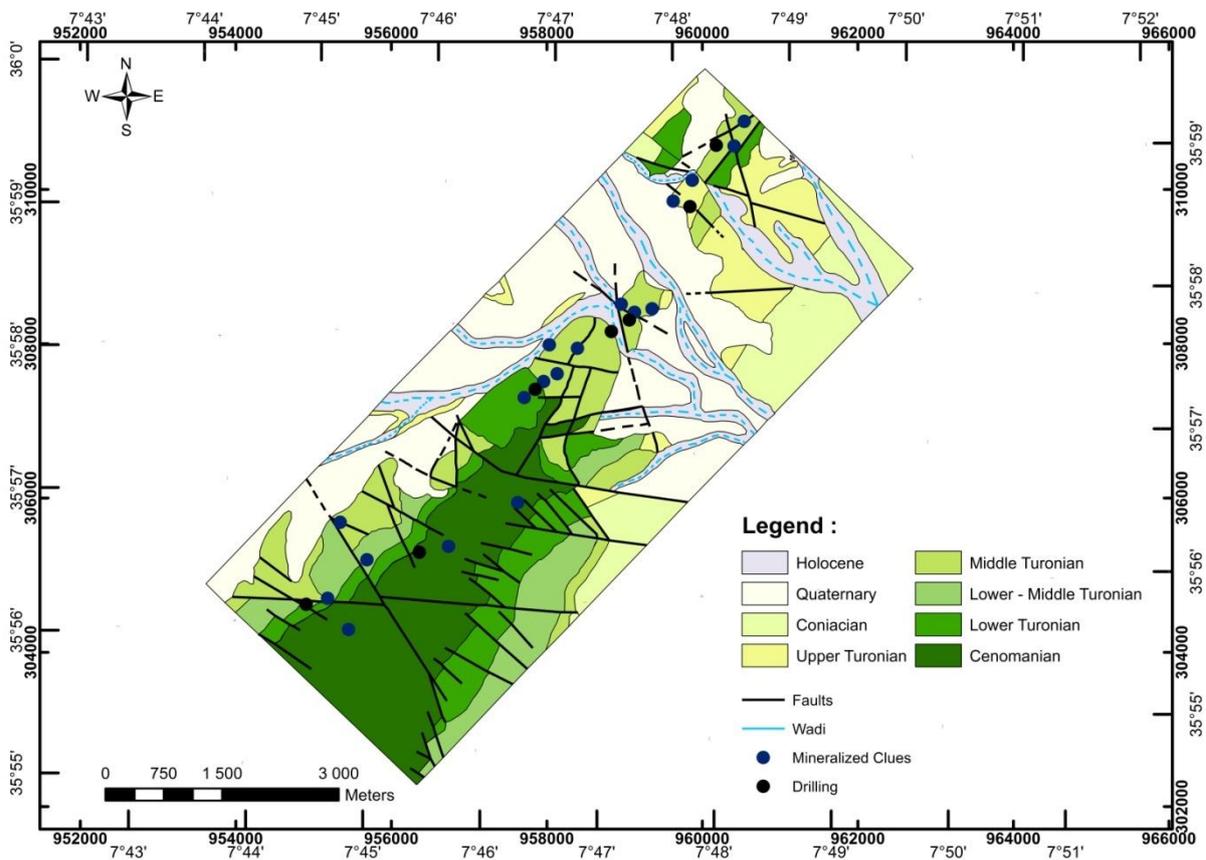


Figure 6 cartes géologiques d'Esouabaa (ORG M) « modifiée »

CHAPITRE IV THÉORIE DES MÉTHODES
GÉOPHYSIQUES UTILISÉES

CHAPITRE IV THÉORIE DES MÉTHODES GÉOPHYSIQUES UTILISÉES

I. INTRODUCTION

Ce chapitre fournit les bases théoriques pour les méthodes géophysiques utilisées dans cette étude. Ce sont la méthode de polarisation provoquée, la méthode gravimétrique et les méthodes électriques à courant continu, des mesures de gravité ont été utilisées en mode reconnaissance. La prospection électrique, quant à elle, a été utilisée en mode de prospection électrique verticale à l'échelle de détail.

II. LEVE GRAVIMETRIQUE

A. Introduction

Les principes théoriques des mesures gravimétriques sont tirés des manuels de géophysique suivants : Cours et exercices modifiés par Dubois et al. 2011

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations spatiales et temporelles du champ gravitationnel de la Terre et des autres corps du système solaire (Dubois et al. 2011). Elle est étroitement liée à la géodésie, dont l'objet est l'étude de la forme de la Terre, la mesure de ses dimensions et de ses déformations. Les mesures gravimétriques sont l'un des domaines fondamentaux de la géophysique. Son champ d'application comprend une variété d'objectifs, parmi lesquels:

- Etude des structures internes à différentes échelles.
- étude des anomalies gravimétriques permet également de caractériser le comportement mécanique de la lithosphère.
- L'étude des variations temporelles de la gravité appartient historiquement au domaine des marées de la Terre et concerne principalement les variations de gravité dues à l'action de la Lune et du Soleil sur la Terre.

- Les changements temporels de la distribution de masse dans le système terrestre modifient la Enfin, la connaissance du champ gravitationnel à la surface de la Terre est nécessaire pour de nombreuses applications de la géodésie spatiale, comme la connaissance des orbites des satellites artificiels.

La densité est le principal paramètre physique de la gravimétrie. Ce paramètre varie selon la nature du milieu géologique.

L'objectif de la méthode est de déterminer la nature géologique du sol à partir des variations du champ gravitationnel terrestre. Toute déformation géologique, comme les anticlinaux, les synclinaux, les failles ou les remplissages quaternaires associés à des roches de densités différentes peut être détectée par l'étude du champ gravitationnel terrestre. Pesanteur et le géoïde.

B. Corrections et anomalies gravimétriques

Il est intéressant de comparer les valeurs théoriques et mesurées pour obtenir des valeurs anomalies que l'on pourra ensuite analyser et interpréter. Cependant, pour effectuer cette opération, nous avons immédiatement rencontré les problèmes suivants :

- Les valeurs théoriques de gravité s'appliquent à la surface de la Terre solide, dont l'enveloppe externe est un ellipsoïde. Mais en général, lorsque vous mesurez, vous n'êtes pas dans cet ellipsoïde mais dans un autre plan (relief, plan, etc.). Vous devez tenir compte de la distance entre la surface dont vous connaissez la valeur théorique et la surface que vous souhaitez mesurer. De plus, le modèle utilisé pour calculer la valeur théorique de la pesanteur ne tenait pas compte de la présence de matière lourde entre ces surfaces, ni de la présence d'eau qui, si elle est en mer, est moins dense que la matière solide. . Vous savez donc qu'il est important d'apporter des corrections. Traditionnellement, on parle de réduction dimensionnelle voire de correction. En fait, les corrections à apporter sont liées à la valeur théorique de la pesanteur, comme nous le verrons. En général, la surface sur laquelle les mesures sont prises est à une certaine hauteur. En effet, jusqu'à récemment, c'est-à-dire avant l'apport de la technique satellitaire, cette altitude n'était connue que grâce à des techniques dites de nivellement liées au niveau moyen de la mer. Par convention, il s'agit de la hauteur dite géoïdale.

a) Correction et anomalie à l'air libre

La correction à l'air libre 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.

Par définition, l'anomalie à l'air libre 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 :

La correction à l'air libre tient compte de l'effet gravitaire de la distance entre les deux surfaces (géoïde et surface de levé) indépendamment de la présence de matière entre les deux surfaces.

Par définition, l'anomalie à l'air libre est la différence entre une valeur mesurée à une hauteur donnée h (comptée positivement vers le haut) et une valeur théorique modifiée qui tient compte de la correction en air libre. Soit :

$$aal = gm - g0 = gm - (g0 - 0,3086h) = gm - g0 + 0,3086h$$

Nous avons constaté qu'en mer, l'anomalie à l'air libre sera simplement :

$$aal = gm - g0$$

b) Correction et anomalie de Bouguer

La correction précédente ne tenait pas compte de la présence de matière solide entre la surface du terrain et le géoïde sur Terre ou dans la mer entre le géoïde et le fond de l'océan.

L'effet gravitationnel d'un plateau infini de densité ρ et de hauteur h est simplement : $\Delta g = 2\pi\rho Gh$

Soit en exprimant h en mètre, ρ en $g.cm^{-3}$ et Δg en milligals

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

Ce terme est connu par correction de plateau ou correction de Bouguer. Reste à savoir si les modifications topographiques autour du point de mesure doivent être prises en compte. C'est ce qu'on appelle la correction de terrain (C.T.). L'attraction causée par le terrain est proportionnelle à la densité ρ du terrain.

Nous pouvons maintenant définir l'anomalie de Bouguer simple et l'anomalie de Bouguer complète. Par définition, l'anomalie de Bouguer simple est la différence entre la valeur

mesurée (comptée positivement vers le haut) à une hauteur particulière h et la valeur théorique modifiée pour tenir compte des corrections à l'air libre et du plateau. Soit :

$$ABS = gm - (g_0 - 0,3086h + 0,0419\rho h) = Aal - 0,0419\rho h$$

$$ABS = gm - g_0 + 0,3086h - 0,0419\rho h$$

Par définition, l'anomalie de Bouguer complète est la différence entre la valeur mesurée à une hauteur h donnée et la valeur théorique corrigée pour tenir compte des corrections d'air libre et de plateau, et des corrections de terrain (CT) soit :

$$ABC = gm - (g_0 - 0,3086h + 0,0419\rho h - \rho T) = ABC + \rho T$$

$$ABC = gm - g_0 + 0,3086h - 0,0419\rho h + \rho T$$

ρT étant les corrections de terrain (toujours positives).

On résume l'anomalie complète de Bouguer reflète l'hétérogénéité de masse sous la surface topographique (ou sous le fond d'océan dans le domaine océanique). Elle est calculée en un point particulier en faisant la différence entre la valeur mesurée de la pesanteur et la valeur théorique en ce point. La figure ci-dessous résume la correction de gravité (Blakely, 1995).

III. LA PROSPECTION ELECTRIQUE:

A. Introduction

Les méthodes électriques de sondage de milieux hétérogènes, tels que le sous-sol ont été utilisées très tôt par Maxwell. Maxwell a proposé l'utilisation de quatre électrodes au lieu de deux pour mesurer la résistance au passage du courant dans les milieux conducteurs. Il faudra cependant attendre 1912 pour que Conrad Schlumberger jette les bases de la prospection électrique, notamment en identifiant la notion de résistivité apparente (Mahammed, 2012).

En effet, son idée était de considérer cette résistivité apparente si le demi-espace est constitué de couches stratifiées. C'est la résistivité d'un milieu uniforme, donnant le même dispositif d'émission et de mesure, le même potentiel. Dans les configurations horizontales, cette valeur dépend de la configuration des électrodes.

D'un point de vue physique, les méthodes de prospection électrique peuvent être classées en quatre groupes :

- méthodes à courant continu ou méthode de résistivité ;
- Méthode basse fréquence dans laquelle des champs électromagnétiques alternatifs à variation lente sont pris en compte.
- Méthode haute fréquence basée sur l'étude de champs électromagnétiques à évolution rapide;

Et les procédés géo-électrochimiques basés sur l'utilisation de champs électriques secondaires.

Les électrodes sont généralement des piquets métalliques enfoncés dans le sol. Les électrodes d'alimentation sont généralement désignées par les lettres A et B, et les électrodes de réception sont désignées par M et N.

Une combinaison d'électrodes d'alimentation et de réception placées d'une manière ou d'une autre sur la surface de la terre s'appelle dispositif de prospection électrique

Le concept de la méthode électrique est simple. Une sonde électrique est posée à la surface de la terre. Il se compose généralement de deux paires d'électrodes d'alimentation et de deux paires d'électrodes de réception.

B. Principe

La prospection électrique consiste à faire circuler un courant dans le sol entre deux électrodes de courant et à mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes proches de l'électrode de courant, dites électrodes de potentiel. Connaissant l'intensité du courant et mesurant la différence de potentiel, il est possible de déterminer la résistivité apparente du sol étudié. Cette résistivité électrique apparente dépend de la configuration des électrodes de courant et de potentiel. La résistivité électrique apparente ρ_a peut être exprimée en fonction de la différence de potentiel.

(ΔV) en Volt et de l'intensité du courant (I) en Ampère.

$$\rho_a = k \times \frac{\Delta V}{I}$$

ρ_a : S'exprime en Ohm mètre : $\Omega.m$.

ΔV : S'exprime en millivolt : mV.

I : S'exprime en milliampère : mA.

K : Coefficient géométrique fonction de la disposition des électrodes.

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}}$$

La résistivité apparente a trois propriétés principales (Dubois et al. 2011):

- ρ_a ne dépend pas de I .
- ρ_a dépend de la configuration géométrique utilisée.
- ρ_a est une sorte de moyenne des résistivités du milieu.

La résistivité apparente ρ_a est également fonction de la résistivité du milieu, de la géométrie des différentes couches et de la géométrie des électrodes. En pratique, plusieurs dispositifs à électrodes sont utilisés.

Wenner, Schlumberger, Wenner-Schlumberger, pôle-pôle, dipôle-dipôle sont les plus couramment utilisés. Le choix du meilleur appareil dépend de la structure à imager, du bruit de fond et de la sensibilité de l'appareil de mesure (Loke, 1994). Diverses propriétés des appareils individuels doivent également être prises en compte. Par exemple, la sensibilité de l'appareil aux changements verticaux et horizontaux, la profondeur de levé effective, la portée horizontale et la force du signal. (La figure :7) représente les dispositifs Wenner, Schlumberger et inter-dipôles

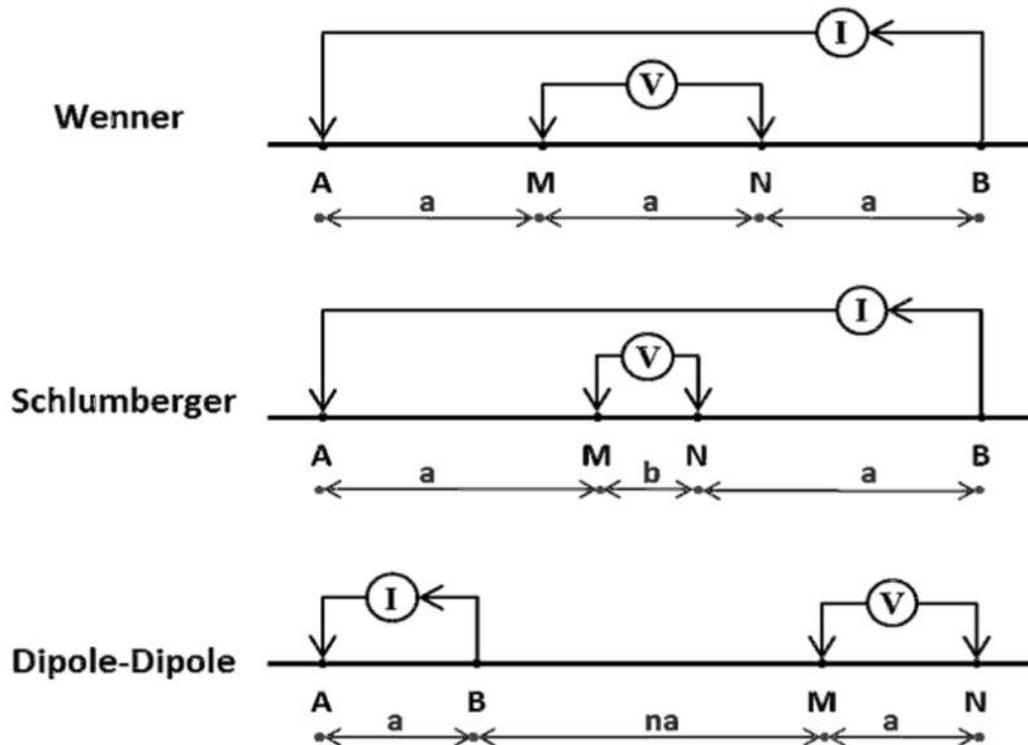


Figure 7 Dispositifs, Wenner, Schlumberger et dipole-dipole

C. Résistance et résistivité

La résistance (R) est la capacité d'un matériau à résister au passage du courant électrique. Elle se mesure en ohms (Ω). La résistance dépend de la taille et de la forme du matériau traversé par le courant.

Doubler la distance parcourue par le courant double la résistance et doubler la section transversale du matériau perpendiculaire au flux de courant réduit de moitié la résistance. La résistance est donc due aux propriétés spécifiques du matériau d'une part et à la forme du matériau par rapport aux deux points où le courant et le potentiel existent d'autre part (PWJ Glover, 2015).

La résistivité ne décrit que les propriétés intrinsèques du matériau liées au flux de porteurs de charge et n'est pas affectée par la géométrie de l'échantillon. Cela correspond à la résistance d'un échantillon de 1 m de long et 1 m² de section. L'unité de résistivité est Ohm.m (Ω m).

Pour un courant continu traversant un matériau isotrope homogène de longueur L et de section A, la résistance et la résistivité sont liées par :

$$\rho = R \frac{A}{L}$$

Avec : R = résistance (ohms) et ρ = résistivité (ohms*m)

Les unités courantes sont l'ohm pour la résistance et le mètre pour la longueur.

L'unité de résistivité est donc l.ohm*m. L'ohm*cm utilisé est de 0,01 ohm.m. conductivité

σ est l'inverse de la résistivité, exprimée en mho/m. Les micromhos/cm ou microsiemens/cm sont principalement utilisés en hydrogéologie.

$$\rho \text{ (ohms*m)} = 10'000 / \sigma \text{ (microsiemens/cm)} = 1000 / \sigma \text{ (millisiemens/m)}$$

Strictement parlant, la loi d'Ohm ne s'applique qu'aux conducteurs métalliques et n'est qu'une approximation pour les gaz et les électrolytes

D. Résistivité des roches

La résistivité peut varier (Fig. III-2).

- 1 à des dizaines d'Ohm.m pour l'argile et la marne
- des dizaines à des milliers d'Ohm.m pour le grès
- 100 à plusieurs milliers d'ohm.m pour les roches calcaires et ignées.

La correspondance entre la résistivité et le sol est un concept très important pour une utilisation pratique. Certains faciès, comme les argiles, peuvent conserver pratiquement la même résistivité sur des centaines de kilomètres. En général, la résistivité des strates n'est pas très constante et peut varier progressivement le long d'une même strate, notamment dans les sédiments quaternaires (Chapellier, 2000).

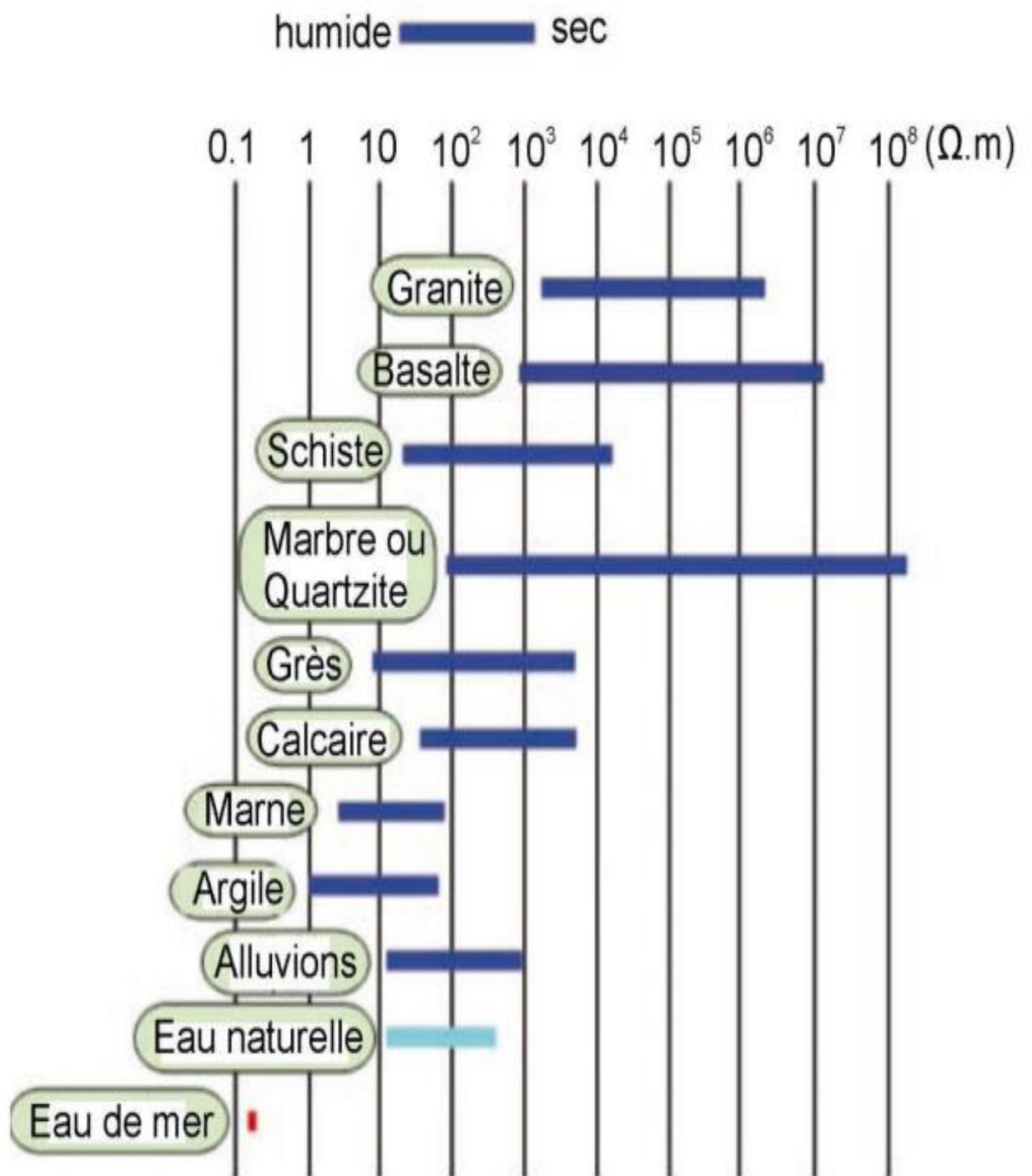


Figure 8 Résistivités de quelques roches (d'après Florsch and Muhlach, 2018).

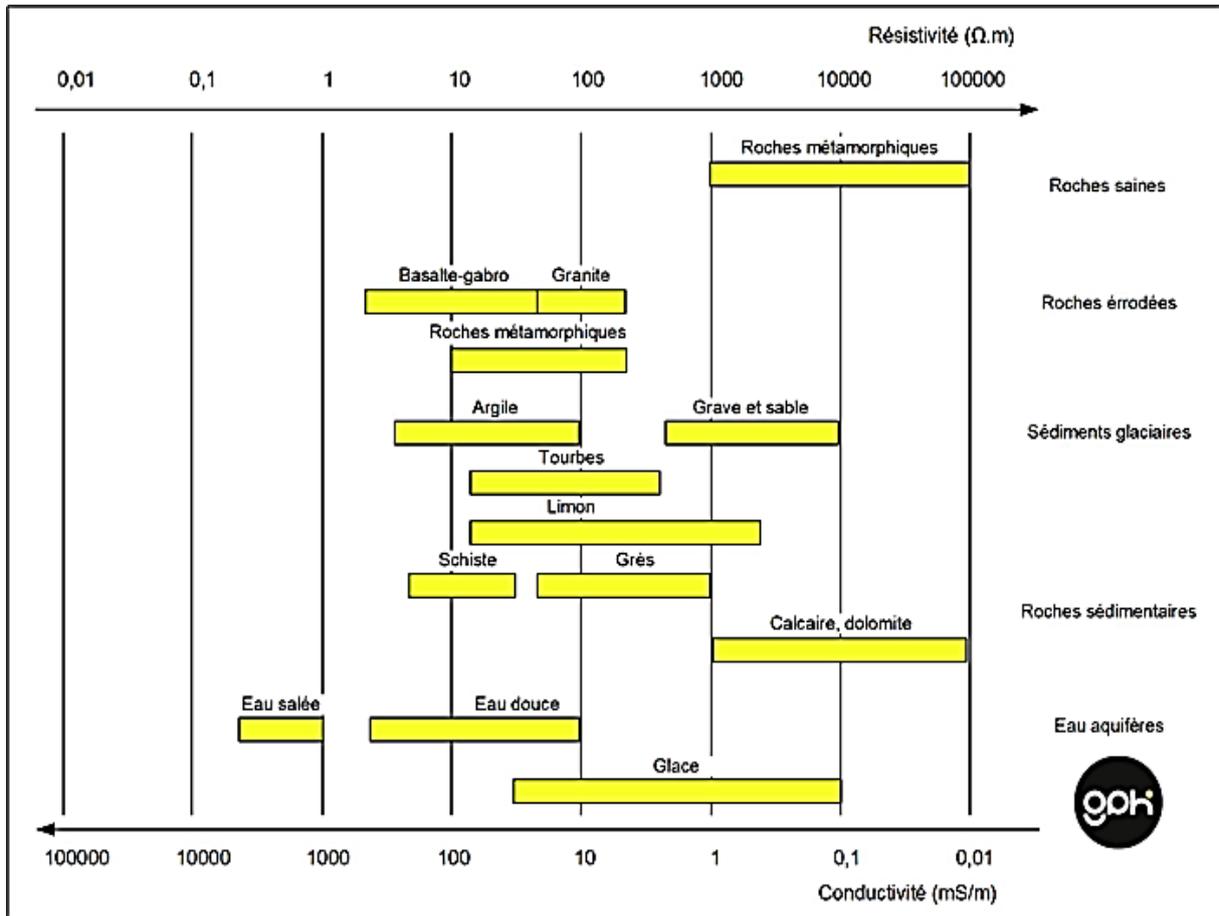


Figure 9 Echelle de résistivité électrique de différents sols.

E. Sondage électrique vertical

Le principe de fonctionnement du dispositif pour procédés électriques a été exposé ci-dessus. À l'aide d'une série de mesures similaires, augmentez progressivement l'écartement de la ligned'alimentation ABr pour atteindre l'efficacité de sondage électrique vertical (SEV). Plus la distance AB/2 est grande, plus le « fonçage » du courant est important et plus la profondeur d'investigation est grande (Fig. 10).

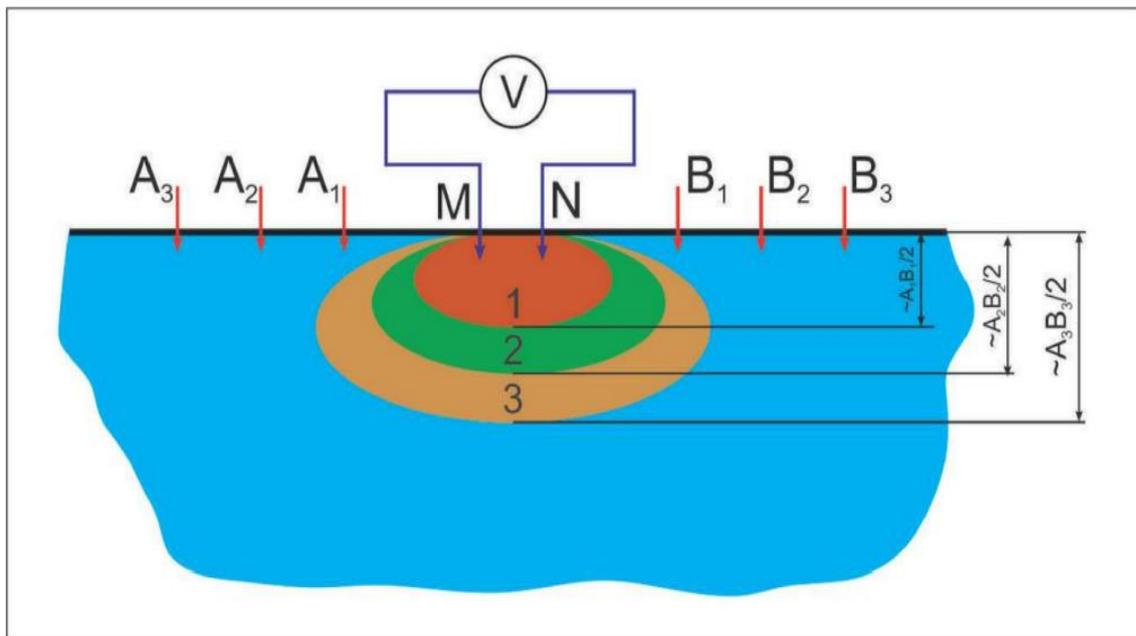


Figure 10 Effet du sondage électrique dans la méthode SEV, d'après Shein et al. 2018.

F. La tomographie électrique.

Cette méthode est relativement récente et doit son développement majeur aux progrès de l'informatique et du traitement mathématique (Marescot, 2008). Depuis quelques années, la tomographie électrique tend à devenir un outil incontournable pour quiconque s'intéresse aux questions environnementales, à l'hydrogéologie, au génie civil, à la géologie, aux matières premières ou encore à l'archéologie. Des applications sont également en cours de développement dans les domaines de la recherche minière, pétrolière et gazière. Le principal avantage de cette méthode est le faible coût de mise en œuvre ainsi que la rapidité de traitement.

Une des limites des sondes électriques vient du fait qu'elles ne prennent pas en compte la variation latérale de la résistivité du sol sous-jacent. La méthode d'imagerie électrique 2D a été développée dans le but d'obtenir un modèle de la couche de sol sous-jacente où la distribution de résistivité varie verticalement et horizontalement le long de la section transversale. Dans ce cas, on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire au profil. Cette hypothèse est raisonnable pour de nombreux corps géologiques allongés, et dans ce cas, la méthode peut être appliquée. Ensuite, il faut essayer de placer les coupes perpendiculairement au corps à étudier, ce qui permettra également de déterminer les vraies dimensions de ce corps.

En théorie, les études 3D devraient être plus précises. Si vous utilisez des dizaines de points de sondage, il vous en faut entre 100 et 1000 pour les profils 2D et des milliers pour les

relevés 3D. Si ce développement améliore considérablement notre connaissance des sous-sols, il pose également quelques problèmes. Des temps d'acquisition énormes, des coûts d'équipement sans cesse croissants et de plus en plus d'interprétations de données. L'imagerie 2D apparaît donc actuellement comme un bon compromis entre l'obtention de données fiables et des coûts d'acquisition et de traitement raisonnables.

1. Acquisition des données de tomographie électrique 2D

L'imagerie 2D utilise généralement un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multiconducteur et placées dans une configuration. Un ordinateur portable, dans lequel la séquence de mesures est programmée, est connecté au boîtier de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour introduire le courant et mesurer le potentiel (Figure 11). Chaque électrode a une adresse numérique unique dans le dispositif, permettant à l'ordinateur de l'identifier. Une chaîne de mesure est généralement créée sous la forme d'un fichier texte contenant diverses informations, telles que le type de dispositif utilisé. Le format de ces fichiers dépend du fabricant. Un câble multiconducteur est connecté au boîtier de commutation. Le contact électrique avec le sol est assuré par des piquets métalliques (acier inoxydable) ou des électrodes spéciales qui éliminent la polarisation spontanée. La distance constante est souvent utilisée d'une électrode à l'autre.

Lors du lancement du processus d'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour introduire le courant et mesurer le potentiel. La mesure est alors enregistrée dans la mémoire de l'ordinateur (ou du résistivimètre). Par conséquent, la majeure partie du temps d'acquisition est passée à attendre que le résistivimètre effectue la séquence de mesure.

Pour le dispositif de Wenner (Figure 11), la première mesure (pour le niveau 1) sera réalisée à l'aide des électrodes 1, 2, 3 et 4 ; les électrodes 1 et 4 serviront à pomper le courant (A et B), et les électrodes 2 et 3 à mesurer le potentiel (M et N). Ensuite, l'ensemble de dispositif parcourra une distance $1/3$ du dispositif.

Les électrodes 2 et 5 seront alors utilisées pour pomper le courant et 3 et 4 pour mesurer le potentiel. Le processus est répété jusqu'à la dernière électrode. Pour le niveau 2 (niveau 2), la taille de l'appareil sera doublée. La première mesure (pour le niveau 2) sera effectuée avec les électrodes 1, 3, 5 et 7 ; les électrodes 1 et 7 serviront à pomper le courant (A et B), et les électrodes 3 et 5 à mesurer le potentiel (M et N). Le processus se répète jusqu'à la dernière électrode

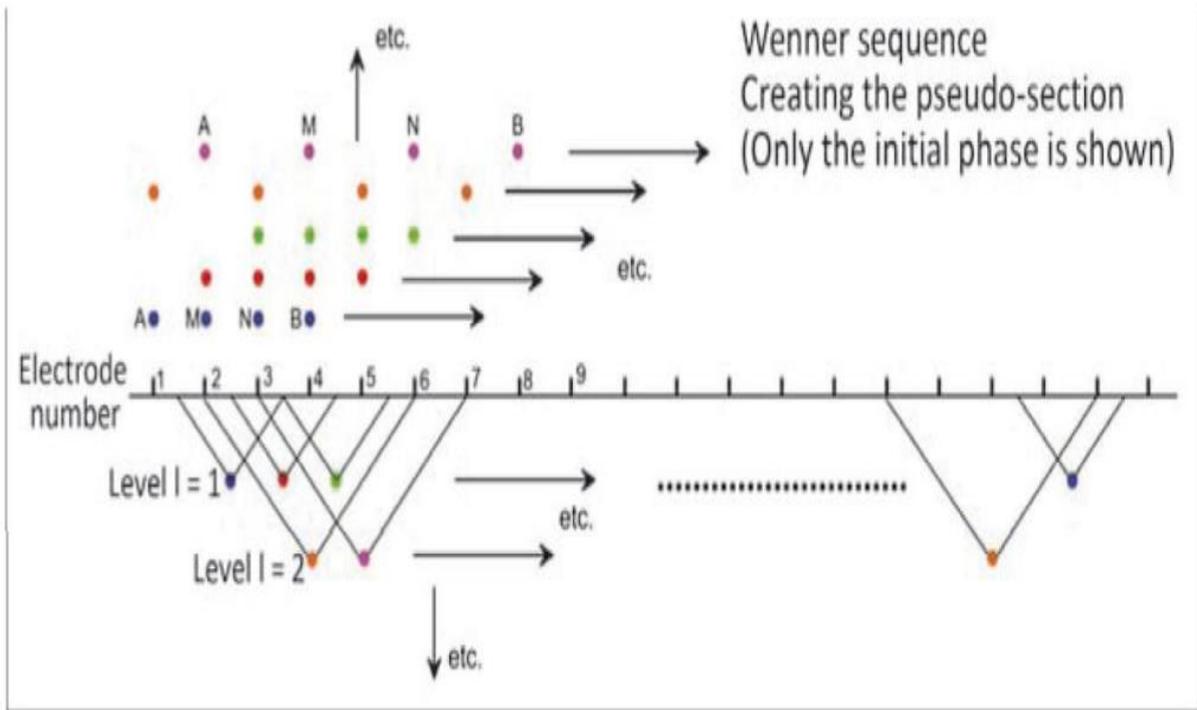


Figure 11: Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour le dispositif Wenner (D'après Florsch and Muhlach, 2018).

IV. La polarisation provoquée

A. Introduction

La polarisation provoquée (PP) est une technique relativement nouvelle en géophysique. Il était principalement appliqué aux recherches générales de minerais et moins aux recherches d'aquifères.

Les mesures de polarisation provoquée sont réalisées à l'aide d'un dispositif utilisant du courant sous forme de créneaux bipolaires séparés par des interruptions d'injection.

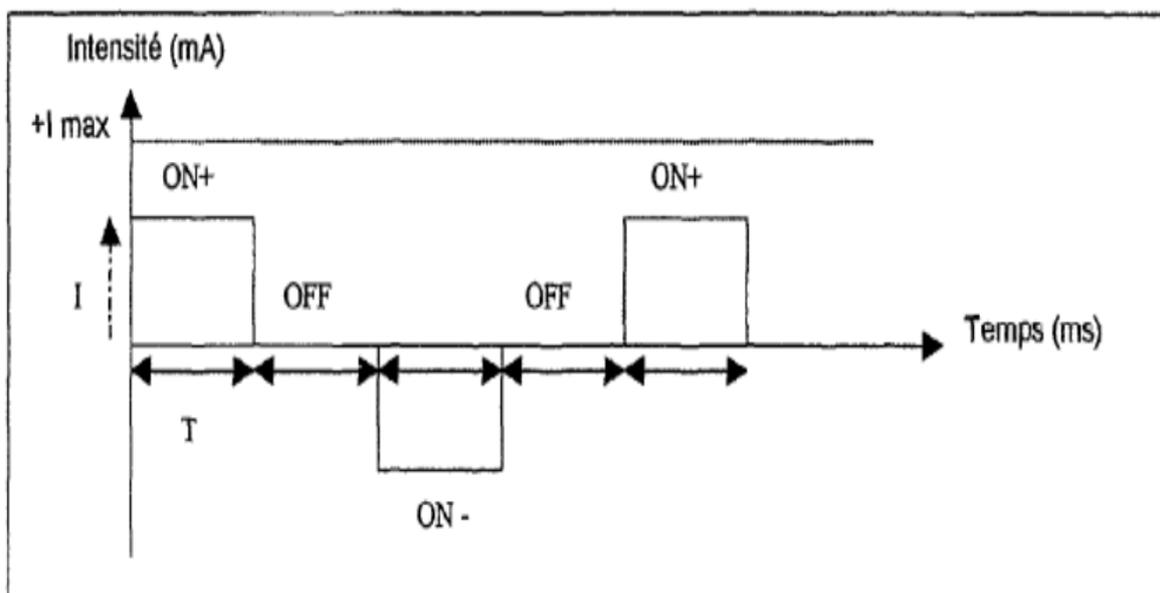


Figure 12 Forme du courant : mode TX-RX Multi-électrodes domaine de temps

Ainsi, à l'aide d'un dispositif ABMN classique, ce type de courant est introduit à la terre entre A et B et on observe que, lors de la discontinuité d'injection, il existe encore une différence de tension entre M et N, cette différence se dissipe plus ou moins rapidement.

Ce potentiel "résiduel" est appelé "polarisation provoquée".

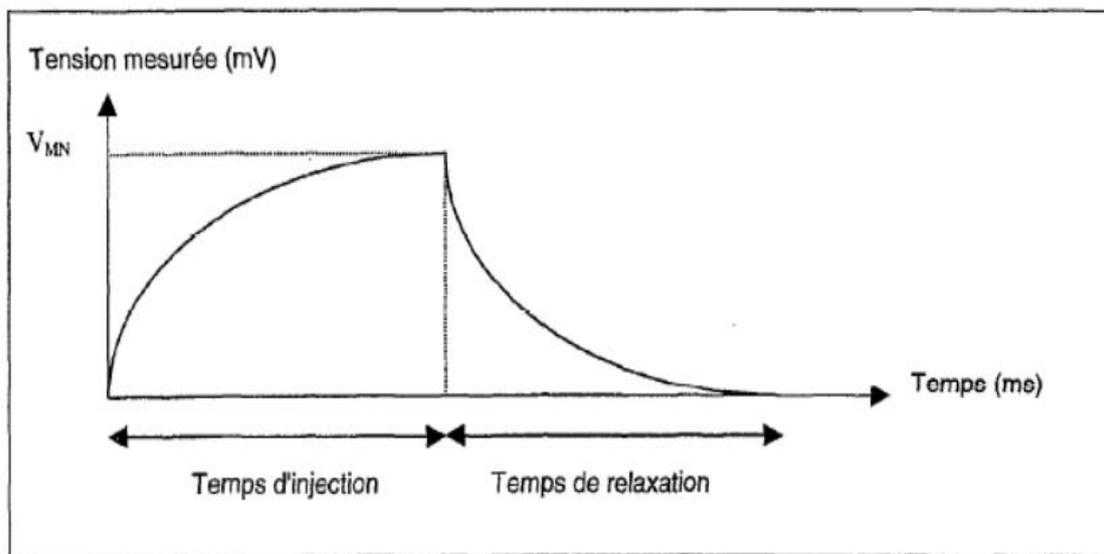


Figure 13 Phénomène de décharge Peu avant 1920, C. SCHLUMBERGER découvre le phénomène de polarisation provoquée, mais ce n'est qu'en 1948 qu'il est appliqué à l'exploration géophysique.

Un type de polarisation, le phénomène de surtension, est connu depuis longtemps en physico-chimie. La polarisation provoquée se traduit par la dépendance de l'impédance à la terre à la fréquence du courant.

Il s'agit d'un phénomène extrêmement complexe, qui peut être comparé de très près à la variation de l'impédance d'un circuit constitué d'une résistance et d'un condensateur en parallèle en fonction des fréquences du courant. Cependant, la courbe de décroissance n'est pas exponentielle, comme dans le circuit RC, et ne commence pas à la valeur de crête du potentiel. Les différences entre les phénomènes en PP et en RC sont présentées (Figure 14).

Dans le domaine fréquentiel, la résistivité apparente du sous sol diminue à mesure que la fréquence du courant augmente, tout comme l'impédance d'un circuit RC parallèle. Cet effet est appelé (dispersion de résistivité).

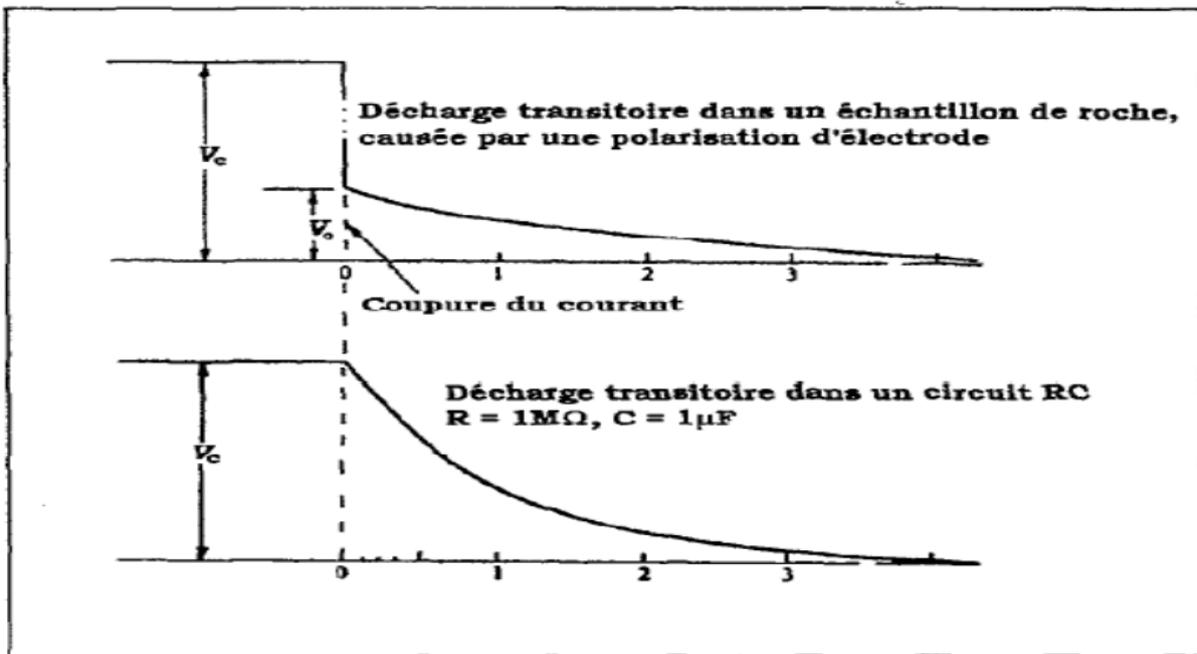


Figure 14: Comparaison des courbes de décharge pour la PP et pour un circuit RC.

B. Les paramètres mesurés en PP

Les mesures de polarisation induite peuvent être effectuées dans le domaine temporel ou dans le domaine fréquentiel (spectral). Les paramètres mesurés sont différents d'un domaine à l'autre (mais ils sont liés par des transformées de Fourier ou de Laplace). En général, les mesures de terrain sont principalement réalisées dans le domaine temporel (Florsch et al., 2012 ; Gazoty et al., 2012, etc.). En effet, l'acquisition est plus rapide, plus facile à mettre en œuvre et les problèmes de couplage sont largement évités. De plus, l'instrument est conçu (séquence d'acquisition programmée) pour que deux pseudo-sections puissent être acquises en un seul démarrage de mesure.

L'un provient de la chargeabilité apparente et l'autre de la résistivité apparente. En revanche, les mesures de laboratoire sont enregistrées dans le domaine fréquentiel, où la résistivité complexe d'un milieu est mesurée sur une large gamme de fréquences (quelques mHz à kHz). Le couplage électromagnétique en laboratoire est faible en raison de la courte longueur des câbles.

a) Mesures dans le domaine temporel

Dans ce domaine, la polarisation du milieu est représentée par une tension secondaire transitoire après interruption du courant appliqué. Pour effectuer ces mesures, un courant pseudo-continu en créneaux rectangulaire (+i 0 -i 0) est injecté pendant une certaine durée (suffisamment longue pour mieux saturer le milieu) et on mesure la différence de potentiel

(Figure13). Schlumberger (1930) a démontré que le potentiel ne revient pas à zéro immédiatement après la coupure du courant d'entrée, mais qu'il décroît rapidement jusqu'à ce qu'une valeur de V_s soit atteinte, après quoi il décroît de manière quasi exponentielle avec le temps. Cette diminution ou relaxation est observée et enregistrée pour calculer la chargeabilité apparente du milieu.

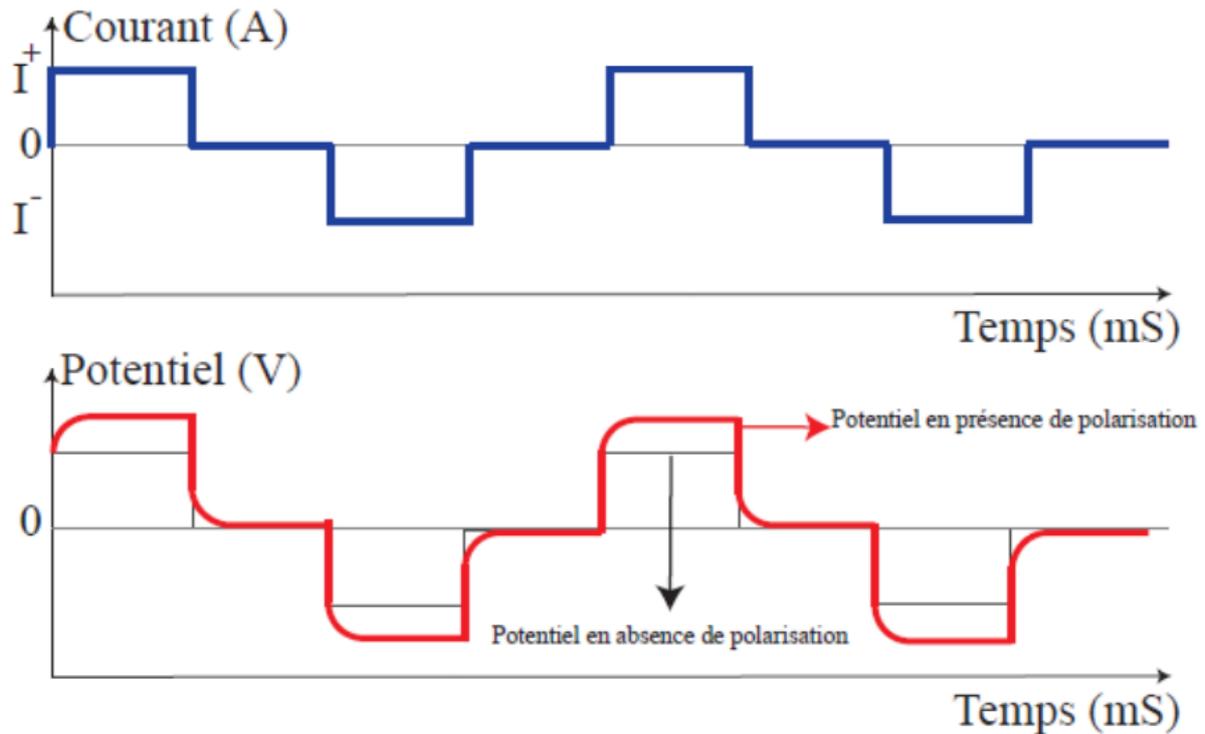


Figure 15 Le courant injecté en Polarisation Provoqué Temporelle (en haut), et le potentiel enregistré (enbas), dans un milieu polarisable (en rouge), et un milieu non polarisable (en noir).

Seigel (1959) a introduit la notion de chargeabilité m pour décrire la polarisation du milieu à l'aide de potentiel secondaire V_s (mV) et d'une tension primaire V_p (mV) mesurées avant l'interruption du courant.

La chargeabilité est exprimée en mV/V et est déterminée par l'équation :

$$m = \frac{V_s}{V_p}$$

V_s devrait théoriquement être mesuré au moment zéro de la panne de courant, mais cela est difficile à réaliser en raison des imperfections matérielles associées aux signaux transitoires générés par les compteurs lors des pannes de courant. En pratique, la mesure du potentiel

secondaire démarre après un certain temps $Mdly$ (delay time en anglais). Par exemple, Syscal Pro commence à mesurer 20 ms après une coupure de courant.

De ce fait, les appareils mesurent souvent une grandeur différente du taux dit de chargeabilité partielle M_i , défini comme :

La figure (16) montre le principe de mesure de la capacité de charge partielle selon le manuel Syscal Pro. La capacité de charge apparente Ma est l'intégrale de la zone en-dessous de la courbe de décharge, cette chargeabilité est la somme des chargeabilités partielles calculées selon l'équation :

$$M_i = \frac{1}{(t_2 - t_1)V_{p_{t_2}}} \int_{t_2}^{t_1} V_{s_t} dt$$

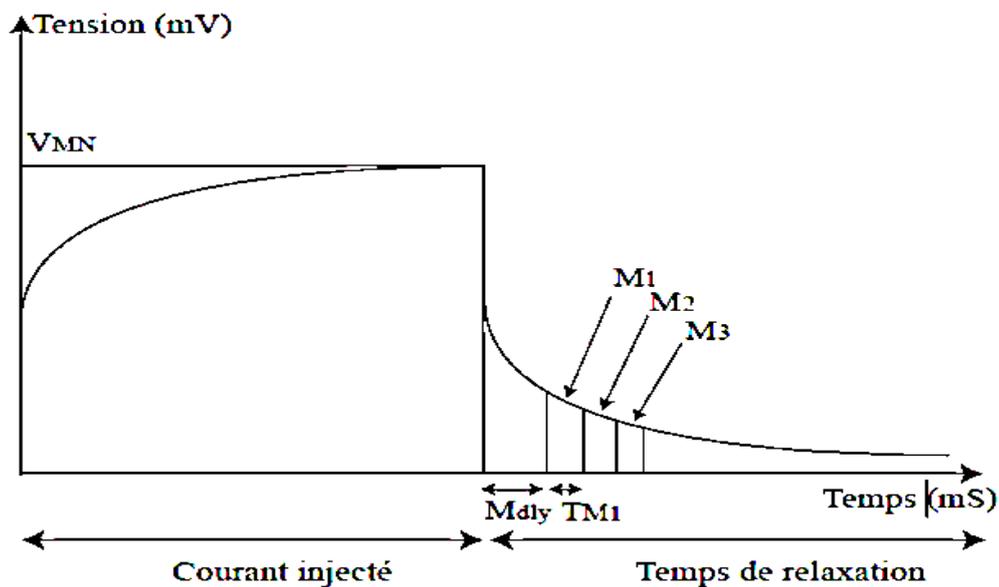


Figure 16 Le principe des mesures de chargeabilité partielle à partir de la courbe de décroissance (dessin d'après le manuel du Syscal Pro).

$$Ma = \frac{\sum_{i=1}^n M_i T_{Mi}}{\sum_{i=1}^n T_{Mi}}$$

Où n est le nombre des chargeabilités partielles mesurées (20 chargeabilités mesurées avec le Syscal-Pro).

- Mesures dans le domaine spectral

Dans ce domaine, la polarisation du milieu est observée à l'aide de la diffusion basse fréquence de la résistivité complexe $\rho^*(\omega)$. Ces mesures consistent à injecter un courant alternatif sinusoïdal d'une certaine fréquence, provoquant une différence de potentiel dans le milieu. Cette différence de potentiel est sinusoïdale, mais avec un retard par rapport au courant injecté (figure 15). Le déphasage entre le courant injecté et la différence de potentiel mesurée indique directement la polarisation du milieu. Les ohmmètres complexes mesurent deux paramètres de base :

Amplitude $|\rho|$ Phase ϕ (les équivalents sont les parties réelles et imaginaires) de la résistivité complexe dans la gamme de fréquences de 1 mHz à 20 kHz (pour le dispositif SIP FUCHS III de Radic-Research, utilisé pour effectuer nos mesures en laboratoire) :

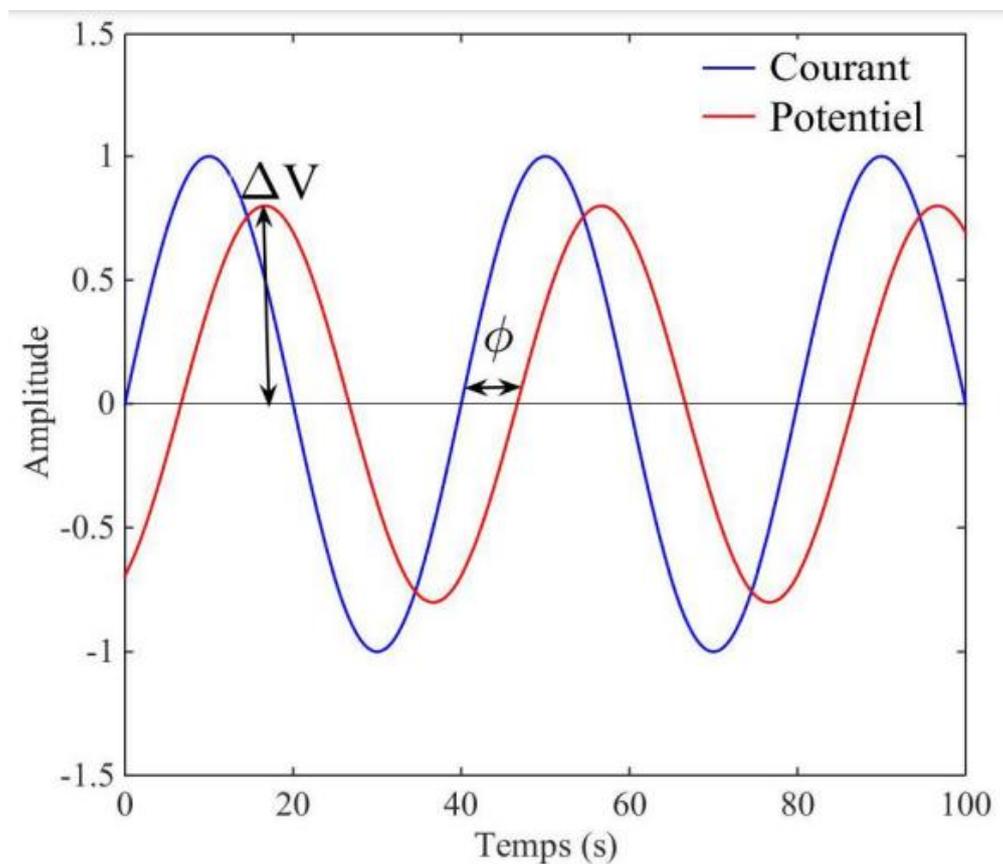


Figure 17 Les signaux injecté et mesuré en Polarisation Provoqué fréquentielle

$$\rho^*(\omega) = |\rho| \exp(i\phi)$$

$$= \rho'(\omega) + i\rho''(\omega)$$

$$\text{Avec : } |\rho| = \sqrt{\rho'^2 + \rho''^2}$$

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\rho''_{\omega}}{\rho'_{\omega}} \right)$$

La conductivité complexe σ^* , la résistivité complexe ρ^* et la permittivité complexe ϵ^* contiennent des parties liées à la dispersion à basse fréquence. Ces trois valeurs effectives sont liées par la formule suivante :

$$\sigma^* = \frac{1}{\rho^*} = i\omega E^*$$

Les mesures complexes de résistivité in situ sont encore limitées par des problèmes de couplage électromagnétique. Cependant, d'autres paramètres sont calculés en fonction du changement de résistivité avec la fréquence. Ces paramètres sont :

"Effet de fréquence FE" et "Facteur métal MF". Le principe de mesure de ces deux paramètres est de faire des mesures de résistivité à deux fréquences différentes (f_1 et f_2 , où $f_1 < f_2$). Ces deux paramètres ont longtemps été utilisés pour justifier la polarisation du milieu.

– l'effet de la fréquence (FE) : c'est la différence entre la résistivité mesurée en courant continu (ρ_{dc} où $f_1 = 0$) et la résistivité mesurée à une autre fréquence (courant alternatif, $f_2 \neq 0$) normalisée par la résistivité en courant continu (Telford et al, 1990) :

$$FE = \frac{\rho_{dc} - \rho_{ac}}{\rho_{dc}}$$

Ce paramètre peut être exprimé en pourcentage selon la relation : $PFE = 100FE$

– Le facteur métallique (MF) est déterminé par :

$$MF = 2\pi \times 10^5 \left(\frac{\rho_{dc} - \rho_{ac}}{\rho_{dc} \rho_{ac}} \right)$$

Marshall et Madden (1959) montrent que ce paramètre est moins affecté par la résistivité du milieu.

Ce paramètre est largement utilisé en exploration minière car il est sensible au niveau de particules métalliques dans l'environnement.

C. L'origine des signaux mesurés en PP

La polarisation est le mécanisme qui décrit le déplacement local ou la réorientation des charges de liaison lorsqu'un champ électrique externe est appliqué. De nombreuses recherches

fondamentales ont été menées sur des milieux polarisables aux propriétés différentes, et quatre principaux types de polarisation sont utilisés à des fréquences inférieures à 1 MHz. Ces mécanismes sont :

- a- La polarisation d'électrode (e.g. Wong, 1979 ; Merriam, 2007 ; Revil et al., 2015c).
- b- La polarisation de la double couche électrique (e.g. Leroy et al, 2008 ; Vaudelet et al, 2011b).
- c - La polarisation de membrane (e.g. Marshall et Madden, 1959 ; Vinegar et Waxman, 1984 ; Titov et al,2002).
- d - La polarisation d'interface (polarisation de Maxwell-Wagner) (e.g. Chelidze et Gueguen, 1999 ; Lesmes et Morgan, 2001 ; Chen et Or, 2006).

Chacune de ces sources de polarisation est discutée plus en détail dans les paragraphes suivants :

a) Polarisation d'électrode

Ce type de polarisation est lié à la coexistence de deux types de conduction : conduction électronique fournie par les électrons dans les minéraux métalliques et conduction ionique fournie par les ions dans la solution porale. En l'absence de champ électrique extérieur, les particules métalliques sont dans un état neutre. Lorsqu'un champ électrique externe est appliqué à ce système, les charges positives (cations) et les charges négatives (anions) dans la solution interstitielle se déplaceront à travers l'électrolyte dans des directions opposées. Ainsi, les cations et les anions ont tendance à se séparer et à s'accumuler à l'interface métal-électrolyte (Marshall et Madden, 1959 ; Wong, 1979). C'est le cas où il n'y a pas d'oxydation dans le milieu, l'interface est alors polarisable à 100% et il n'y a pas de courant faradique. La densité de charge nette du côté de la solution détermine la distribution des électrons du côté du métal. Couper le courant ou changer le sens du courant induit une expansion des charges vers leur état d'origine, ce qui produit une dilatation temporelle de la différence de potentiel pendant un temps limité (dilatation time) et conduit à la caractéristique de la charge mesurée. Décroissance dans le domaine temporel. esuré au domaine temporel.

b) Polarisation de la double couche électrique

L'existence d'une double couche électrique entre les phases solide et liquide provoque une polarisation dans de nombreux matériaux. Certains matériaux ont une surface chargée

intrinsèquement (généralement des particules de quartz chargées négativement ou des plaquettes d'argile, etc.).

Lorsque ces particules entrent en contact avec un électrolyte contenant des ions et en l'absence de champ électrique extérieur, une région de forte concentration de charge opposée à la charge à la surface de la particule se forme autour des particules, ceci pour restituer la charge -neutre. Cette région est divisée en deux parties selon la concentration de charge et la mobilité de celle-ci. La première partie est appelée la couche Stern (la couche compacte). Il se caractérise par une forte concentration de charges avec une forte liaison aux charges de surface des particules. Le plan de Helmholtz externe (plan de Helmholtz externe ou OHP) délimite généralement les couches sévères et diffuse. La deuxième couche est la couche dite de diffusion (couche de Gouy-Chapman). Cette couche est caractérisée par des charges mobiles et une concentration ionique plus faible que la couche de Stern, mais reste supérieure à celle de l'électrolyte libre. Derrière la couche de diffusion se trouve l'électrolyte libre, où s'établissent les conditions d'électro-neutralité. L'épaisseur de la double couche électrique est généralement très fine par rapport à la taille des grains (par exemple Revil et Florsch, 2010). La structure à double couche électrique ci-dessus est déjà établie par attraction électrostatique et chimique en l'absence d'un champ électrique externe. En appliquant un champ électrique externe E , la charge de la double couche électrique (Stern et diffuse) est déplacée tangentiellement à la surface de la particule (eg Schwarz, 1962 ; Lesmes et Morgan, 2001).

Le mouvement de ces charges vers ou hors du champ électrique (selon la polarité de ces charges) va polariser la double couche électrique (figure 18). Lorsque le courant est déconnecté, la rétrodiffusion de charge de la double couche électrique se produira (Revil et Florsch, 2010). La contribution des deux couches électriques à la réaction totale du milieu est difficile à séparer, mais l'effet de la couche compressive est plus important du fait de la plus forte concentration de charge (Lesmes et Morgan, 2001).

Dans le domaine fréquentiel, ce mouvement de charges à la surface des particules est à l'origine de la conductivité de surface (cette conductivité est dépendante de la fréquence (Lesmes et Frye, 2001)). La polarisation étant dans ce cas liée au mouvement tangential des charges à la surface des particules, il est possible d'établir une relation pour le temps de récupération en fonction de la taille des particules et du coefficient de diffusion des charges dans la double couche électrique et plus précisément la couche de Stern (Schwarz, 1962 ; Revil et Florsch, 2010).

c) Polarisation de membrane

Cette polarisation correspond à un type de filtration des ions dans les régions topographiques interstitielles et étroites de l'environnement. En général, les minéraux non métalliques (quartz, argile, etc.) sont chargés négativement et entourés d'une double couche électrique. Ainsi, dans un environnement contenant des trous étroits ou des particules très proches, les parties externes de la double couche électrique (la couche de diffusion) se chevauchent (Okay et al, 2014) et définissent des régions sélectives qui empêchent le passage des ions avec la même charge que la surface chargée des grains.

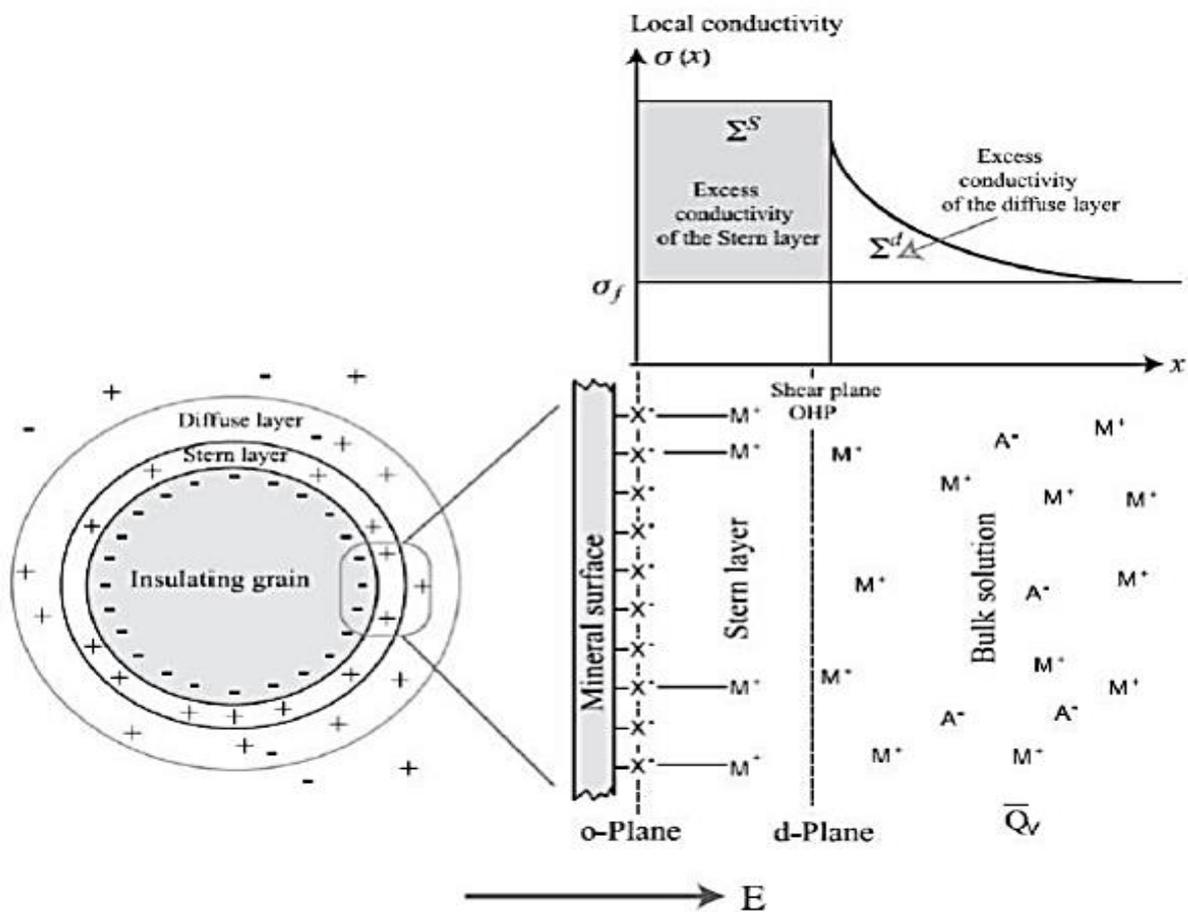


Figure 18 Représentation schématique de la double couche électrique construite autour d'un grain isolant (dessin d'après Revil et Florsch (2010)).

Les particules restent séparées et peuvent déplacer des ions (régions non sélectives ou inactives) (Vinegar et Waxman, 1984). L'effet d'un champ électrique externe provoque le déplacement d'anions et de cations dans l'électrolyte libre jusqu'à ce qu'ils se rejoignent en des endroits de la région de sélective où la mobilité des différentes charges va produire un

gradient de concentration des charge des deux cotesdes zones sélectives . Lorsque le champ électrique est déconnecté, ces charges se détendent à leurs états d'équilibre d'origine. La relaxation des charges à l'état initial induit un courant électrique, qui forme la réaction PP du milieu. Par conséquent, la polarisation membranaire est particulièrement importante en présence d'argiles, qui sont souvent constituées de très petits espaces poreux. Cependant, la polarisation de membrane était plus forte pour des concentrations d'argile relativement faibles (car la dispersion des particules augmenterait le nombre de régions sélectives (Slater et al, 2006). Pendant longtemps, cette polarisation a été liée à la présence d'argile dans le milieu. Mais des études récentes ont démontré l'existence d'une polarisation membranaire dans d'autres milieux (Titov et al, 2002), toujours liée à la présence de gorges fines ou de grains très proches les uns des autres.

d) Polarisation d'interface

L'effet Maxwell-Wagner ou polarisation interfaciale se produit dans des milieux hétérogènes contenant différentes phases (solides, liquides et/ou gaz). Les interfaces entre ces phases aux propriétés électriques différentes créent des discontinuités dans le mouvement des porteurs de charge électriques au sein du milieu. Lorsqu'un champ électrique externe est appliqué à un tel milieu non homogène, les charges libres se déplacent dans des directions opposées vers l'interface (discontinuité électrique), présentant un contraste de conductivité électrique et/ou de permittivité diélectrique.

Cette accumulation de charge crée des dipôles électriques (Chen et Or, 2006). La relaxation de ces charges accumulées à leur équilibre électrique initial, après arrêt du champ électrique appliqué, produit un signal de polarisation provoquée.

Ce phénomène se produit généralement à des fréquences supérieures à 1 kHz (Leroy et al., 2008 ; Tabbagh et al., 2009 ; Vaudelet et al., 2011b).

Ce mécanisme de polarisation dépend du contraste des propriétés électriques des constituants du milieu (Lesmes et Morgan, 2001) et de l'organisation spatiale de ces phases. Elle est donc liée à des facteurs de formation (Revil et Florsch, 2010)).

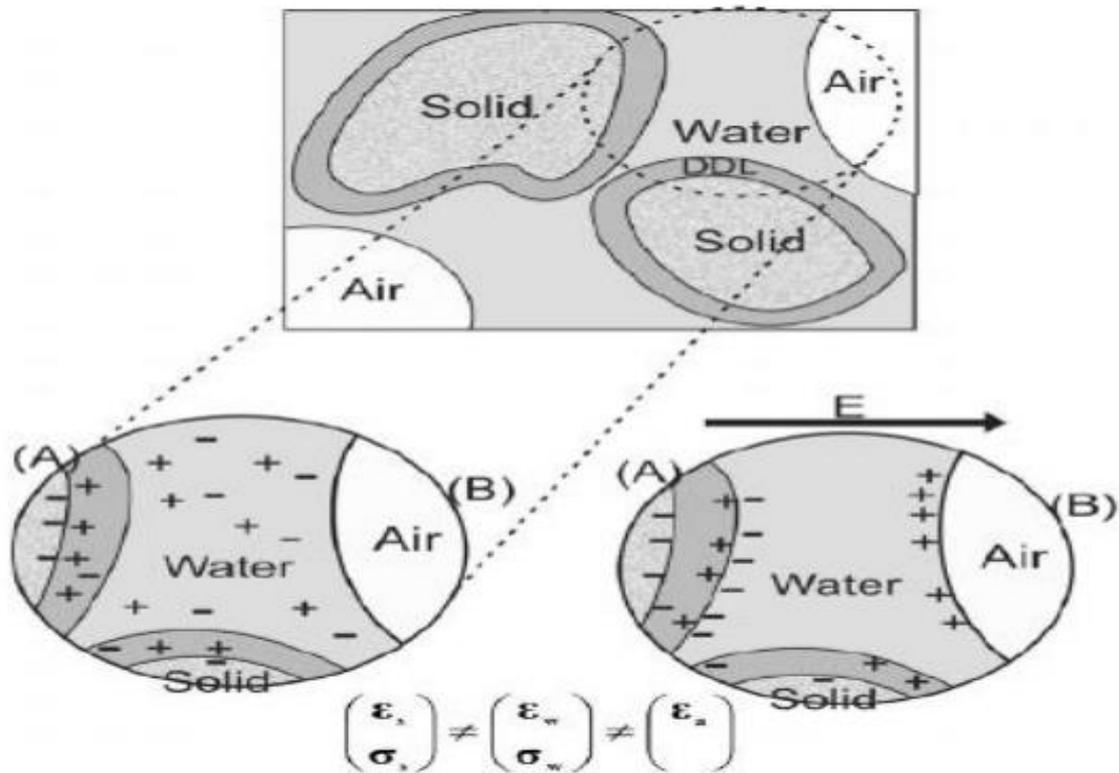


Figure 19 Polarisation d'interface (effet M-W) dans un sol ; (A) alignement des charges associées à l'interface solide-liquide sous l'influence d'un champ électrique externe ; (B) l'accumulation des charges à l'interface liquide-air. Extrait de Chen et Or (2006).

Il est important de préciser que ces quatre types de polarisation (polarisation des électrodes, polarisation membranaire, polarisation double couche et polarisation interfaciale) se superposent pour donner la réponse globale du milieu. Il est difficile de faire la distinction entre ces différentes sources de signal (dans la gamme de fréquences mHz à kHz). En effet, dans tous les cas, il existe une sorte de diffusion de charge (relaxation de charge) en fonction de sa mobilité. A noter que Marshall et Madden (1959), dans leurs travaux sur l'origine de la polarisation, affirment qu'il est impossible de faire la distinction entre polarisation d'électrode et polarisation de membrane.

D. Les applications de la méthode de polarisation provoquée

La polarisation provoquée a une histoire d'utilisation dans l'exploitation minière (Scott et West, 1969 ; Pelton et al., 1978 ; Nelson et Van Voorhis, 1983), mais le nombre d'applications du PP dans différents domaines (écologie , hydrogéologie, génie civil et l'archéologie) a encore beaucoup à se développer ces dernières années grâce aux développements des appareils de mesure et à l'augmentation des recherches destinées à relier les observations de mesures de liaison PP aux paramètres physiques et pétrophysiques du

milieu . Dans la suite de cette section, nous présentons quelques exemples d'applications du PP basé sur la fréquence en laboratoire et temporelle sur le terrain.

CHAPITRE V : METHODOLOGIE
D'ACQUISITIONS DES DONNEES
GEOPHYSIQUES

CHAPITRE V : METHODOLOGIE D'ACQUISITIONS DES DONNEES GEOPHYSIQUES

I. Introduction

Ce chapitre expose la méthodologie d'acquisitions des données géophysiques et gravimétrique régionale (1988) par un levé gravimétrique plus détaillé au 1 :25000 et les données de prospection électrique de détail sur le secteur dessouabaa

II. Travaux géophysiques antérieurs

Les méthodes géophysiques réalisées sont : la gravimétrie, la PP-GM, le dipole-dipole et les sondages électriques verticaux (SEV)

Le levé gravimétrique a été réalisé avec une maille de 250 ×50 perpendiculairement à la structure anticlinale. Le gravimètre utilise est de marque SODIN, pour éviter l'influence luni-solaire, la durée de travail a été limitée à une heure et demi pour chaque boucle.

(PP-GM) le dispositif utilise est le gardien moyen a rectangle .pour chaque rectangle, les lignes démission AB de longueur 600m ont été implantés perpendiculairement aux structures géologiques. Les électrodes de réception sont distantes de 25-50 m

Le dipole-dipole axial, avec cette méthode on a réalisé des coupes de polarisation provoques correspondant à plusieurs profondeurs d'investigation n variée entre 6 et 8

Sondage électrique vertical (SEV). Les sondages électriques verticaux ont été effectués sur l'anticlinale Essouabaa pour confirmer les éventuelles anomalies par la PP-GM et la gravimétrie

III. Méthodologied'acquisition des donnés géo-électrique

a) La polarisation provoquée

La méthode d'acquisition des données géophysiques de polarisation provoquée (PP) est une technique utilisée en géophysique pour caractériser les propriétés électriques des sous-sols. Elle est principalement utilisée dans l'exploration des ressources minérales, la recherche d'eau souterraine et l'étude des géo matériaux.

Voici les étapes générales expliquées dans la méthodologie d'acquisition des données de polarisation provoquée :

- Planification de l'étude : Avant de commencer l'acquisition des données, une planification détaillée de l'étude est effectuée. Cela implique de définir les objectifs de l'étude, de choisir les sites d'acquisition, d'évaluer les conditions environnementales et de préparer l'équipement nécessaire.
- Installation des électrodes

Principe

La polarisation provoquée (PP) consiste à injecter un courant électrique dans les terrains et à mesurer leur effet capacitif (ou chargeabilité), en mesurant la relaxation électrique de ceux-ci après arrêt de l'injection.

Cette mesure peut être réalisée de deux manières principales : dans le domaine temporel (PPT), ou dans le domaine fréquentiel (PPF)

D'un point de vue pratique cette mesure est réalisée, comme la mesure de résistivité, à l'aide de quatre électrodes reliées à un résistivimètre

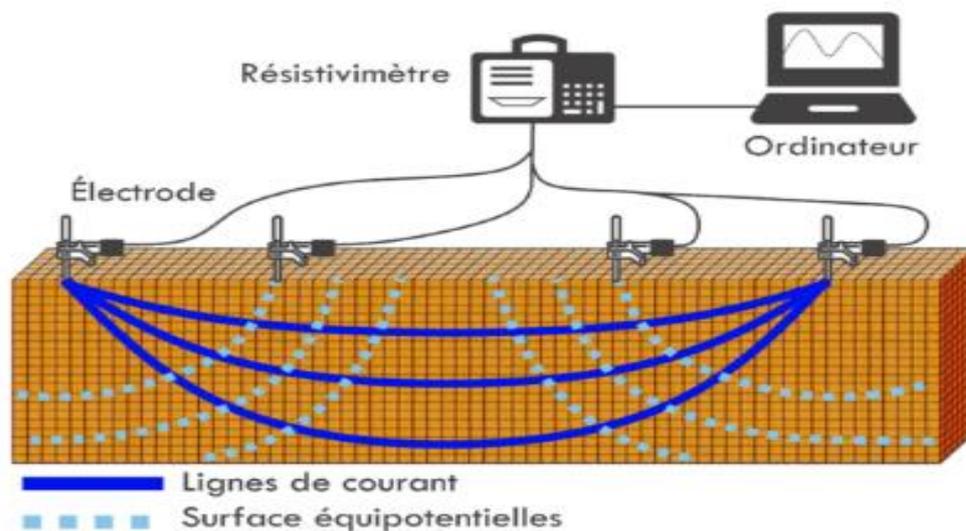


Figure 20 : Principe de fonctionnement de la polarisation provoquée(GexplOre, société de services géologiques et géophysiques)

Valeur mesurée

La chargeabilité (en mV/V), liée à de nombreux facteurs comme la composition minéralogique, la perméabilité, la porosité.

Résultats obtenus

Des profils, coupes et cartes de chargeabilité (GexplOre, société de services géologiques et géophysiques)

b) Dispositif dipôle - d dipôle axiale

Ce dispositif est un peu différent des deux premiers (Schlumberger et Wenner) puisque les électrodes M et N sont en dehors de A et B mais toujours dans la même ligne (Fig. 19).

Chaque paire d'électrode a une constante mutuelle de séparation égale à a

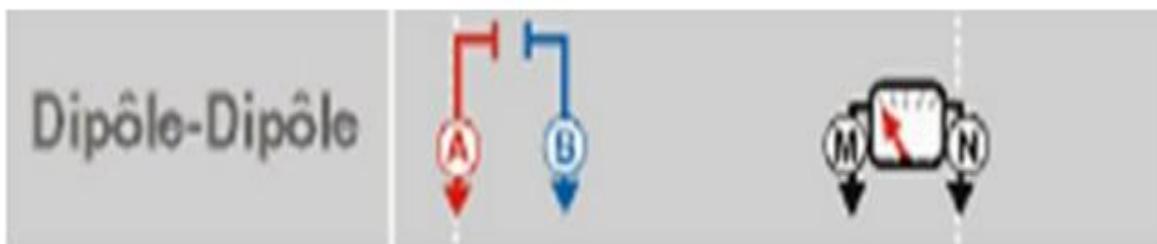


Figure 21 : Représentation schématique de la configuration dipôle - dipôle axiale

Si la distance entre les deux électrodes internes B et N est un multiple de a (soit $n \cdot a$), la résistivité apparente est égale à : $\rho_{app} = \pi n a (n+1) (n+2) \Delta V / I$. Le coefficient géométrique K est alors : $K = \pi n a (n+1) (n+2)$ (Cours : Méthodes de prospection électrique, Riad ahmadi)

IV. Méthodologie d'acquisition des données gravimétrique

Voici les étapes générales de la méthodologie d'acquisition des données gravimétriques :

- Préparation sur le terrain : Organisez les ressources nécessaires, y compris l'équipement de mesure, les équipes de terrain et les permis éventuels. Vérifiez les conditions météorologiques et préparez les itinéraires d'acquisition.
- Positionnement des stations de mesure : Déterminez les emplacements des stations de mesure en utilisant des méthodes de positionnement précises telles que le GPS

(système de positionnement global). Les stations doivent être réparties de manière appropriée sur la zone d'étude, en tenant compte de la résolution spatiale requise.

- Mesures gravimétriques : Installer les gravimètres aux stations de mesure et effectuer les mesures. Les gravimètres doivent être correctement nivelés et stabilisés pour obtenir des mesures précises. Les mesures peuvent être prises à des intervalles réguliers ou à des emplacements spécifiques en fonction du plan d'acquisition.
- Contrôle de qualité et calibrage : Effectuez des mesures de contrôle de qualité pour vérifier la précision des mesures. Calibrez les gravimètres régulièrement en utilisant des références connues pour assurer la fiabilité des données.
- Traitement et analyse des données : Une fois les données acquises, elles doivent être chargées et analysées. Cela peut inclure la correction des dérives instrumentales, la suppression des erreurs environnementales telles que les effets de marée ou la topographie, et la conversion des données brutes en anomalies gravimétriques.
- Interprétation des résultats : Analysez les anomalies gravimétriques obtenues pour identifier les structures géologiques, les variations de densité ou d'épaisseur, et d'autres informations pertinentes en fonction des objectifs de l'étude

CHAPITRE V : RESULTATS ET INTERPRETATIONS
DES DONNEES GEOPHYSIQUES

CHAPITRE V : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES GEOPHYSIQUES

I. INTRODUCTION

Nous avons repris tous les travaux géophysiques de sondage électrique (SE) et de gravimétrie réalisés dans la région d'Essouabaa. Les sondages électriques ont été réalisés par l'ORGM(2002) dans le cadre de projet prospection polymétallique de secteur Essouabaa. Les données gravimétriques sont extraites du levé gravimétrique réalisé par l'ORGM (1988)

II. II. ETUDE GRAVIMETRIQUE DE LA REGION D ESOUABAA

A. Carte de l'anomalie de Bouguer

Le levé gravimétrique a été réalisé avec une maille de 250×50 perpendiculairement à la structure anticlinale. Il a été établi avec une densité de réduction égale à 2,5g/cm³. Les valeurs de l'anomalie de Bouguer varient entre un minimum de (-28,6) m Gal et un maximum de (-24,3) m Gal. Ces valeurs négatives sont dues probablement à l'effet de la racine crustale (D'après le principe d'Isostasie au sens d'Airy). On voit clairement sur cette carte un gradient régional N-E. Pour exclure le gradient, nous avons prolongé la carte de Bouguer vers une altitude de 3Km

La couleur bleu sur la palette de couleur indique les faibles valeurs de l'anomalie de Bouguer entre (-28,6) m Gal et (-27,6) mGal

Les couleurs jaune +vert correspondent aux valeurs intermédiaires de la d'anomalie de Bouguer entre (-27,6) m Gal et (-25,9) m Gal

Les valeurs maximales de l'anomalie de Bouguer sont indiquées par la couleur rouge entre (-25,9) m Gal et (-24,3) m Gal

Koudiet el hamra et koudieth'djarmrakeb et koudiet809 et koudiet 826 sont situés dans une zone forte anomalie de Bouguer en couleur rouge et rose entre (-25,9) m Gal et (-24,3) m Gal

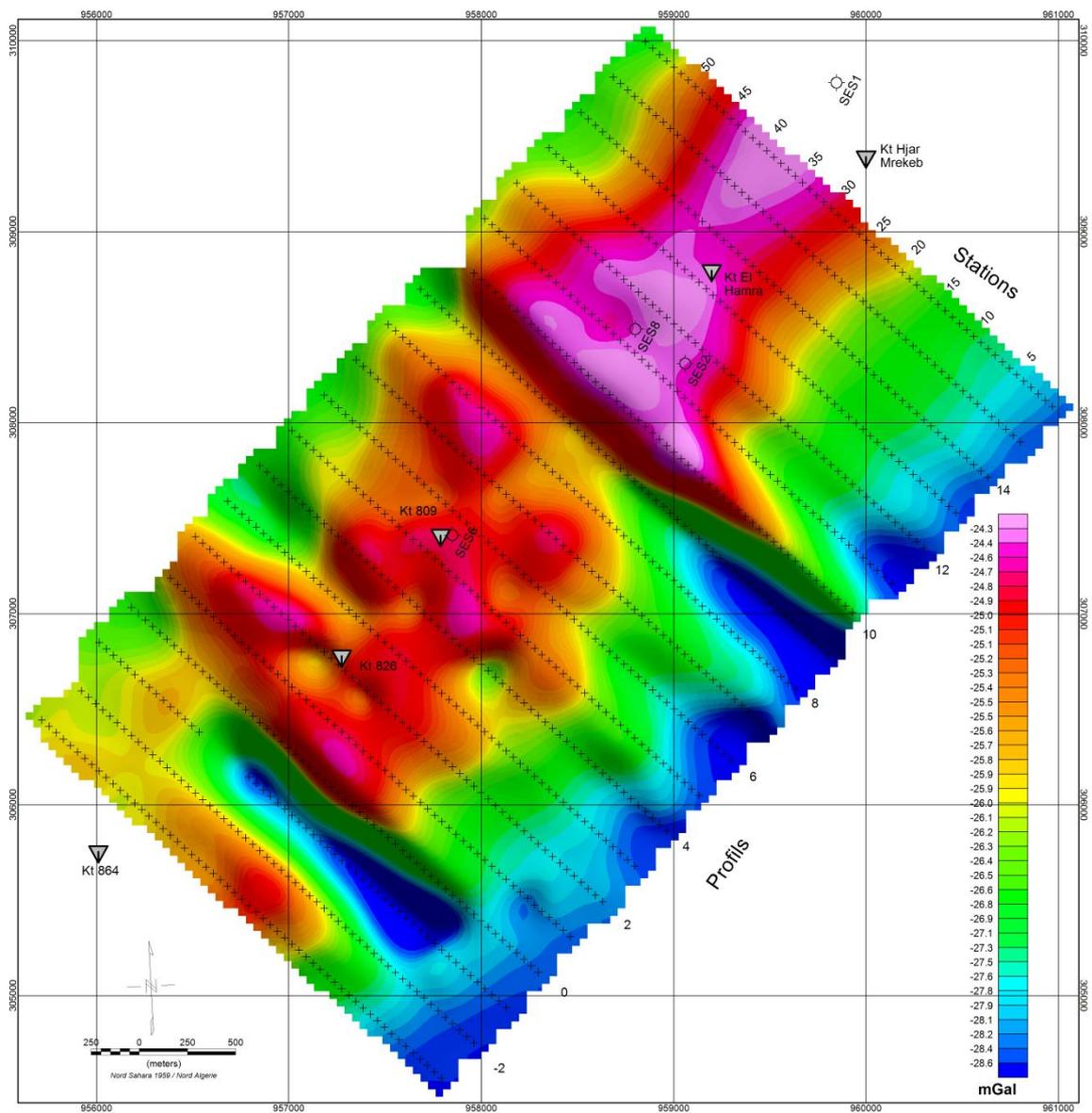


Figure 22 : Carte de l'anomalie de Bouguer sur le secteur Essouabaa

a) Séparation des anomalies

L'anomalie de Bouguer prend en compte aussi bien les effets gravifiques des structures profondes et étendues que ceux provoqués par des structures superficielles locales. Aussi, l'élimination de l'effet régional provoqué par les structures profondes est l'une des opérations d'interprétation les plus importantes en gravimétrie (Belhia, 1990). Cependant, quand on parle

d'une anomalie régionale provenant de structures profondes et étendues, il faut avoir à l'esprit le rapport qu'elle a avec l'échelle de la région étudiée. Dans une campagne gravimétrique, le choix de l'anomalie régionale est prépondérant. Dans la mesure où l'on ne connaît généralement pas la géométrie des interfaces profondes, pour déduire leur effet gravimétrique en surface, on a le choix entre diverses méthodes indirectes (Martlet, 1999). De nombreuses publications (Grant et West, 1965 ; Mesko, 1965 ; Ku et al, 1971 ; Nettleton, 1976 ; Telford et al., 1986 ; Wessel, 1998 ; Keating et al., 2011) ont été consacrées à cette étape délicate du traitement gravimétrique. Toutes ces publications ont pour point commun de considérer que les grandes longueurs d'onde du signal ne sont dues qu'à des interfaces profondes, (ce qui n'est pas parfaitement vrai, puisqu'une source superficielle de grande extension pourra également avoir un effet de grande longueur d'onde). Néanmoins, parmi ces méthodes on trouve par exemple :

- le filtrage des courtes longueurs d'onde du signal,
 - le retrait au signal du champ prolongé vers le haut,
 - le retrait au signal d'une surface lissée approximant le champ à une échelle régionale, - le retrait au signal d'un champ en harmoniques sphériques
- Dues aux effets du contraste de densité et de la géométrie, les longueurs d'onde contenues dans la résiduelle et celles contenues dans la régionale se chevauchent. La séparation résiduelle/régionale est souvent incomplète (Annicchione, 2000).

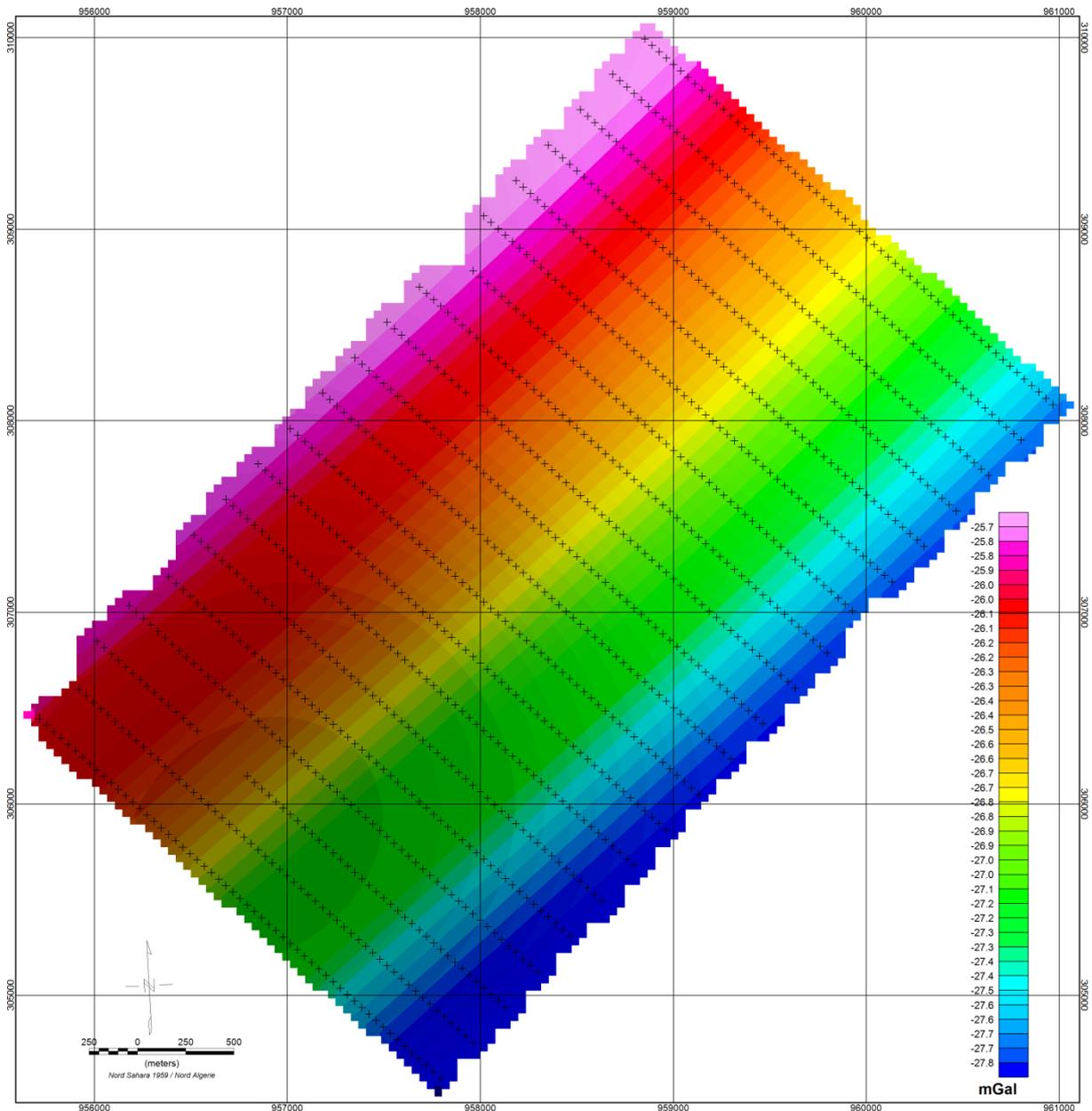


Figure 23 : la carte d'anomalierégionale de secteur Essouabaa

L'existence de plusieurs techniques de séparation des anomalies montre qu'ils subsistent encore quelques problèmes non résolus dans ce domaine (Nabighian et al. 2005). Il n'y a aucune "bonne méthode" pour mettre en évidence les cibles d'intérêt. Le problème de séparation des anomalies est loin d'être résolu et selon Baranov (1957), il est peu probable que l'on puisse trouver un jour une solution unique, acceptée par tous et valable dans tous les cas. Zerdazi (1990), dans son étude originale, a estimé le gradient régional par trois(3) méthodes : (1) la méthode analytique de Fourier, (2) la méthode analytique de Baranov (1954) et (3) le calcul par un polynôme du troisième degré.

Cependant, sur les trois régionales établies, ils subsistent encore des anomalies de grandes longueurs d'ondes comme par exemple le minimum ovoïde dans la partie SW de la carte résiduelle ou le maximum à l'extrémité NE de la zone d'étude (Zerdazi, 1990, p.126).

Bien qu'aucune méthode ne puisse assurer l'estimation de l'effet régional, pour la séparation des anomalies, nous avons utilisé le prolongement vers le haut pour lequel les résultats sont satisfaisants.

B. Description de l'anomalie résiduelle

Partons de la relation bien connue:

Anomalie résiduelle = Anomalie de Bouguer - Anomalie Régionale

Les valeurs de l'anomalie résiduelle varient entre (-1,24 m Gal) et (2,11 m Gal). Les valeurs sont enregistrées sur la carte et sur certaines failles. Les valeurs maximales sont enregistrées sur le centre de la carte (NE-SW). Probablement les anomalies coïncident avec l'axe anticlinal d'Essouaba car les roches anciennes et denses sont proches de la surface.

Il faut signaler qu'une anomalie intéressante située entre le profil 0 et 1 et entre les stations 25 et 38 coïncide avec l'anomalie de chargeabilité.

La couleur bleu sur la palette de couleur indique les faibles valeurs de l'anomalie résiduelle entre (-1,24) et (-0,30 mGal)

Les valeurs maximales (1,00) et (2,11 m Gal) sont indiquées par la couleur rouge

Koudiet el hamra et koudiet djarm rakeb et koudiet 809 et koudiet 826 sont situés dans la zone de forte anomalie résiduelle en couleur rouge et rose

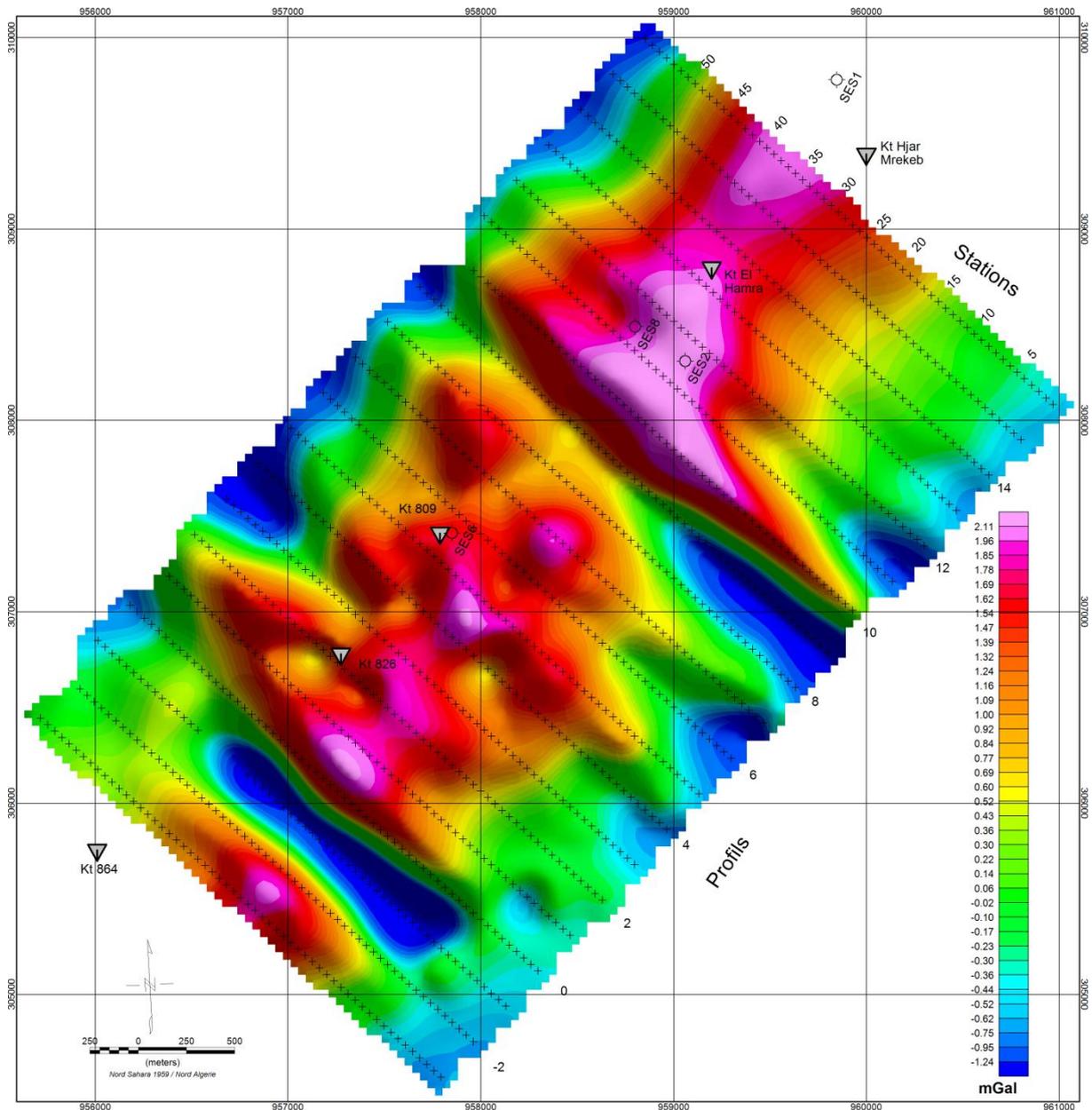


Figure 24 :Anomalie résiduelle de la région d'Essouabaa

III. Etude géo-électrique d'Essouabaa

Le levé électrique sur le secteur Essouabaa été réalisé avec le dispositif symétrique (AB= 600 ; MN=25m) (13) Profil de p-2a p10)

On a mesuré 2 paramètres : résistivité +chargeabilité

Le paramètre de résistivité apparente

Les valeurs de résistivité varient entre un minimum de (3Ω .m) et un maximum de (828 ,0 Ω .m)

La couleur bleue sur la palette de couleur indique les faibles valeurs de résistivités

Les valeurs maximum de résistivité indiquent par la couleur rouge et rose

La couleur jaune et vert indique les valeurs intermédiaires de résistivité apparente

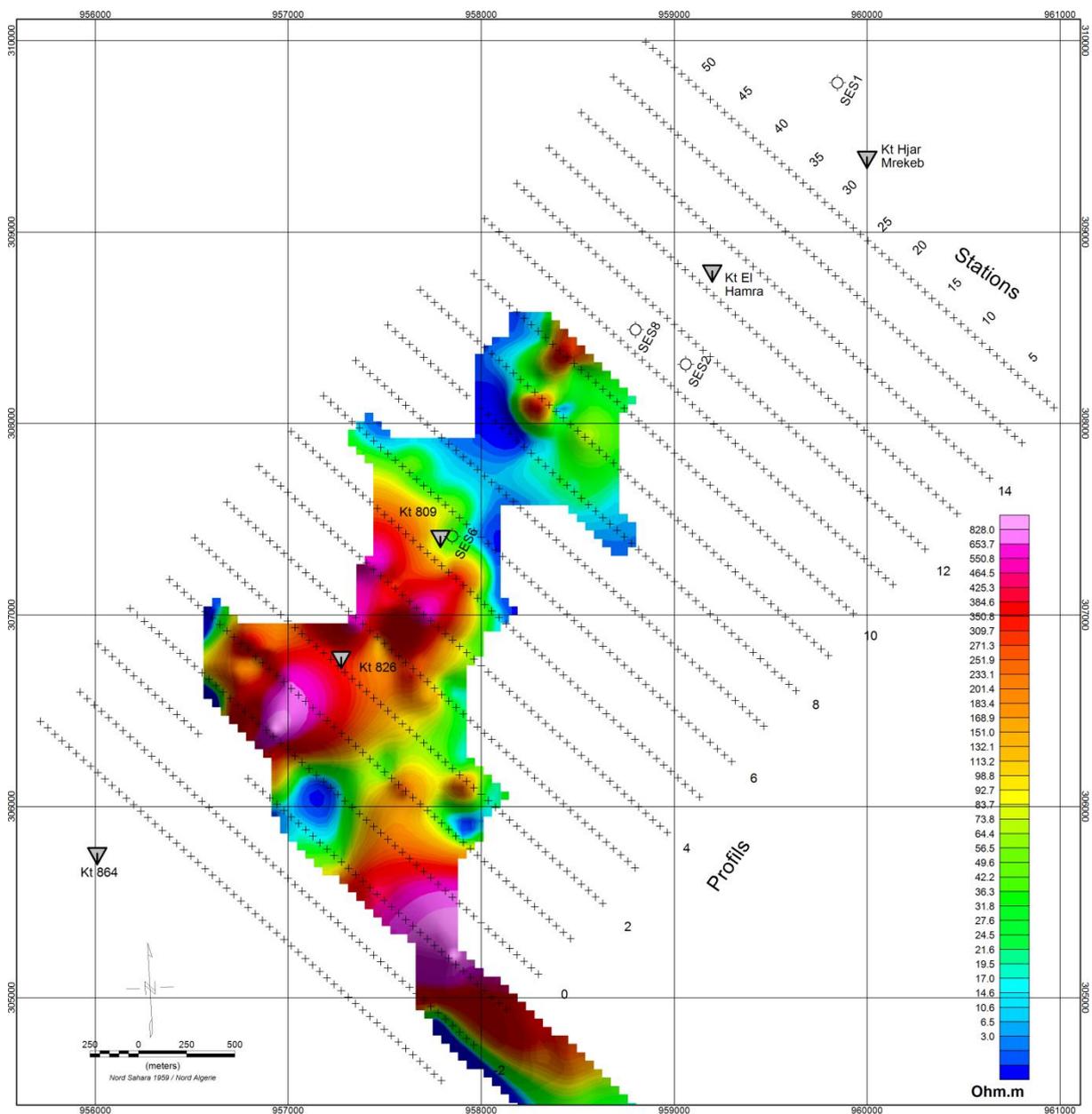


Figure 25 : Carte de résistivité apparente de secteur d'Essouabaa

Le paramètre de chargeabilité

Les valeurs de chargeabilité varient entre un minimum de (0,0 mV/V) et un maximum de (20,0mV/V) la couleur bleue indique les faibles valeurs de chargeabilité

La couleur rouge et rose indique les fortes valeurs de chargeabilité

La couleur jaune et vert indique les valeurs intermédiaires de chargeabilité

Le corps chargeable situe entre le profil -1 et 2

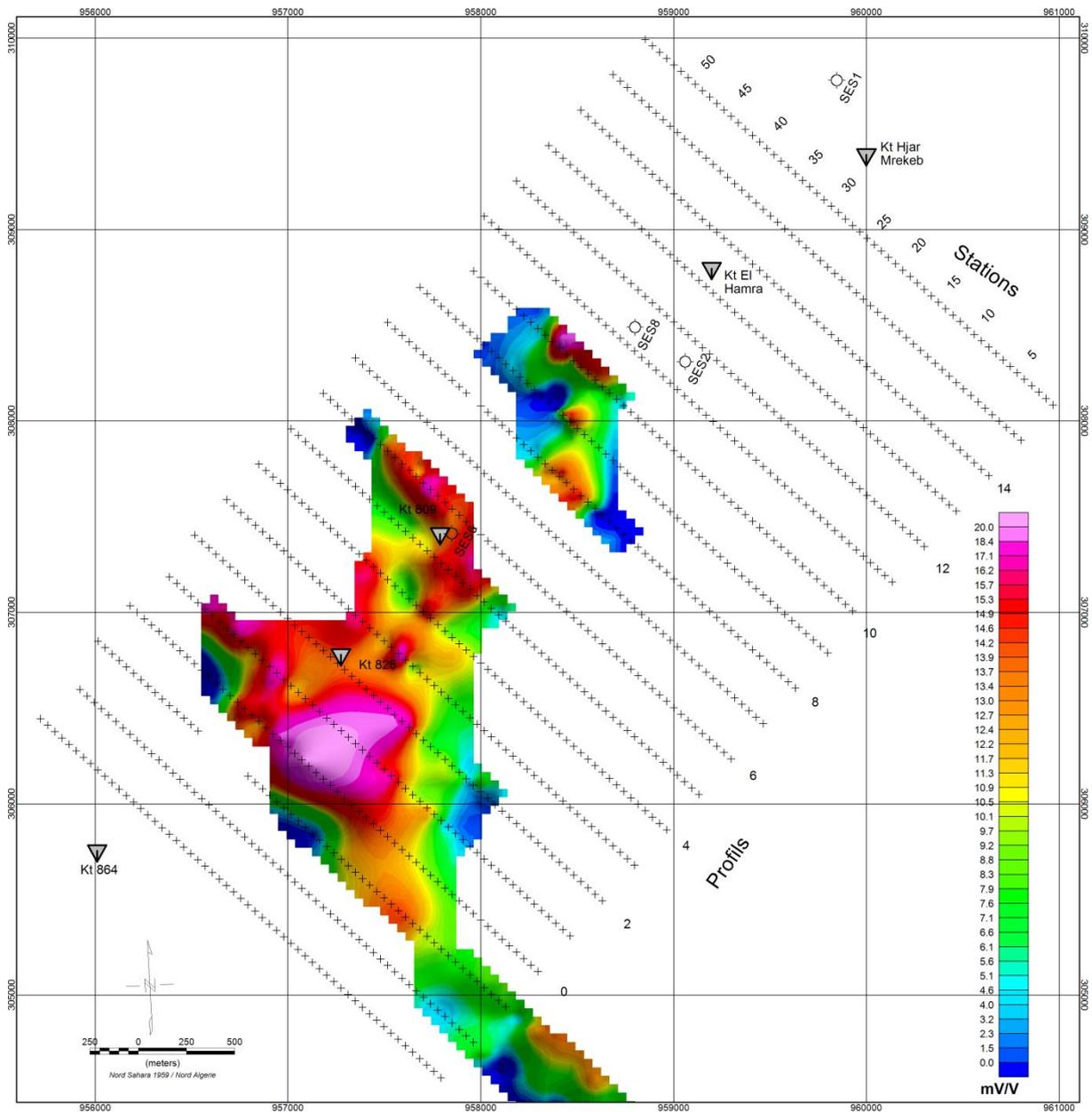
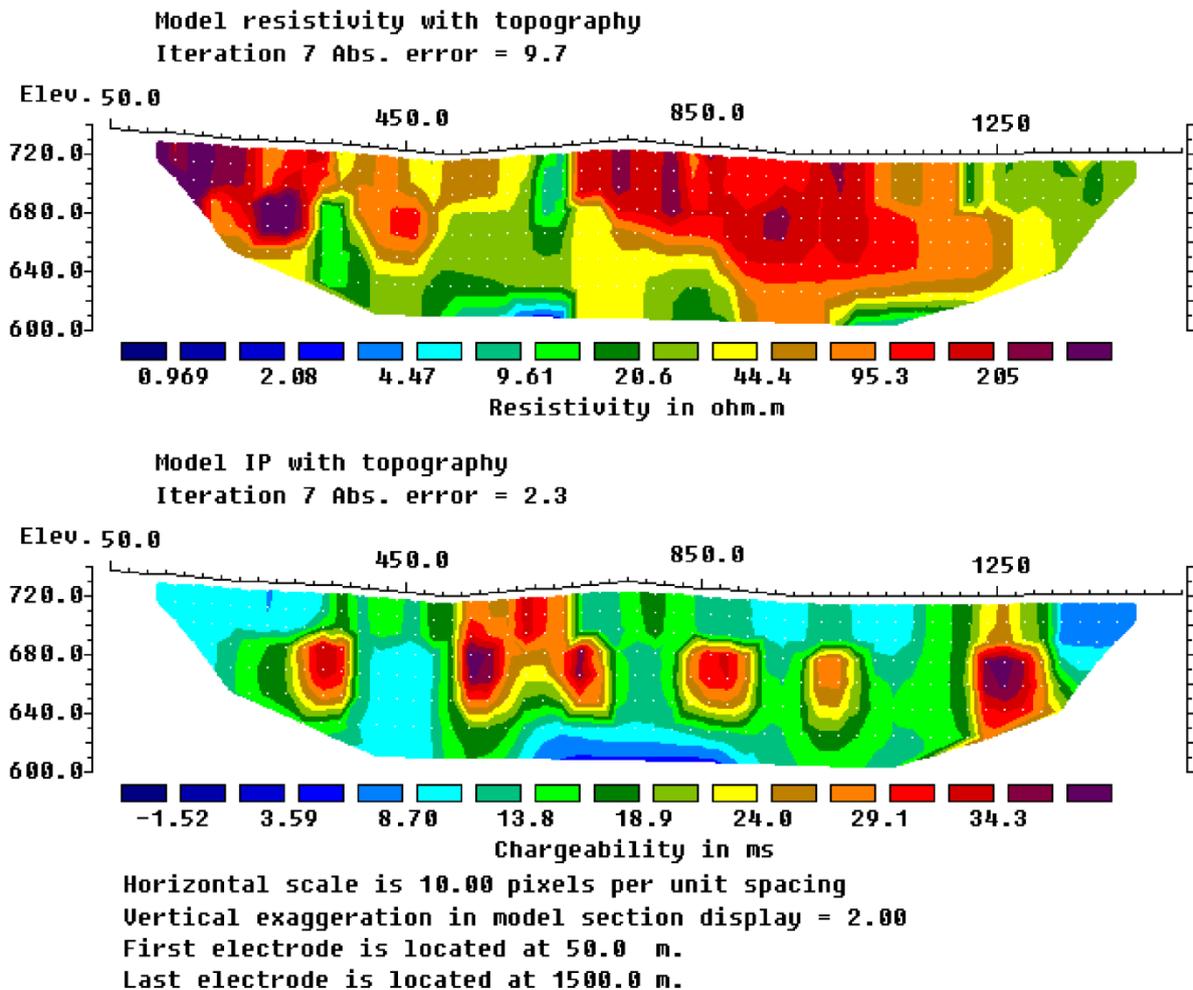


Figure 26 : carte de l'anomalie de chargeabilité de secteur d'Essouabaa

C. Dipole-dipole

Le dipôle a été réalisé entre le profil 0 et 6 pour détailler l'anomalie de polarisation provoquée du dispositif gradient moyen PP.GM (AB=600m). Il a permis d'explorer une profondeur d'investigation d'environ 140m. Les longueurs de dipôle =50m. Les résultats obtenus sont très intéressants surtout côté chargeabilité.



Il a permis de mettre en évidence 5 anomalies, située à une profondeur (50_100m). L'intensité de la chargeabilité est (>34 mV/V).

D. Sondage électrique verticale avec polarisation provoquée SEV PP1

Le sondage électrique vertical avec polarisation provoquée a été réalisé sur le sondage mécanique SES 1 de site hejarmrakeb .sur ce SEV_PP nous avons enregistré 2 paramètre résistivité (ρ) et chargeabilité (η) la résistivité est représentée en bi log ($\log \eta AB/2_ \log \rho$)

La chargeabilité est représenté en cordones semi log. ($AB/ (\log \rho) _ (\eta \text{linéaire})$)

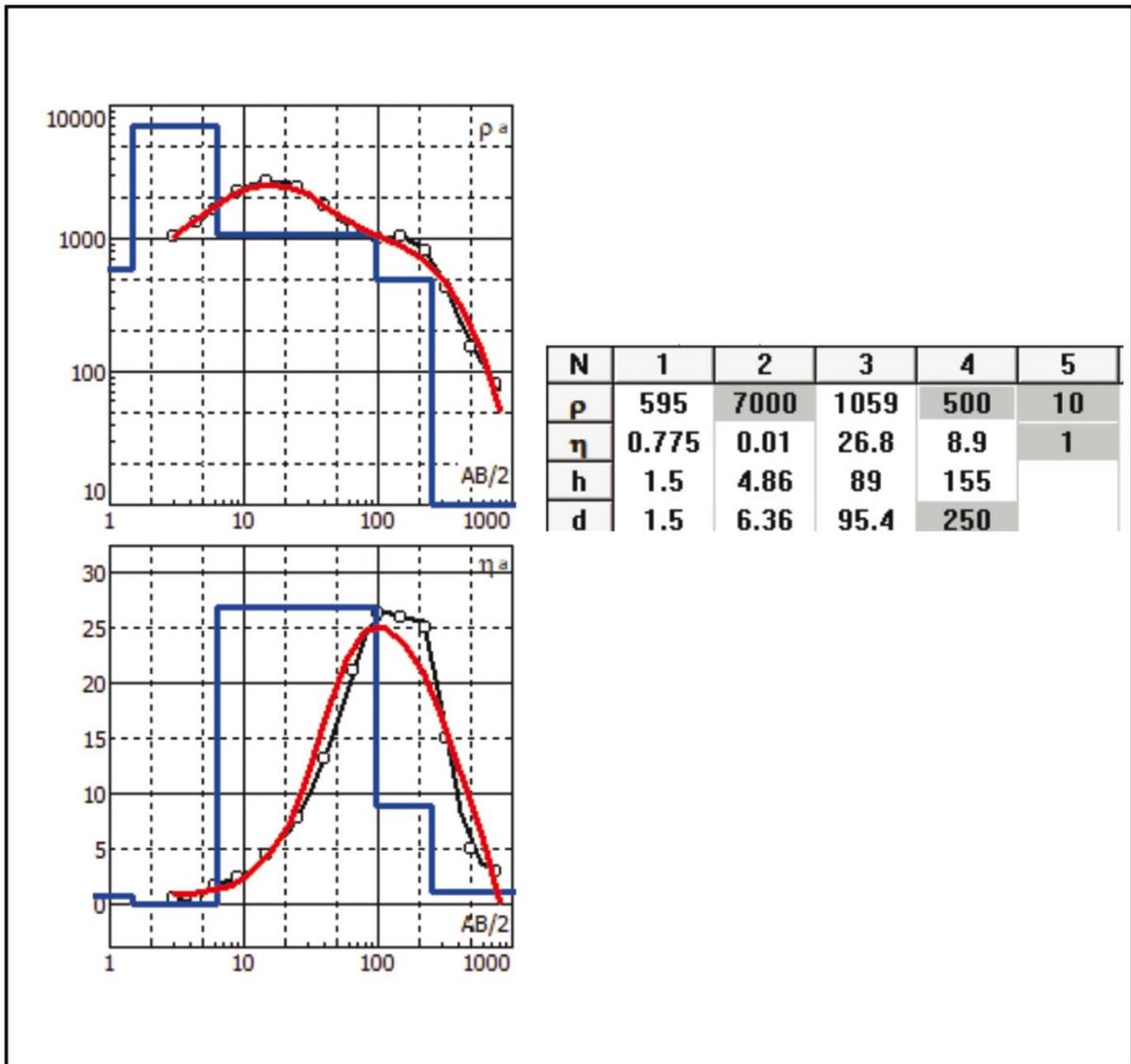


Figure 27 graphe de sondage électrique avec la polarisation provoquée

L'interprétation de ce SEV-PP a permis de mettre en évidence 5 couches (voir figure 26 + tableau)

1 jusqu'à 2 correspond au calcaire micritique

3 jusqu'à 4 correspond au calcaire argileux

5 jusqu'à la dernière calculée correspond probablement aux marnes.

E. Résultats de 4 sondages mécaniques réalisés sur le secteur d Essouabaa

Tableau 1 résultats des analyses chimiques des échantillons de carotte des sondages réalisés sur le site hdjarmrakeb

| N° Sondage | Description lithologique | Intervalle De à | Long (m) | Résultats de chimie % | |
|---------------|--|--------------------|-------------|--------------------------|-------|
| | | | | Pb | Zn |
| SES1 | Calcaires argileux à veinules de galène | 51,3-81,9 | 0,4 | 0,088 | 0,043 |
| | | 128-125,2 | 0,2 | 0,01 | 0,033 |
| | Calcaires micritiques a veinules de galène | 133,1-133,4 | 0,3 | 0,05 | 0,02 |
| | | 141,0-141,1 | 0,1 | 0,08 | 0,023 |
| | Calcaire micritique a veinules de galène et sphalérite | 207,8-207,85 | 0,05 | 0,075 | 3,25 |

Tableau 2 SES 02 de kt el hamraa

| Intervalle (m) | | Description géologique et minéralisation |
|----------------|-------|---|
| De | A | |
| 63,2 | 78,3 | Alternance de calcaire micritique et calcaire argileux |
| 78,3 | 141,7 | Zone de faille constituée de calcaire bréchique calcifiée a bitumes |
| 141,7 | 142,9 | Calcaire micritique a fissures de calcites et veinules aux intervalles 79,2_ 89,6m 119_120,3m : Pb : 2,18% Zn : 0,06% |
| | 149 | |

Tableau 3 SES 08 de koudiat el hamra

| Intervalle (m) | | 142,9 | Description géologique et minéralisation |
|-----------------------|---------------|--------------|--|
| De | A | | |
| 00 | 3,00 | | Dépôts quaternaires |
| 3,00 | 4,00 | | Marnes argileuses |
| 4,00 | 11,00 | | Marnes compactes à fissures et veinules de calcite |
| 11,00 | 17,6 | | Calcaire compacts et massifs a fissures et veinules de calcite a cristaux de pyrite, galène et traces bitume marne argileuse |
| 17,6 | 19,70 | | Calcaires compacts et massifs |
| 19,70 | 28,3 | | Calcaires massifs micritique |
| 28,3 | 35,9 | | Marnes argileuse alternés de bancs centimétriques de marnes, on note à la fin de l'intervalle une rare |
| 35,9 | 69,3 | | Dissémination de galène sous forme de très fin cristaux rarement veinules sur une puissance de 0,10m .3_69 ,9m Pb : 1%Zn : 0,038% |
| 69,3 | 72,60 | | Calcaires marneux à fines dissémination de pyrite. |
| 72,60 | 82,8 | | Calcaires micritique compacts et massifs |
| 82,8 | 104,0 | | Calcaires bréchiques |
| 104,0 | 192 ,7 | | Calcaires micritiques |

Tableau 4 Résultats de l'analyse chimique des échantillons de carotte des sondages réalisés sur le site kt 809

| N° sondage | description lithologique | intervalle | | | |
|--|---|---|------------|----------|-------|
| | | de | à | long (m) | Pb |
| SES 6 | Calcaires micritique à veinules de galène | 50,7-51,10 | 0,40 | 0,21 | 0,65 |
| | calcaires argileux à veinules de galène et sphalérite | 59,8-60,10 | 0,30 | 0,13 | 0,53 |
| | | 66,10-67,10 | 1,00 | 0,22 | 0,02 |
| | calcaires micritique à veinules de galène et sphalérite | 73,0-74,0 | 1,00 | 0,19 | 0,10 |
| | | 74,0-75 | 1,00 | 0,46 | 0,16 |
| | | 75,0-76 | 1,00 | 1,43 | 0,43 |
| | | 76,0-76,5 | 0,50 | 0,24 | 0,06 |
| | | 84,3-84,8 | 0,50 | 0,03 | 1,40 |
| | calcaires micritiques à veinules de galène | 50,7-51,10 | 0,40 | 0,21 | 0,65 |
| | | calcaires argileux à veinules de galène et sphalérite | 59,8-60,10 | 0,30 | 0,13 |
| 66,1-67,10 | | | 1,00 | 0,22 | 0,02 |
| calcaires micritique à veinules de galène et sphalérite | | 73,3-74,0 | 1,00 | 0,19 | 0,10 |
| | | 74,0-75 | 1,00 | 0,46 | 0,16 |
| | | 75,0-76 | 1,00 | 1,43 | 0,43 |
| | | 76,0-76,5 | 0,50 | 0,24 | 0,06 |
| | | 84,3-84,8 | 0,50 | 0,028 | 1,40 |
| calcaires argileux à veinules de galène | | 90,2-91,0 | 0,80 | 0,43 | 0,038 |
| | | 97,5-98,4 | 0,90 | 0,53 | 0,20 |
| | | 109,9-110,4 | 0,50 | 0,35 | 0,035 |
| | 121,8-122,8 | 1,00 | 0,24 | 0,88 | |
| | 122,8-123,8 | 1,00 | 0,065 | 0,11 | |
| | 123,8-124,8 | 1,00 | 0,16 | 0,26 | |
| | 124,9-125,9 | 1,00 | 0,35 | 0,50 | |
| zone minéralisée a galène et sphalérite dans la calcaire marneux fissuré | 161,3-162,3 | 1,00 | 0,19 | 0,24 | |
| | 162,3-163,3 | 1,00 | 6,25 | 29,50 | |
| | 163,3-163,7 | 0,40 | 2,50 | 22,00 | |
| | calcaires marneux à fissures replis de | 163,7-164,7 | 1,00 | 0,15 | 0,18 |

| | | | | | |
|--|----------------|--|--|--|--|
| | calcite | | | | |
|--|----------------|--|--|--|--|

Tableau 5 :Description lithologique de sondage SES1 realises sur le site hdjarmrakeb (secteur Essouabaa)

| Intervalle (m) | | Description géologique et minéralisation |
|-----------------------|----------|---|
| De | A | |
| 00 | 16,20 | Calcaires micritiques massifs veinules de calcite |
| 16.20 | 221.6 | Alternance de calcaires argileux et calcaires micritiques ; on note une minéralisation fissurale et veinules à galène aux intervalles : 209.2m, 220.1m, 220.2-207-207.95m Pb : 0.075% Zn : 3.25% |

Conclusion générale

Ce travail présente les résultats des études gravimétriques et Géo électrique de l'anticlinale d'Essouabaa, situés au Nord de Tébessa. Ces massifs font parties de l'Atlas Saharien nord oriental (confins algéro-tunisiens). La méthode gravimétrique est utilisée pour cartographier les différences de densité sous la surface de la Terre. Les levés gravimétriques sont souvent utilisés pour identifier les structures géologiques telles que les gisements de minerai et les failles géologiques.

La polarisation provoquée joue un rôle important en géophysique en fournissant des informations sur les propriétés électromagnétiques des matériaux souterrains, cette technique peut fournir des informations sur chargeabilité des différentes couches géologiques. Le sondage électrique vertical est une technique géophysique polyvalente qui permet de caractériser les propriétés électriques du sous-sol pour identifier les formations géologiques et la minéralisation polymétallique.

Les valeurs négatives des anomalies gravimétriques situées dans le secteur d'Essouabaa indiquent que ces roches ce sont des roches légers résistant de pauvre contenu métallique et minéralogique.

Les valeurs positives des anomalies gravimétriques situées dans le secteur d'Essouabaa indiquent que ces roches ce sont des roches lourds riche en minéraux polymétalliques

Les coupes géo-électriques montrant qu'il y a une forte anomalie de chargeabilité entre le profil 0 et 2 et de faible résistivité qui indiquent un fort contenu polymétallique .

Le graphe de sondage électrique avec la polarisation provoquée réalisés dans le sondage SES1 indique 5 couches de forte chargeabilité correspond au calcaires micritiques, calcaires argileux et marnes.

Il faut faire des autres sondages carottés pour savoir le contenu minéralogique dans la zone de forte chargeabilité.

-Exploitation des minéraux (galène et sphalérite) trouvés dans le secteur d'Essouabaa.

- Ne pas installer les constructions dans le secteur d'Essouabaa parce qu'il sera une zone d'exploitation minière.

Bibliographie

- Abdul Samad, F. (2017).** Polarisation provoquée: Expérimentation, modélisation et applications géophysiques (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Alièv et al., (1971).** Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz des atlas algériens. Rapport inédit. SONATRACH, Tome 2.
- ALLOUANI, M. R., & SOUALHIA, I. E. (2022).** Prospection géophysique par gravimétrie et par résistivité et par polarisation provoquée: Cas des secteurs d'El Fedj et de Oum Sbâa (Boukhadra, Tébessa) (Doctoral dissertation, Université Larbi Tébessi-Tébessa).
- Aoudjehane, M., Bouzenoune, A., Rouvier, H., & Thibieroz, J. (1992).** Halocinèse et dispositifs d'extrusion de trias dans l'Atlas saharien oriental (NE Algérien). *Géologie Méditerranéenne*, 19(4), 273-286p.
- Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. Thèse. Doct. Ing., Paris, 127 p
- Beghoul, M. (1974) :** Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois).
- Boubaya, D., & Hamoudi, M. (2013).** Etude géophysique du nord de l'Aurès et des régions
- Boulemia S. (2004)** Etude des minéralisations polymétalliques dans le secteur Souabaa, région Ouenza El-Aouinet (Algérie-Nord Orientale). Thèse de Magister, UM, Constantine
- Bouzenoune, A. (1993).** Minéralisations périadipiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale) (Doctoral dissertation, Paris 6), 206p.
- Busson, G., et Cornée A., (1989).** Quelques données sur les antécédants climatiques du sahara : la signification des couches détritiques rouges et des évaporites du Trias et du Lias Dogger. *Bull. Soc. Géol. France* (8), V. 1, pp. 3-11.
- Castany, G. (1951).** Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Annales Mines Géol.*, Tunis, n°8, 2 vol. Bournas, N. (2002). Interprétation des données Aéro-géophysiques acquises au-dessus du Hoggar Oriental, Thèse de Doctorat présentée à l'USTHB (Alger), 250 p. Alger.
- Chabane, k. (2008).** Le Cénomanién-Turonien d'Essouabaa Sédimentologie et Biostratigraphie (Tébessa, NE Algérien) 99p
- Chabane, K. (2015).** Le Cénomanién-Turonien du Nord de Tébessa (Nord-Est algérien), 153p.
- Chams, A. (2021).** Étude géologique et géophysique des Hameimats (Fossé d'effondrement de Morsott) (Doctorat, Université Larbi Tébessi-Tébessa).

- Florsch, N., & Muhlach, F. (2018).** Géophysique appliquée pour tous 1: Méthodes électriques (Vol. 1). ISTE Group.
- Florsch, N., Camerlynck, C., & Revil, A. (2012).** Direct estimation of the distribution of relaxation times from induced-polarization spectra using a Fourier transform analysis. *Near Surface Geophysics*, 10(6), 517-531.
- FLORSCH, Nicolas et MUHLACH, Frédéric.** Géophysique appliquée pour tous 1: Méthodes électriques. ISTE Group, 2018.
- Flügel, E. (1982)** Microfacies Analysis of Limestones, Springer-Verlag, 633 pp.
- Gazoty, A., Fiandaca, G., Pedersen, J., Auken, E., & Christiansen, A. V. (2012).** Mapping of landfills using time-domain spectral induced polarization data: the Eskelund case study. *Near Surface Geophysics*, 10(6), 575-586.
- Glover, P. W. J. (2015).** 11.04—Geophysical Properties of the Near Surface Earth: Electrical Properties. *Treatise geophys*, 89-137.
- Grant, F. S., & West, G. F. (1965).** Interpretation theory in applied geophysics. New York: McGraw-Hill.
- Günther, T., & Martin, T. (2016).** Spectral two-dimensional inversion of frequency-domain induced polarization data from a mining slag heap. *Journal of Applied Geophysics*, 135, 436-448.
- Keating, P., Dumont, R. S., & Jones, A. (2013).** Retraitement des données du levé radio-gravimétrique aéroporté dans le secteur du lac Strange, SNRC 24A/8, Québec et Terre-Neuve-et-Labrador. *Ressources naturelles Québec*.
- Hamimed, M. (2004).** Étude sédimentologique et paléogéographie des sédiments Miocènes au pays du Nord-est de l'Atlas Saharien des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat d'état. Université de Constantine, Algérie, 223p.
- Ikram, DECHA., & Chaima, BENTAYEB. (2020).** Étude géologique et géophysique de la Vallée du Mellègue (Doctoral dissertation, Universitelaarbitebessitebessa).
- Kruschwitz, S., Binley, A., Lesmes, D., & Elshenawy, A. (2010).** Textural controls on low-frequency electrical spectra of porous media. *Geophysics*, 75(4), WA113-WA123.
- Ku, C. C., Telford, W. M., & Lim, S. H. (1971).** The use of linear filtering in gravity problems. *Geophysics*, 36(6), 1174-1203.
- Leroy, M., Gueydan, F., & Dauteuil, O. (2008).** Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modelling. *Geophysical Journal International*, 172(1), 464-476.
- Lesmes, D. P., & Frye, K. M. (2001).** Influence of pore fluid chemistry on the complex conductivity and induced polarization responses of Berea sandstone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B3), 4079-4090.
- limitrophes (Thèse de doctorat), USTHB, 127 p.**
- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1994, June).** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity

Marshall, D. J., & Madden, T. R. (1959). Induced polarization, a study of its causes. *Geophysics*, 24(4), 790-816.

Merriam, J. B. (2007). Induced polarization and surface electrochemistry. *Geophysics*, 72(4), F157-F166.

Mesko, A. (1965). Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation. *Geophysical prospecting*, 13(3), 475-488. Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., ... & Ruder, M. E. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), 33ND61ND.

Negm, N. A., Kandile, N. G., Badr, E. A., & Mohammed, M. A. (2012). Gravimetric and electrochemical evaluation of environmentally friendly nonionic corrosion inhibitors for carbon steel in 1 M HCl. *Corrosion science*, 65, 94-103. Nettleton, L. L. (1971). *Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists*. Society of Exploration Geophysicists.

Okay, G., Leroy, P., Ghorbani, A., Cosenza, P., Camerlynck, C., Cabrera, J., ... & Revil, A. (2014). Spectral induced polarization of clay-sand mixtures: Experiments and modeling. *Geophysics*, 79(6), E353-E375.

ORGM.2002. Prospection des polymétaux sur les secteurs de Hammeimat et Djibissa. Rapport interne inédit

pseudosections. In 56th EAEG Meeting (pp. cp-47). European Association of Geoscientists & Engineers. Marescot, L., Monnet, R., & Chapellier, D. (2008). Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology*, 98(1-2), 18-28.

Revil, A., & Florsch, N. (2010). Determination of permeability from spectral induced polarization in granular media. *Geophysical Journal International*, 181(3), 1480-1498.

Revil, A., Abdel Aal, G. Z., Atekwana, E. A., Mao, D., & Florsch, N. (2015). Induced polarization response of porous media with metallic particles—Part 2: Comparison with a broad database of experimental data. *Geophysics*, 80(5), D539-D552.

Sami, L. (2011). Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins Algéro-tunisiens (Thèse de doctorat, Alger).

Schlumberger, C. (1920). Etude sur la prospection électrique du sous-sol. Gauthier-Villars.

Seigel, H. O. (1959). Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, 24(3), 547-565.

SHACKLETON (Eds). *Spec. Pap. geol. Soc. London*. vol. 21, p. 423-445.

Skold, M., Revil, A., & Vaudelet, P. (2011). The pH dependence of spectral induced polarization of silica sands: Experiment and modeling. *Geophysical Research Letters*, 38(12).

Skold, M., Revil, A., & Vaudelet, P. (2011). The pH dependence of spectral induced polarization of silica sands: Experiment and modeling. *Geophysical Research Letters*, 38(12).

- Slater, L., Ntarlagiannis, D., & Wishart, D. (2006).** On the relationship between induced polarization and surface area in metal-sand and clay-sand mixtures. *Geophysics*, 71(2), A1-A5.
- Stefanescu, S., Schlumberger, C., & Schlumberger, M. (1930).** Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes. *Journal de Physique et le Radium*, 1(4), 132-140.
- Tabbagh, A., Cosenza, P., Ghorbani, A., Guérin, R., & Florsch, N. (2009).** Modelling of Maxwell Wagner induced polarisation amplitude for clayey materials. *Journal of Applied geophysics*, 67(2), 109-113.
- Telford, W. M., Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990).** *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Thibiéroz J. et Madre M. (1976)** Le gisement de sédirite du Dj. Ouenza (algérie) est contrôlé par un golf de mer aptienne. *Bulletin de la société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, 67, 3-4, pp.
- Thurrow J. et Kuhnt W. (1986):** Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch area. in: "North Atlantic Palaeoceanography". SUMMERHAYES, C.P. et N.J.
- Titov, K., Komarov, V., Tarasov, V., & Levitski, A. (2002).** Theoretical and experimental study of time domain-induced polarization in water-saturated sands. *Journal of applied geophysics*, 50(4), 417-433.
- Titov, V. S., Hornig, G., & Démoulin, P. (2002).** Theory of magnetic connectivity in the solar corona. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 107(A8), SSH-3.
- Vaudelet, P., Revil, A., Schmutz, M., Franceschi, M., & Bégassat, P. (2011).** Induced polarization signatures of cations exhibiting differential sorption behaviors in saturated sands. *Water Resources Research*, 47(2).
- Vila, J. M. 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéo-tunisiens. *Thes. Univ. Paris*, 663p.
- Vinegar, H. J., & Waxman, M. H. (1984).** Induced polarization of shaly sands. *Geophysics*, 49(□), 1267- 1287.
- Wessel, P., & Smith, W. H. (1998).** New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47), 579-579.
- Wong, J. (1979).** An electrochemical model of the induced-polarization phenomenon in disseminated sulfide ores. *Geophysics*, 44(7), 1245-1265.
- 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).

Zhang, Y., Yu, Q., Chen, X., & Zhang, B. (2022).Enhancement of near-field subwavelength focusing using a solid immersion Fresnel zone plate with radially polarized incidence. *International Journal of Modern Physics C*, 2250088.