

THESE

En vue de l'obtention du: **DOCTORAT**

Centre de Recherche: Geophysics, Natural Patrimony and Green Chemistry

Structure de Recherche: Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels

Discipline: Géologie

Spécialité: Géophysique Appliquée

Présentée et soutenue le 30/10/2021 par:

Youssef AIT BAHAMMOU

Application des méthodes géophysiques à la caractérisation des aquifères potentiels dans la région de Ain Al Atti (SE du Maroc)

JURY

Ilias KACIMI	PES, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences	Président
Nadia MHAMMDI	PES, Université Mohammed V de Rabat, Institut Scientifique	Rapporteur/Examineur
Mustapha BOUALOUL	PES, Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, Meknès	Rapporteur/Examineur
Youssef HAHOU	PES, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences	Rapporteur/Examineur
Larbi BOUDAD	PES, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences	Examineur
Ahmed BENAMARA	PH, Université Moulay Ismail, Ecole Nationale Supérieure des Arts et Métiers, Meknès	Co-Directeur de thèse
Abdellah AMMAR	PES, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences	Directeur de thèse

Année Universitaire : 2021/2022

Dédicace

A mes chers parents

A ma femme

A ma petite princesse

A mes sœurs et frères

A la famille Ait Bahammou

Remerciements

L'écriture des remerciements signe la fin de l'écriture du manuscrit de thèse. Loin d'être une simple formalité à satisfaire, elle représente pour moi un moment de reconnaissance, pour adresser mes remerciements à de nombreuses personnes impliquées dans ce travail d'équipe. Je vais probablement en oublier quelques-unes, je les prie de m'en excuser.

Je tiens à remercier sincèrement mon encadrant et directeur de thèse, le professeur **Abdellah Ammar**, pour m'avoir accordé sa confiance et pour son encouragement qui ont favorisé l'aboutissement de ma recherche. C'est avec beaucoup de gratitude que je vous adresse ma vive reconnaissance de m'avoir fait bénéficier de votre expérience et de votre rigueur scientifique et de m'avoir accompagné dans multiples procédures administratives. Ce fut un honneur de travailler avec vous Monsieur et le sera toujours.

Je tiens à remercier vivement mon co-encadrant de thèse, le professeur **Ahmed Benamara**, pour sa confiance et son soutien pendant ces années de thèse. Sa pédagogie, sa démarche scientifique et surtout ses qualités humaines ont significativement contribué à une collaboration agréable et instructive. C'est avec beaucoup de respect que je vous adresse ma vive reconnaissance de m'avoir accordé l'attention à l'orientation et la réalisation de ce travail de recherche. Ce fut un énorme plaisir de travailler avec vous Monsieur et le sera toujours.

Mes vifs remerciements vont également au président du jury, le professeur **Ilias Kacimi** et aux rapporteurs et examinateurs de cette thèse, les professeurs **Nadia Mhammdi**, **Mustapha Boualoul**, **Larbi Boudad** et **Youssef Hahou**, pour le temps et le privilège qu'ils nous ont accordés en acceptant d'assumer la tâche d'examiner ce travail et de participer au jury. Merci chers professeurs.

Je remercie également Monsieur **Abderrahmane Mahboub**, Directeur de l'Agence des Bassins Hydrauliques Guir-Rhéris-Ziz, pour son accueil et pour les documents/données mis à notre disposition.

Je remercie chaleureusement tous les doctorants pour l'échange et le partage scientifiques, et toutes les personnes qui ont contribué aux travaux de terrain lors de l'acquisition des données. Je pense en particulier à mon frère **Ismail Ait Bahammou** et à mes amis **Driss Hritta**, **Brahim Ait Brahim**, **Ibrahim Dakir** et **Charaf El otmani**. Merci pour tous les sacrifices consentis.

Auprès de ma famille, j'ai trouvé la source d'énergie et de motivation. Pour votre soutien et votre compréhension, je vous exprime ma profonde gratitude.

Résumé

Dans la région d'Errachidia-Tafilalt, la salinité de certaines formations géologiques et la contamination des eaux impose la mise en œuvre des différentes méthodes d'exploration hydrogéologique et de diagnostic géochimique. Dans l'objectif de caractériser la réponse électrique au niveau des terrains infra-cénomaniens et d'en distinguer celles relatives aux passages des différentes hétérogénéités, des mesures géophysiques ont été effectuées plus en amont et au Nord de la région de Ain Al Atti, à la localité de Zaouia Jdida, moyennant les deux méthodes, électrique et électromagnétique. La technique de Sondage Electrique Vertical a été introduite pour caractériser la variation de l'épaisseur et de la profondeur de l'aquifère potentiel en place, tandis que la méthode VLF-EM et la technique électrique en prospection horizontale, ont été utilisées pour localiser les zones de fracturation éventuelle. Les principaux résultats obtenus de l'inversion des sondages électriques font notamment ressortir que l'horizon aquifère potentiel dans la zone d'étude est formé des sables infra-cénomaniens, dont la résistivité est comprise entre 64 et 600 Ωm . Cet horizon repose sur un plancher imperméable formé d'argiles rouges et/ou d'argiles sableuses appartenant aussi aux terrains infra-cénomaniens, et dont la résistivité fluctue entre 4 et 33 Ωm . L'aquifère potentiel identifié montre des épaisseurs significatives qui dépassent 80 m le long des deux profils P3 et P4, avec un maximum de 170 m au droit des deux sondages 2P4 et 3P4. Les isohypses du toit de cet aquifère relèvent qu'il est moins profond à l'Est (< 10 m), alors qu'à l'Ouest du secteur prospecté, la profondeur dépasse parfois 30 m. La résistance transversale (Tr) de l'aquifère infra-cénomarien enregistre de fortes valeurs à l'Ouest de la zone d'étude ($Tr > 50000 \Omega\text{m}^2$), où les sables sont relativement plus épais, qui pourraient témoigner des zones avec une transmissivité importante qui leur confère un intérêt hydrogéologique certain. Tandis que sa conductance longitudinale (S_l) montre une anomalie ($S_l > 0.6 \Omega^{-1}$) au niveau des profils P2, P3 et P4, en témoignant ainsi une zone avec un potentiel hydraulique souterrain important. Les coupes géoélectriques nous a également permis de reconnaître l'extension des couches géoélectriques, d'établir la géométrie de l'aquifère en place et d'identifier des discontinuités électriques interprétées comme des failles ayant affecté les terrains infra-cénomaniens. Les résultats obtenus à partir des deux techniques de VLF-EM et de traîné électrique, mettent en évidence la présence des fractures orientées NW-SE et NE-SW, localisées à une profondeur comprise entre 30 et 60 m. L'ensemble de failles/fractures identifiées constituent des zones de forte potentialité hydrogéologique, vu qu'elles représentent la circulation préférentielle et contribuent au stockage des eaux souterraines de l'aquifère précité. Nous soulignons l'importance des résultats obtenus qui

réside dans le fait qu'ils ont, entre autres, contribué à la délimitation des zones non contaminées par l'extension de la salinité au niveau de la localité de Zaouia Jdida.

Mots clés: aquifère potentiel; résistivité; sondage électrique vertical; prospection horizontale; circulation préférentielle.

Abstract

In the Errachidia-Tafilalt region, the groundwater exploration is confronted with the salinity of geological formations and water contamination. This environmental situation requires the implementation of various hydrogeological exploration methods in addition to geochemical diagnostic techniques. In order to characterise the electrical response of the infra-cenomanian terrains, geophysical measurements were carried out in the Zaouia Jdida locality, North of Ain Al Atti area, using both electrical and electromagnetic methods. The Vertical Electrical Sounding technique was introduced to characterize the variation of the thickness and the depth of the potential aquifer, while the VLF-EM and the Resistivity Profiling were used to locate the potential fracture zones, in the investigated area. The VES interpretation results shows that the principal potential aquifer consists of the infra-cenomanian sand; its resistivity is ranging between 64 and 600 Ωm and its impermeable screen is formed of red clay and/or sandy clay (4 - 33 Ωm). The isopach map reveals that the thickness varies between 24 m and 170 m; the infra-cenomanian sand layer is more thick (>80 m) along the profiles P3 and P4, with a maximum of about 170 m at 2P4 and 3P4 VES points. The isohypse map indicates that the formation aquifer is shallow (<10 m) in the East and the deep of the roof of the infra-cenomanian sand increases gradually towards the West of the prospected area (> 30 m). The transverse resistance (Tr) map shows that the identified aquifer has high values of Tr ($\text{Tr} > 50000 \Omega\text{m}^2$) in the western part, corresponding to zones with relatively high thickness and may have high transmissivity. So they could have a certain hydrogeological interest. The longitudinal conductance anomaly ($S_1 > 0.6 \Omega^{-1}$) along the profiles P2, P3 and P4 indicates areas that may have an important underground hydraulic potential. The geoelectric sections show the extension of the geoelectric layers and the aquifer geometry. They also allow to identify electrical discontinuities interpreted as faults that affecting the infra-cenomanian terrains. The VLF-EM and the Resistivity Profiling results reveal the presence of fracture zones oriented in NW-SE and NE-SW directions, at a depth range of 30 m to 60 m. The identified faults and fractures in the studied zone constitute areas with an important hydrogeological potential, in view of they represent the preferential circulation and contribute to the storage of the infra-cenomanian groundwater. We emphasize the importance of the current study in delineating zones not contaminated by the extension of the salinity in the Zaouia Jdida locality.

Key words: potential aquifer; resistivity; vertical electrical sounding; horizontal prospecting; preferential circulation.

Liste des abréviations

ABH-GRZ. Agence des bassins hydrauliques-Guir, Rheris, Ziz

CAG. Compagne africaine de géophysique

Ci. Conducteur de l'Infra-cénomanién

DC. Direct current

DIC. Depth investigation curve

DOI. Depth of investigation

EM. Electromagnétique

INRA. Institut national de la recherche agronomique

NCI. Niveau conducteur inférieur

NDIC. Normalised depth investigation curve

NRI. Niveau résistant inférieur

NRP. Niveau résistant profond

NRS. Niveau résistant supérieur

RCi. Résistant/conducteur de l'Infra-cénomanién

RCq. Résistant/conducteur du Quaternaire

Rq. Résistant quaternaire

VES. Vertical electrical sounding

VLF. Very low frequency

Liste des illustrations

Figure 1: Situations administrative et géographique de la zone d'étude	6
Figure 2: Extrait de la carte topographique d'Aoufous et localisation de la zone d'étude	7
Figure 3 : Périmètre irrigué de la région d'Errachidia-Tafilalt (ABH-GRZ)	8
Figure 4 : MNT et profil topographique de la région d'Errachidia-Tafilalt (ABH-GRZ).....	9
Figure 5 : Aspects de désertification dans la région de Zaouia Jdida et manifestations de l'érosion éolienne par la déflation directe.....	10
Figure 6 : Carte géologique du bassin crétacé d'Errachidia-Boudnib (Margat, 1977)	12
Figure 7 : Coupes géologiques réalisées dans le bassin crétacé d'Errachidia (Margat, 1977)	13
Figure 8 : Log stratigraphique synthétique du bassin crétacé d'Errachidia (Amharef, 1991)	15
Figure 9 : Pluviométrie moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station	17
Figure 10 : Variation des températures moyennes, maximales et minimales enregistrées.....	17
Figure 11 : Variation de l'évaporation moyenne annuelle durant la période 1982-2018, enregistrée au niveau de la station du barrage Hassan Addakhil (ABH-GRZ)	18
Figure 12 : Carte piézométrique de la nappe profonde du bassin crétacé	22
Figure 13 : Exemple d'inversion et étalonnage des sondages électriques (Gouasmia et <i>al.</i> , 2021)..	34
Figure 14 : Coupes géoélectriques établies à base des forages hydrauliques et des sondages électriques dans la région de Tataouine au Sud de la Tunisie	36
Figure 15 : Carte des isobathes de l'aquifère alluvial du bassin versant d'El Hamiz	37
Figure 16 : Carte des isopaques de l'aquifère alluvial du bassin versant d'El Hamiz	37
Figure 17 : Carte de résistivité de l'aquifère alluvial du bassin versant d'El Hamiz	38
Figure 18 : Géométrie de l'aquifère calcaire dans la région d'Al Kurimat en Egypte.....	38
Figure 19 : Coupes géoélectriques représentatives montrant les failles ayant affectée la zone prospectée (Abdel Zaher et <i>al.</i> , 2021).....	40
Figure 20 : Exemple d'une réponse électromagnétique dans le massif d'Oban au SE du Nigéria ...	41
Figure 21 : Exemple d'une réponse électromagnétique dans un contexte sédimentaire	41
Figure 22 : Mesure expérimentale de la résistivité (Chouteau et Giroux, 2006)	46
Figure 23 : Distribution du courant créé par une électrode dans un sol homogène et isotrope	47
Figure 24 : Dispositif à deux électrodes et distribution du courant dans un sol homogène et isotrope (Chouteau et Giroux, 2006).....	47
Figure 25 : Déviation du courant et de potentiel en présence d'hétérogénéité	48
Figure 26 : Courbe de profondeur d'investigation normalisée (NDIC-1D)	50
Figure 27 : Mise en œuvre d'un sondage électrique Schlumberger et diagramme	53

Figure 28 : Mise en œuvre d'un trainé électrique en mode Wenner normal	53
Figure 29 : Propagation des ondes EM à partir d'une antenne VLF	59
Figure 30 : Induction magnétique, profil de tilt et paramètre de l'ellipse de polarisation du champ magnétique résultant selon la méthode EM-VLF.	59
Figure 31: Implantation des lignes EM et acquisition des données VLF	60
Figure 32 : Application du Filtre Fraser sur la composante en phase (tilt) et conversion d'une l'anomalie «Crossover» en anomalie de type crête	61
Figure 33: Exemple d'une pseudo-section de densité du courant (Ait Bahammou et <i>al.</i> , 2019).....	62
Figure 34 : Situation géographique de la zone d'étude et localisation de l'étude.....	64
Figure 35 : Coupe lithologique du forage AF7 réalisé au NE de la zone d'étude (ABH-GRZ).....	66
Figure 36 : Coupe lithologique du forage 4030/57 réalisé au NW de Douira (ABH-GRZ).....	67
Figure 37 : Courbe de résistivité du sondage AF7 représentative de type I	68
Figure 38 : Courbe de résistivité du sondage N120 représentative de type II	69
Figure 39 : Localisation de l'étude géophysique et emplacement des coupes géoélectriques	70
Figure 40 : Coupe géoélectrique N°1 réalisée à l'Ouest de la zone d'étude	71
Figure 41 : Coupe géoélectrique N°2 réalisée au centre de la zone d'étude	72
Figure 42 : Coupe géoélectrique N°3 réalisée à l'Est de la zone d'étude	73
Figure 43 : Coupe géoélectrique N°4 réalisée au Nord de la zone d'étude	74
Figure 44 : Coupe géoélectrique N°5 réalisée au Sud de la zone d'étude.....	75
Figure 45 : Carte des isohypses du toit de l'Infra-cénomaniens dans la région Nord-Erfoud	76
Figure 46 : Carte des isopaques des terrains infra-cénomaniens dans la région Nord-Erfoud	77
Figure 47 : Situation géographique, Modèle Numérique de Terrain de la zone prospectée.....	79
Figure 48 : Equipement de mesure de résistivité apparente du sous-sol	80
Figure 49 : Envoi du courant lors de l'acquisition des données de résistivité.....	81
Figure 50 : Log lithologique du forage 4151/57 réalisé à l'aire de Zaouia Jdida	83
Figure 51 : Log lithologique du forage 4103/57 réalisé à l'aire de Douira	84
Figure 52 : Log lithologique du forage 4103/57 réalisé à l'aire de Tamâarkite	85
Figure 53 : Corrélation lithologique entre les trois forages utilisés dans le calage des sondages électriques.....	86
Figure 54 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 120 m.....	90
Figure 55 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 200 m.....	91
Figure 56 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 400 m.....	92
Figure 57 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 600 m.....	93
Figure 58 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 800 m.....	94

Figure 59 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 1000 m.....	95
Figure 60 : Courbe de résistivité du sondage 2P1 représentative de type I, modèle électrique.....	98
Figure 61 : Courbe de résistivité du sondage 3P2 représentative de type II, modèle électrique	98
Figure 62 : Courbe de résistivité du sondage 1P4 représentative de type III, modèle électrique	99
Figure 63 : Log géoélectrique synthétique montrant l'horizon aquifère potentiel (NRS).....	100
Figure 64 : MNT, localisation de l'étude et emplacement des coupes géoélectriques.....	101
Figure 65 : Coupe géoélectrique AA'	102
Figure 66 : Coupe géoélectrique BB'	103
Figure 67 : Coupe géoélectrique CC'	104
Figure 68 : Coupe géoélectrique DD'	105
Figure 69 : Coupe géoélectrique EE'	106
Figure 70: Carte des isopaques des sables résistants NRS	108
Figure 71 : Carte des isohypses du toit des sables résistants NRS.....	108
Figure 72 : Carte de la résistance transversale des sables résistants NRS.....	110
Figure 73 : Carte de la conductance longitudinale des sables résistants NRS.....	110
Figure 74 : MN et localisation de l'étude électromagnétique et électrique	114
Figure 75 : Mise en œuvre de la technique VLF et acquisition des données par le récepteur.....	115
Figure 76 : Pseudo-sections de densité du courant obtenues pour les différentes lignes VLF	117
Figure 77 : Carte de contours interprétative des valeurs du Filtre Fraser.....	118
Figure 78 : Modèle 3D interprétatif des valeurs intégrées des deux filtres KH et Fraser	119
Figure 79 : Mise en œuvre de traîné électrique en dispositif Wenner.....	120
Figure 80 : Mesures de résistivité apparente en fonction de la distance, en dispositif Wenner	121
Figure 81 : Diagramme 3D montrant la localisation des fractures interprétées dans.....	122

Liste des tableaux

Tableau 1 : Températures moyennes mensuelles enregistrées au niveau de la station	17
Tableau 2 : Campagnes géophysiques menées dans le bassin d'Errachidia-Boudnib	24
Tableau 3 : Paramètres a et m et porosité des différents types de roches.....	28
Tableau 4 : Valeurs de la résistivité des eaux et des roches (Astier, 1971).....	29
Tableau 5 : Facteurs de profondeur utilisés dans la détermination de la profondeur.....	50
Tableau 6 : Variation du niveau piézométrique de la nappe de la l'Infra-cénomanién.....	87
Tableau 7 : Valeurs de conductivité électrique des eaux de la l'Infra-cénomanién.....	87
Tableau 8 : Profondeurs d'investigation (DOI) correspondantes aux différentes séparations AB ...	88
Tableau 9 : Résumé des résultats d'inversion des sondages électriques verticaux	97

Sommaire

Introduction générale	1
------------------------------------	----------

CHAPITRE I: CADRE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

1. Introduction	4
2. Géographie et topographie de l'aire d'étude	5
3. Géologie régionale et lithostratigraphie du bassin	11
3.1 Cadres géologique et morpho-structural	11
3.2 Lithostratigraphie	14
3.2.1 Paléozoïque.....	14
3.2.2 Mésozoïque.....	14
3.2.3 Tertiaire	14
3.2.4 Quaternaire	15
4. Caractéristiques climatiques	16
4.1 Précipitations.....	16
4.2 Température	16
4.3 Evaporation	18
5. Hydrologie de surface et hydrogéologie	18
5.1 Eaux de surface	18
5.2 Eaux souterraines	19
5.2.1 Aquifère quaternaire.....	20
5.2.2 Aquifère sénonien	20
5.2.3 Aquifère turonien	21
5.2.4 Aquifère infra-cénomaniens.....	21
6. Synthèse des travaux géophysiques antérieurs	23
7. Conclusion.....	25

CHAPITRE II: ETAT DE L'ART DE LA GEOPHYSIQUE EN PROSPECTION HYDORGEOLOGIQUE

1. Introduction	26
2. Résistivité électrique et induction magnétique	27
2.1 Intérêt de la résistivité électrique des roches.....	27
2.2 Intérêt de l'induction magnétique.....	29
3. Intérêt de la géophysique en hydrogéologie	30

3.1	Aquifère et paramètres hydrogéologiques	30
3.1.1	Stockage	31
3.1.2	Conduite	32
3.2	Etat de l’art de la géophysique appliquée à l’hydrogéologie	33
3.2.1	Délimitation des horizons aquifères	33
3.2.2	Exploration des zones de fracturation	39
3.2.3	Estimation des propriétés hydrauliques d’un aquifère	42
3.2.3.1	La conductance longitudinale	42
3.2.3.2	La résistance transversale	42
4.	Conclusion.....	43

CHAPITRE III: METHODES GEOPHYSIQUES UTILISEES, PRINCIPES PHYSIQUES, MISE EN ŒUVRE ET METHODES D'INTERPRETATION

1.	Introduction	44
2.	Prospection électrique	44
2.1	Aperçu historique	44
2.2	Présentation de la méthode électrique	45
2.2.1	Principes physiques	45
2.2.2	Profondeur d’investigation	49
2.2.3	Acquisition des données et dispositifs.....	51
2.2.3.1	Dispositifs utilisés	51
2.2.3.2	Techniques de mesure	51
2.2.4	Traitement et interprétation des données.....	52
3.	Prospection électromagnétique.....	54
3.1	Théorie fondamentale de l’électromagnétisme	55
3.2	Présentation de la méthode électromagnétique VLF-EM.....	57
3.2.1	Principe de la méthode VLF-EM.....	57
3.2.2	Mise en œuvre sur le terrain et acquisition des données	60
3.2.3	Traitement et interprétation des données.....	60
4.	Conclusion.....	62

CHAPITRE IV: RESULTATS DE MESURES EN PROSPECTION VERTICALE

1.	Introduction	63
2.	Reinterprétation des sondages électriques de la CAG.....	63
2.1	Sondages d’étalonnage et types de courbes VES	63

2.2	Etablissement des coupes géoélectriques.....	69
2.3	Cartes interprétatives de l'Infra-cénomanién	76
2.3.1	Carte des isohypses du toit de l'Infra-cénomanién	76
2.3.2	Carte des isopaques de l'Infra-cénomanién.....	76
3.	Localisation de l'étude géoélectrique locale.....	77
3.1	Mise en œuvre sur le terrain.....	78
3.2	Données de forages et piézométrie.....	81
4.	Exploitation des résultats de résistivité apparente	88
4.1	Cartes d'isorésistivité apparente $AB = 120$ m et $AB = 200$ m.....	89
4.2	Cartes d'isorésistivité apparente $AB = 400$ m, 600 m, 800 m et 1000 m	89
5.	Inversion des résultats de résistivité électrique.....	96
5.1	Caractérisation des courbes de résistivité	96
5.2	Analyse des coupes géoélectriques	100
5.3	Analyse des cartes interprétatives de l'horizon aquifère	107
5.3.1	Carte des isopaques des sables résistants NRS.....	107
5.3.2	Carte des isohypses du toit des sables résistants NRS	107
5.3.3	Carte de la résistance transversale des sables résistants NRS.....	107
5.3.4	Carte de la conductance longitudinale des sables résistants NRS.....	109
6.	Conclusion.....	111

CHAPITRE V: RESULTATS DE MESURES EN PROSPECTION HORIZONTALE

1.	Introduction	113
2.	Localisation de l'étude et mise en œuvre sur le terrain.....	114
3.	Résultats de mesure en prospection horizontale	115
3.1	Résultats de mesures VLF-EM	115
3.2	Résultats de mesures de résistivité électrique	119
4.	Conclusion.....	122
	Conclusions générales et perspectives.....	123
	Références bibliographiques	126
	Annexes	140

Introduction générale

Les changements climatiques et les besoins en eau, de plus en plus croissants, induits par la croissance démographique et le développement industriel et agricole, sont à l'origine d'une grande inquiétude vis-à-vis de la gestion de cette ressource à l'échelle internationale. Au Maroc et comme pour tous les pays méditerranéens, l'eau souterraine constitue une part appréciable du patrimoine hydraulique et représente l'un des éléments clés de son développement.

L'approvisionnement en eau potable, source la plus vitale qui soit, n'est pas toujours possible à cause de la contamination progressive des eaux de surface. Les aquifères superficiels et profonds constituent souvent l'unique ressource pour les besoins domestiques et l'irrigation. Dans ce sens, la recherche des eaux souterraines est une grande préoccupation notamment des populations dans les zones arides et semi-arides, vu qu'elles sont confrontées à de nombreuses difficultés à savoir la rareté des eaux de surface et la salinité de certaines formations géologiques (Ammary, 2007 ; Asfahani, 2007 ; 2011 ; 2016 ; Moharir et *al.*, 2020). De ce fait, la demande croissante des ressources en eau impose les hydrogéologues et les géophysiciens à adopter des méthodes d'exploration à la fois plus appropriées et moins coûteuses.

Dans la région d'Errachidia-Tafilalt, la puissance démographique et l'activité agricole font une grande pression sur la disponibilité de l'eau, qui reste toujours menacée par la sécheresse excessive. En plus, il faut signaler aussi que la surexploitation, parfois anarchique, des ressources hydriques et le surpompage des eaux souterraines engendrent une grande pollution chimique de ces eaux et sont à l'origine de leur dégradation quantitative et qualitative dans la région. Il en résulte fatalement des rabattements considérables et une baisse marquante des niveaux piézométriques des nappes, qui varie de 4 à 5 m (Ammary, 2007 ; Navas et *al.*, 2013). Pour résoudre ce problème, l'exploration hydrogéologique, plus élargie et plus adéquate, reste un travail continu pour l'identification d'un horizon aquifère potentiel. Dans ce sens, le recours à la technique géophysique s'impose fortement pour bien délimiter les systèmes aquifères dans la région. Celle-ci constitue un axe pertinent dans la problématique des sites favorables à la pratique hydrogéologique, particulièrement dans un contexte semi-aride où la contamination des eaux devient de plus en plus inquiétante.

La problématique d'accès à l'eau souterraine non contaminée est en relation étroite avec la réalisation d'ouvrages (des forages et parfois des puits) productifs de bonne qualité, capables de durer dans le temps. Cet objectif n'est pas toujours atteint, vu que les aquifères du bassin crétacé d'Errachidia présentent une hétérogénéité horizontale et verticale des paramètres physicochimiques et hydrauliques, résultant d'une variation spatiale de la lithologie et de la géométrie des aquifères

en question. Cette hétérogénéité pourrait limiter la capacité des hydrogéologues de comprendre et de décrire le comportement d'un aquifère en place. A cela, il faut ajouter que les données obtenues à partir des ouvrages ont une faible résolution du fait de leur caractère ponctuel. Aussi, leur coût de réalisation élevé et leur caractère destructif ne permettent pas d'en réaliser un grand nombre. La recherche de cibles hydrogéologiquement favorables pour l'implantation de forages nécessite une bonne connaissance de la géologie locale, et de faire appel à des méthodes complémentaires notamment les méthodes géophysiques non destructives dont la méthode géoélectrique.

Il faut rappeler que dans le bassin crétacé d'Errachidia, auquel appartient la zone d'étude, l'écoulement des eaux souterraines est généralement orienté du Nord vers le Sud. Localement dans l'aire artésienne de Ain Al Atti, les eaux sont très polluées et de qualité mauvaise à très mauvaise (Ait Bahammou et *al.*, 2018), à cause du processus de salinisation (Dakkak et *al.*, 2005 ; Ammary, 2007). La salinité montre un gradient croissant du Nord vers le Sud (Navas et *al.*, 2013), à cause de la dissolution et du lessivage des formations évaporitiques (Aoubouazza et *al.*, 2013). Il faut noter aussi que la sécheresse augmente le phénomène du colmatage des sols en surface sous l'effet de la remontée capillaire de la salinité (Benamara, 2009 ; Benamara et *al.*, 2017). C'est la raison pour laquelle il serait très utile d'explorer des formations géologiques plus en amont de la source de Ain Al Atti, en l'occurrence les terrains infra-cénomaniens, dans la région de Zaouia Jdida. L'objectif est de définir les zones potentielles susceptibles d'être exploitées, permettant, par la suite, d'extraire de l'eau non contaminée par cette salinité. Le choix de la zone d'étude répond à des critères favorables. Tout d'abord, ce site offre un contexte sédimentaire détritique tabulaire, permettant une bonne mise en œuvre des méthodes géophysiques. Ensuite, la zone est dotée de plusieurs forages et piézomètres qui ont permis, entre autres, de caler les données géoélectriques recueillies dans le cadre de ce travail. En plus, ce choix est basé sur les résultats de l'analyse physicochimique des eaux, de fait que la salinité diminue vers l'amont du bassin.

La présente étude s'inscrit dans le cadre d'approfondir la reconnaissance des systèmes aquifères du bassin crétacé d'Errachidia, en l'occurrence l'aquifère infra-cénomarien. De ce fait, nous avons d'abord procédé par la réinterprétation des sondages électriques réalisés par la Compagnie Africaine de Géophysique, pour suivre l'évolution des toits et des murs des différentes formations géologiques. Dans le but de mieux caractériser, localement, la variation de la profondeur et de l'épaisseur de l'aquifère en place, nous avons, ensuite, entrepris une étude géophysique dans la région de Zaouia Jdida, située au Nord et plus en amont de la source salée précitée, moyennant la technique électrique en prospection verticale.

La procédure du travail consiste à mettre en œuvre un couplage combinant la méthode électrique à la méthode électromagnétique. En premier lieu, nous avons emprunté la configuration Schlumberger du fait qu'elle paraît la plus appropriée à suivre l'évolution de la puissance des aquifères profonds et donc la plus adaptée au contexte hydrogéologique de la zone d'étude. Les coupes géoélectriques, établies à partir des profils obtenus, serviront à délimiter approximativement la zone non contaminée par l'extension de la salinité, d'une part, et permettront de bien appréhender la relation entre les différents contacts structuraux et la potentialité de l'aquifère en place, en l'occurrence l'aquifère infra-cénomaniens, d'autre part.

Après avoir délimité l'horizon aquifère potentiel, nous avons donc associé la méthode électromagnétique à la technique électrique en prospection horizontale, pour caractériser les hétérogénéités latérales et les différentes anomalies traversant la zone prospectée. Les pseudo-sections de densité du courant, les cartes de contours établies et les profils de résistivité obtenus permettront de localiser les zones de fracturation, qui constituent des conducteurs hydrauliques et qui jouent ainsi un rôle incontournable dans la pratique hydrogéologique. Les zones de fracturation éventuelle auront une importance significative dans l'écoulement préférentiel et le stockage des eaux souterraines relatives à l'aquifère infra-cénomaniens.

Le travail est subdivisé en cinq chapitres; le chapitre 1 sera réservé aux généralités sur la région d'Errachidia-Tafilalt, particulièrement sur le bassin crétacé d'Errachidia. Dans le chapitre 2, nous parlerons de l'état de l'art de la Géophysique en prospection hydrogéologique. Le chapitre 3 sera consacré à la présentation des méthodes géophysiques utilisées dans l'acquisition des données dans le cadre du présent travail, et les manières d'interprétation des résultats. Dans les deux chapitres 4 et 5, nous présenterons respectivement les résultats de mesures en prospection verticale moyennant la technique de Sondage Electrique Vertical, et les résultats de mesures en prospection horizontale, en combinant la technique électromagnétique VLF à la technique de traînés électriques.

Les principaux résultats synthétisés dans la conclusion générale, mettent en relief l'apport appréciable de l'approche géophysique à l'exploration hydrogéologique. Nous considérons ces résultats comme une contribution à l'élaboration d'une base de données géophysiques qui servira comme guide dans la prospection des aquifères dans le bassin crétacé d'Errachidia. Ces résultats constituent également des éléments de discussion susceptibles d'être remis en cause pour d'autres perspectives de recherche.

CHAPITRE I

Cadre général de la zone d'étude

1. Introduction

La région d'Errachidia-Tafilalt, située dans la zone sud atlasique du Maroc, est confrontée à de sérieux problèmes agricoles et éco-environnementaux, dont la rareté et/ou la contamination des eaux surfaciques et la salinisation des sols et de certaines formations géologiques, suite aux longues périodes de sécheresses successives depuis les dernières décennies. Ces problèmes réduisent, entre autres, l'utilisation des eaux et des sols et limitent le développement agricole dans la région. L'agriculture, dépendante de la disponibilité des oueds, des sources et des khetaras, constitue l'une des principales activités pour la majeure partie de la population oasienne.

Le phénomène de la salinisation, de plus en plus inquiétant, menace les sols et les ressources en eaux, en faisant ainsi reculer les surfaces cultivées. Au Maroc, la superficie des sols affectés par la salinité ne cesse pas d'augmenter, et la qualité des eaux continue à être dégradée. Dans la région d'Errachidia-Tafilalt comme dans d'autres régions du Maroc, le suivi de la salinité du sol, à travers la caractérisation de sa distribution spatiale et de son évolution temporelle, et la surveillance de la qualité des eaux souterraines, sont devenus indispensables pour mettre en place des stratégies de développement agricole durable, notamment, pour le maintien des palmeraies de la région.

Au niveau de l'aire de Ain Al Atti et dans la plaine de Tafilalt, Les études géochimiques ont confirmé l'origine de la dégradation de la qualité chimique des eaux souterraines. Ainsi, Les fortes concentrations en sels enregistrées sont dues essentiellement à la dissolution/lessivage des évaporites des formations aquifères et au processus de dédolomitisation (Ammary, 2007 ; Aoubouazza et *al.*, 2013). L'utilisation de ces eaux polluées dans l'irrigation est à l'origine de la salinisation et le colmatage des sols (Benamara, 2009 ; Benamara et *al.*, 2017). Cette situation met en danger l'équilibre de l'écosystème oasien. Dans la province d'Errachidia, des projets menés par INRA (Institut National de la Recherche Agronomique) ont portés sur l'évaluation de la tolérance à la salinité de quelques espèces et sur la valorisation des eaux salines (El Allam et El Khadir, 2005), en vue d'une utilisation durable des eaux saumâtres pour la production agricole dans les périmètres irrigués, particulièrement dans la zone de Ain Al Atti (Aoubouazza, 2001).

Divers travaux, dont ceux de Navas et *al.*, 2013, ont contribué à la lutte pour la préservation du patrimoine hydro-agricole, à travers l'étude de l'impact des changements climatiques et

anthropiques sur la quantité et la qualité des ressources en eaux, et le diagnostic physicochimique des sols agricoles de l'amont vers l'aval du bassin moyen de Ziz. Etant donné que le palmier dattier est la principale culture des oasis, sous un climat aride à semi-aride, une étude plus récente (Ait El Mokhtar, 2020) effectuée sur l'évaluation de l'effet des champignons mycorhiziens arbusculaires et du compost sur l'amélioration de la tolérance du palmier dattier au stress salin, a montré une réponse positive vis-à-vis de cette pratique, en confirmant l'amélioration de la croissance et les caractéristiques physiologiques et biochimiques des palmiers dattiers cultivés sous la contrainte saline. En outre, cette pratique biotechnologique a aussi prouvé son efficacité concernant la réhabilitation des sols affectés par la salinité (Ait El Mokhtar, 2020).

Suite à cette situation alarmante, des campagnes de sensibilisation de la population en parallèle avec des actions sur le terrain, ont été initiées dans la région, dans le but d'éradiquer les causes responsables de la dégradation des ressources naturelles dans le bassin.

Devant le contexte climatique aride à semi-aride, la mobilisation de l'eau reste toujours une condition capitale pour le maintien de l'oasis et de l'habitation en place. De ce fait, des programmes d'exploration/exploitation et de gestion des eaux superficielles et souterraines ont été exécutés dans la région, puisque les ressources en eaux ont montré nettement leur vulnérabilité (Baki et al., 2017). Il faut noter qu'à cet égard, le barrage Hassan Addakhil est le projet pilote de la grande hydraulique d'une capacité de 380 Mm³, en plus de celui de Timekit, édifié sur l'Oued Ifegh, avec une capacité de 14 Mm³ (ABH-GRZ). De plus, la construction des petits barrages est programmée sur différents oueds dans plusieurs régions de la province d'Errachidia. D'autres projets de transfert des eaux de crue de l'oued Rheris vers l'oued Ziz, ont permis d'améliorer d'une façon significative et particulière l'irrigation de la plaine de Tafilalt et l'alimentation de la nappe phréatique de la région (ABH-GRZ).

Sous la contrainte climatique sévère, l'évaluation des besoins en eau potable dans la province d'Errachidia occupe une place primordiale, dans le but de planifier des projets d'exploration et d'approvisionnement en eau potable, à moyen et long terme, et de renforcer l'infrastructure de la production et de la canalisation.

2. Géographie et topographie de l'aire d'étude

La région de Ain Al Atti, amont immédiat de la plaine de Tafilalt, se situe à environ 10 km au Nord de la ville d'Erfoud. Plus au Nord, la localité de Zaouia Jdida, zone d'étude, se situe à environ 20 km au Nord d'Erfoud et à 50 Km au Sud de la ville d'Errachidia (Fig. 1). Du côté administratif, la zone d'étude fait partie de la province d'Errachidia dont la population recensée est de 418451

habitants (75264 ménages), soit 1,23 % de la population du Maroc (recensement-Maroc, 2014). Dans le milieu urbain, la population atteint 194084 habitants (38786 ménages), tandis que le milieu rural est occupé par 224367 habitants (36478 ménages).

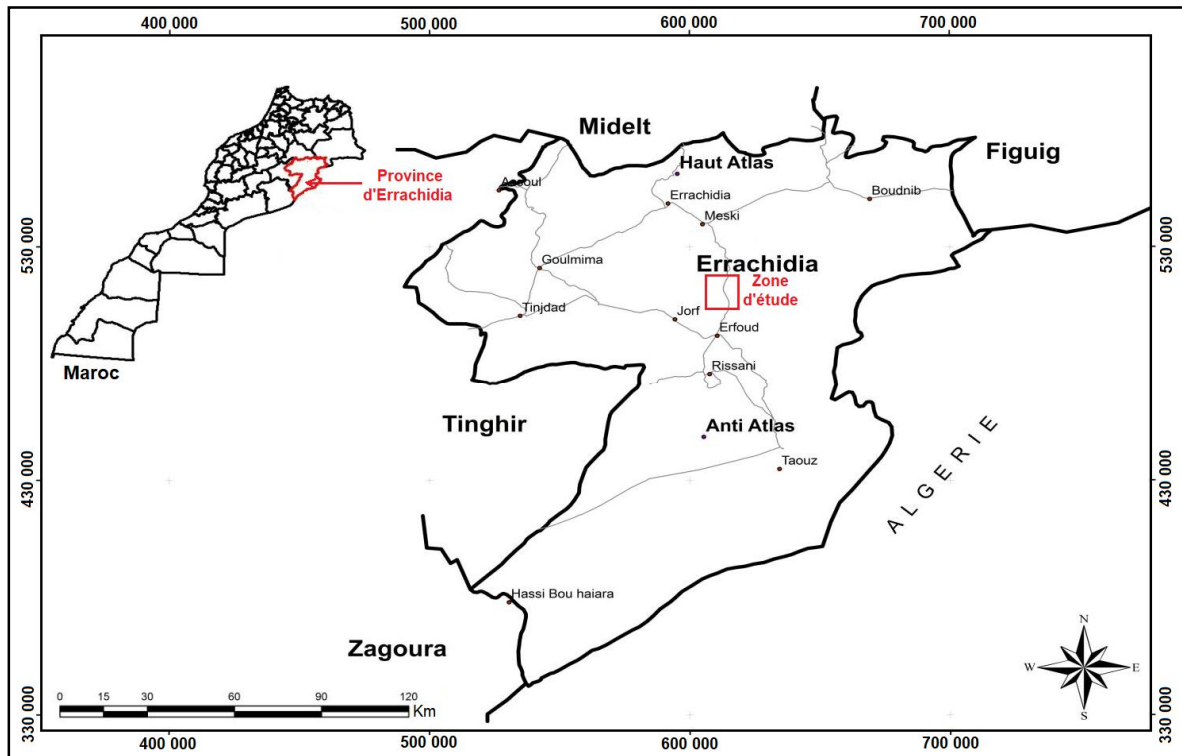
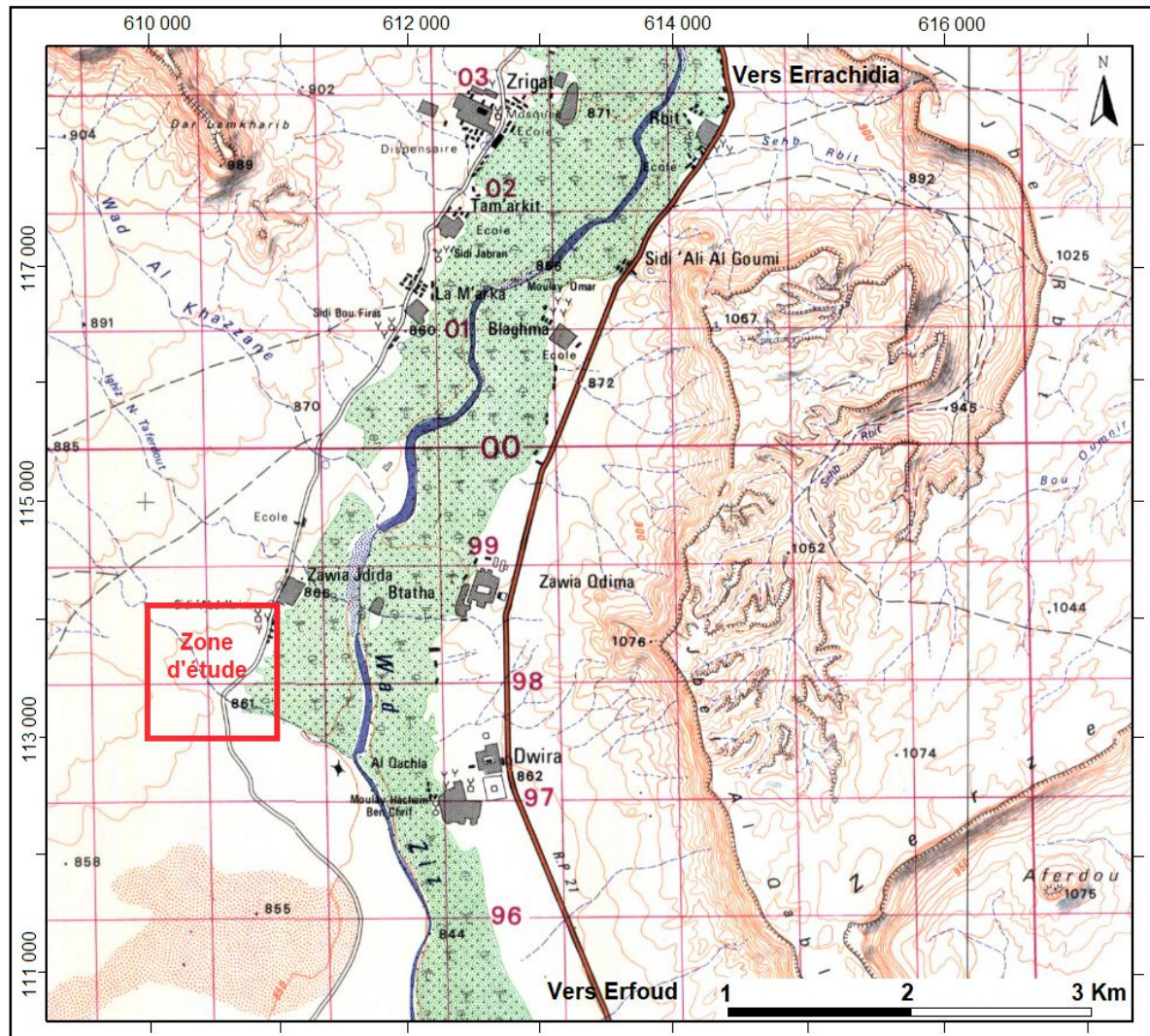


Figure 1: Situations administrative et géographique de la zone d'étude

La zone d'étude fait partie du périmètre irrigué du bassin moyen de Ziz (Fig. 2), qui s'étend sur une superficie de l'ordre de 56.350 ha. La vie rurale dans la zone de Zaouia Jdida trouve son cadre naturel dans les oasis, qui représentent un patrimoine d'une grande importance socio-économique et culturelle. La population est agglomérée dans les vallées cultivées qui se situent généralement le long des oueds. Localement, le palmier dattier et la luzerne constituent les principales cultures qui longent le cours du Ziz sous forme d'étroites oasis. Cette production agricole, en plus de l'élevage considéré comme composante essentielle dans l'activité agricole, jouent un rôle capital dans l'économie de la région.

Le profil topographique général de la de région d'Errachidia-Tafilalt (Fig. 3) peut être décrit comme suit. Au Nord, l'unité topographique du Haut Atlas qui longe la zone d'étude dans la direction ENE-WSW est limitée par des falaises surplombant le bassin crétacé d'Errachidia (> 1000 m d'altitude). Les plaines alluviales, dont celle de Tafilalt, s'étalent au Sud du bassin (600 à 800 m d'altitude). Plus au Sud-est de la plaine de Tafilalt, on rencontre les dunes de Merzouga

(Erg-Chebbi) formées par les sables de l'érosion hydrique et éolienne à partir du Guir Hamada. A l'Est, la vaste étendue du Hamada de Guir longe la plaine de Tafilalt à une altitude qui évolue autour de 1000 m.



Légende simplifiée

Echelle 1/50 000

	Route à 2 chaussées séparées		Points géodésiques
	Route de très bonne viabilité		Arbres
	Route de bonne viabilité		Courbes de niveau - Dépression - Point coté
	Route de moyenne viabilité		Zone rocheuse - Eboulis
	Route étroite régulièrement entretenue		Périmètre de mise en valeur agricole

Figure 2: Extrait de la carte topographique d'Aoufous (1/50 000) et localisation de la zone d'étude

Le plus grand périmètre irrigué dans la province d'Errachidia est la plaine du Tafilalt qui couvre une étendue de 20.000 ha (Fig. 4). La structure de l'occupation des sols est basée sur une association de culture organisée en trois strates de végétation: le palmier dattier, les arbres fruitiers

et les cultures herbacées fourragères et maraîchères. Les sols cultivés ont une composition limono-argileuse d'origine alluvionnaire, suite aux débordements des eaux de crues sur les plaines d'inondation (Navas *et al.*, 2013). Ce comportement hydrologique naturel a été par la suite géré et utilisé par les riverains dans l'irrigation des cultures. Dans le bassin moyen de Ziz, le système d'irrigation traditionnel, basé sur les khetaras et les séguias, est actuellement remplacé par un système d'irrigation, basé sur les lâchers des eaux de la retenue du barrage et sur le pompage direct de la nappe phréatique.

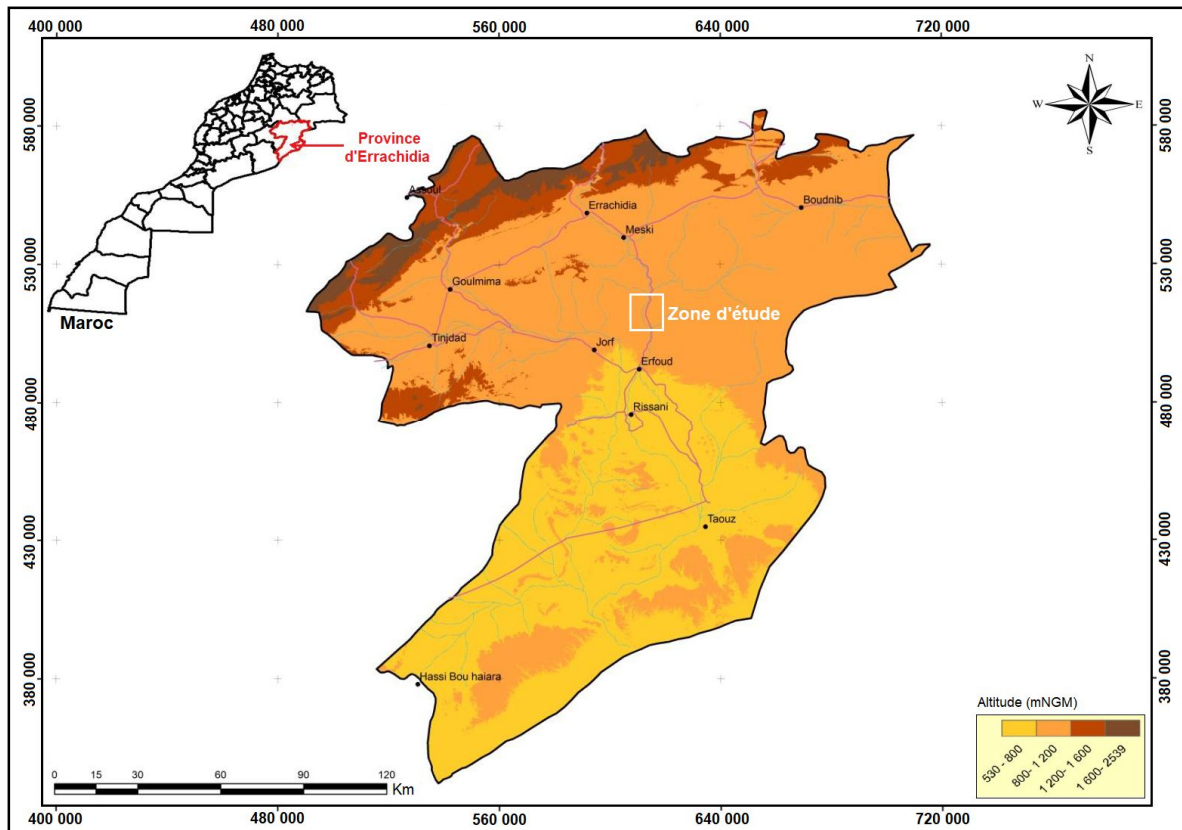


Figure 3 : Périmètre irrigué de la région d'Errachidia-Tafilalt (ABH-GRZ)

Sous la sévérité des conditions climatiques, la zone d'étude, comme d'autres régions de la province d'Errachidia (Borj Yardi, plus au Sud de Zaouia Jdida, et la plaine de Tafilalt par exemple), souffre de la désertification de plus en plus rampante (Fig. 5). Nombreuses sont les études menées dans la région (Benalla *et al.*, 2003 ; Benalla, 2005 ; Adanani *et al.*, 2016) dans le but de caractériser la composition et l'évolution des dunes de sables. Plusieurs causes naturelles sont derrière ce phénomène dont, le régime des vents, la vulnérabilité des sols à l'érosion, les sécheresses successives avec des durées anormalement longues et une évaporation potentielle élevée. En plus, des actions anthropiques inadéquates, en absence d'une éducation à

l'environnement, favorisent la transformation de grandes étendues du bassin en modelé désertique (Benmohammadi et *al.*, 2000 ; Navas et *al.*, 2013). Localement, la lutte contre l'ensablement fait appel à des techniques de fixation mécanique (installation des palissades), biologique ou une combinaison des deux.

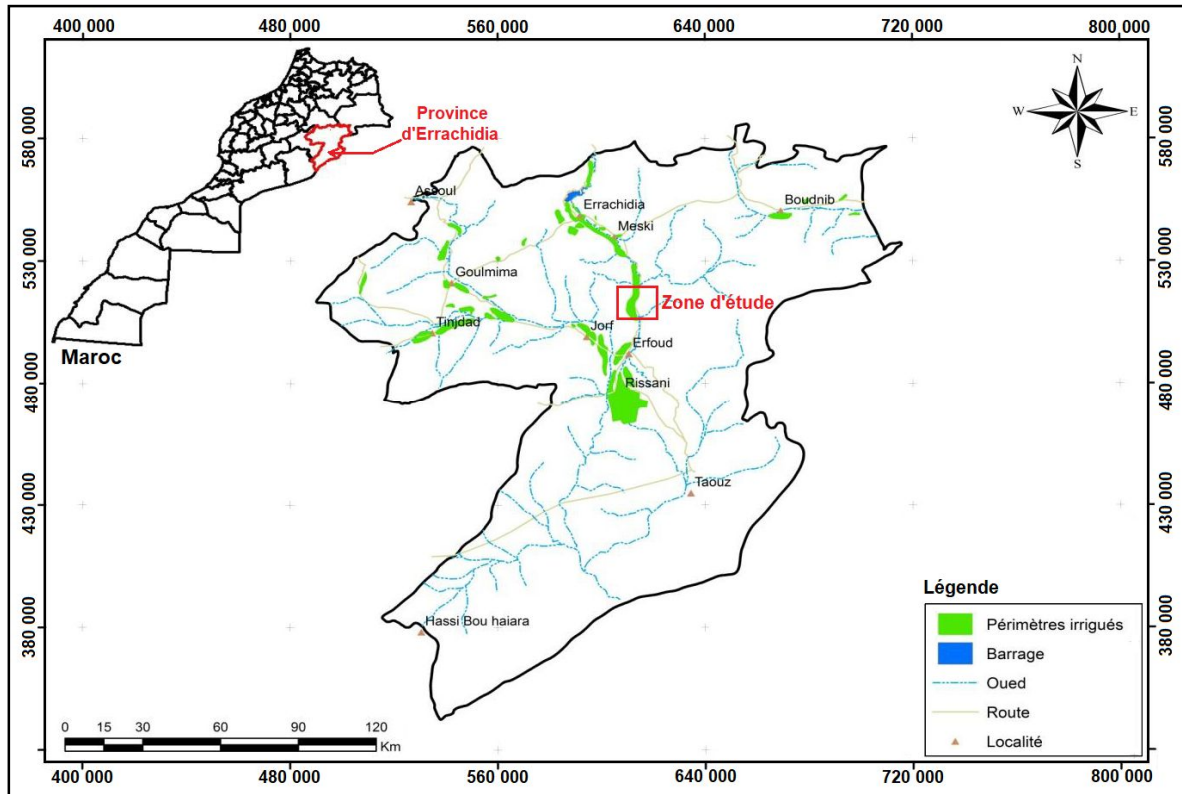


Figure 4 : MNT et profil topographique de la région d'Errachidia-Tafilalt (ABH-GRZ)

D'un point de vue morpho-pédologique, le bassin moyen de Ziz est caractérisé par des modelés, étagés ou emboîtés, des terrasses des vallées et des dépressions. Le mécanisme qui est à l'origine de ces différents modelés est lié au réseau hydrographique de l'oued Ziz qui converge vers le Sud (Joly et Margat, 1955), et à l'action de l'eau dans ses aspects multiples; depuis les processus d'altération superficielle aux mécanismes de comblement des vallées à grande échelle (Navas et *al.*, 2013). Les processus de météorisation, liés aux dissolutions différentielles des roches calcaires, se manifestent surtout par les phénomènes d'encroûtement carbonaté, affectant les dépôts des modelés de surface. Ces derniers sont recouverts d'un encroûtement calcaire différencié selon leur chronologie (Joly et Margat, 1955).

La vallée du Ziz, étroite en amont, devient plus large en aval et la plaine alluviale est plus étendue avec des épandages plus fins. Les sols cultivés, d'origine alluvionnaire, sont limoneux-

argileux et parfois riches en matière organique. Localement, certaines surfaces sont formées par des sols bruts d'apport liés aux crues des affluents du Ziz, qui apportent des sédiments grossiers issus des terrains gréseux des Hamadas crétacées et les déposent sur la plaine alluviale du Ziz, sous forme de cônes de déjection (Navas et *al.*, 2013).



Figure 5 : Aspects de désertification dans la région de Zaouia Jdida et manifestations de l'érosion éolienne par la déflation directe

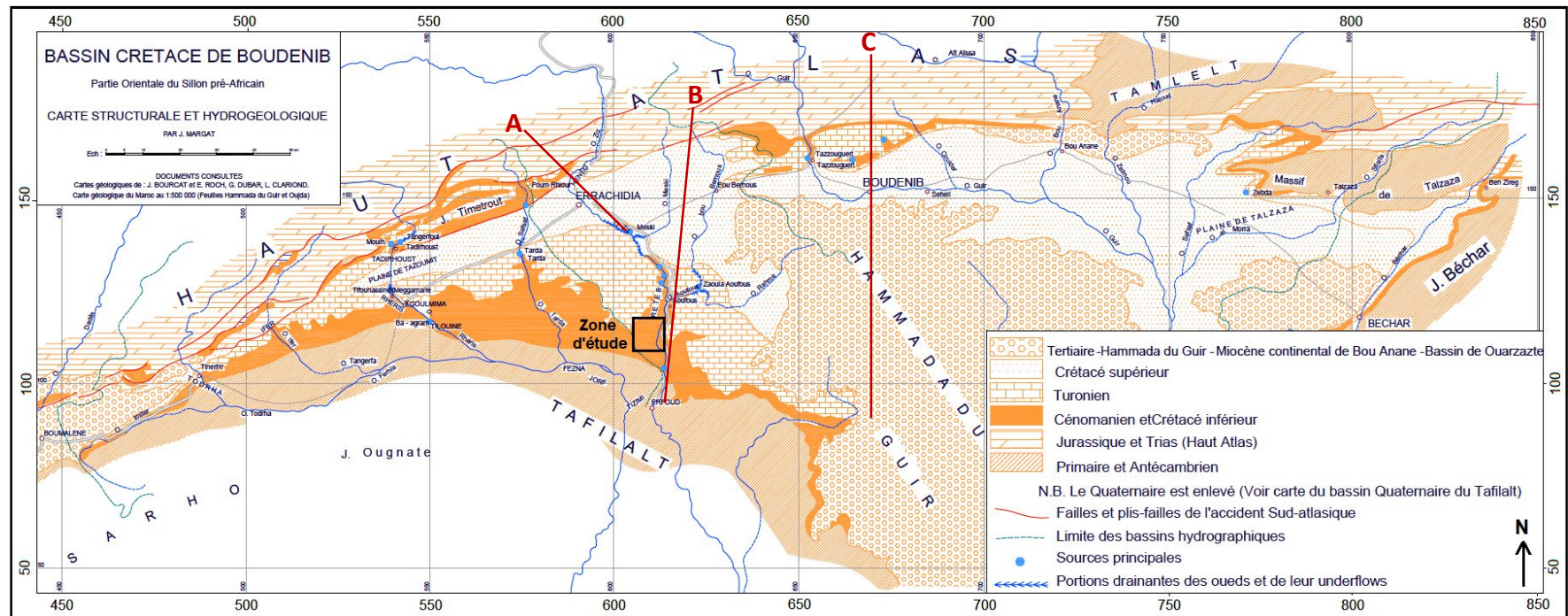
3. Géologie régionale et lithostratigraphie du bassin

3.1 Cadres géologique et morpho-structural

Les premières recherches géologiques menées dans la région d'Errachidia-Tafilalt (Choubert 1949 ; Destombes et Hollard, 1986) montre que le bassin d'Errachidia se présente comme un synclinorium dissymétrique. Il est constitué de dépôts carbonatés du Turonien (Choubert and Faure-Muret, 1962), grés-sableux à intercalation du gypse de l'Infra-cénomaniens et des sables argileux avec des dépôts d'évaporites et des formations gypsifères du Sénonien (Choubert, 1920 ; 1945). Les formations quaternaires reposent directement sur l'Infra-cénomaniens au Nord et sur le Paléozoïque au Sud, et montrent une épaisseur variable comprise entre 5 et 40 m (Amharref, 1991). La plaine quaternaire de Tafilalet se présente sous forme de deux plateaux argilo-calcaires emboîtés et découpés par oued Ziz et oued Rhéris, en de profondes vallées. La figure 6 représente la carte géologique du bassin crétacé d'Errachidia-Boudnib.

Du Nord vers le Sud, le paysage régional est formé par trois unités morpho-structurales (Margat, 1977); le haut bassin correspondant au Haut Atlas, le bassin moyen ou sillon préafricain (le bassin crétacé d'Errachidia) et le bassin inférieur (Anti Atlas oriental), généralement représenté par les plaines de Todra, Ferkla et Tafilalet. Le Sillon pré-africain forme, entre les deux Atlas, un vaste synclinal dissymétrique. La bordure du Haut Atlas est marquée par l'accident sud-atlasique qui se traduit par des séries de failles parallèles à la chaîne, par des plis en genoux et des flexures importantes et parfois des chevauchements du Lias de l'Atlas sur les sédiments plus récents du Sillon (Chamayou et Ruhard, 1977). Le flanc sud des synclinaux présente au contraire des pendages faibles vers la plaine, qui peuvent cependant cacher des accidents tectoniques importants.

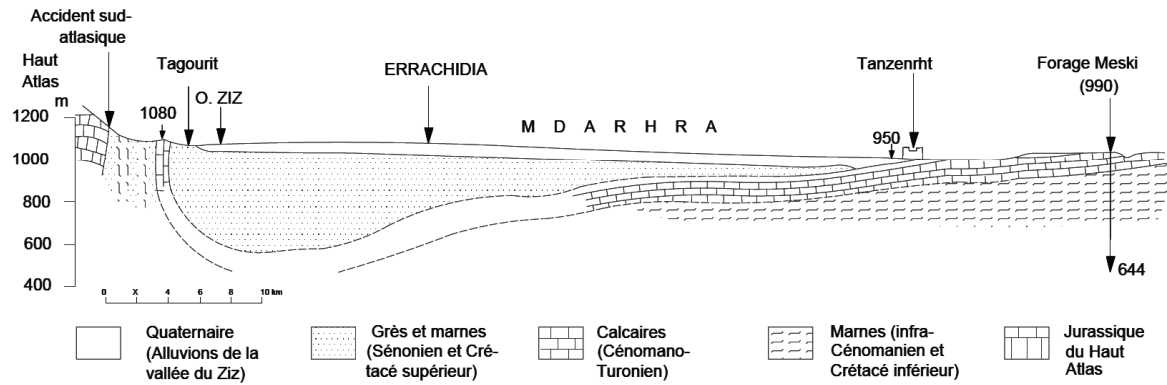
Des Coupes géologiques réalisées au centre du bassin d'Errachidia, désigné par le bassin du Crétacé, est formé principalement de couches horizontales de calcaires crétacés (Fig. 7). Ce dernier, s'agit d'une structure subsidente comprise entre le domaine atlasique montagneux au Nord et la plateforme africaine au Sud, remplie de sédiments détritiques variés essentiellement d'âge crétacé, d'origine variable; continentale, lagunaire et marine (Chamayou et Ruhard, 1977).



**Figure 6 : Carte géologique du bassin crétacé d'Errachidia-Boudnib (Margat, 1977)
et localisation de la zone d'étude (modifiée)**

NW

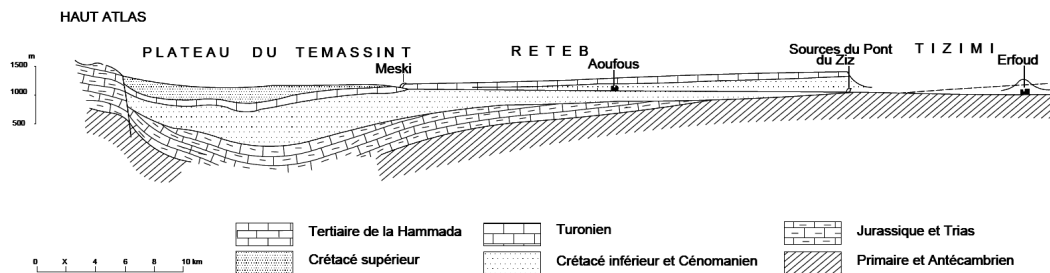
SE



Coupe géologique A

N

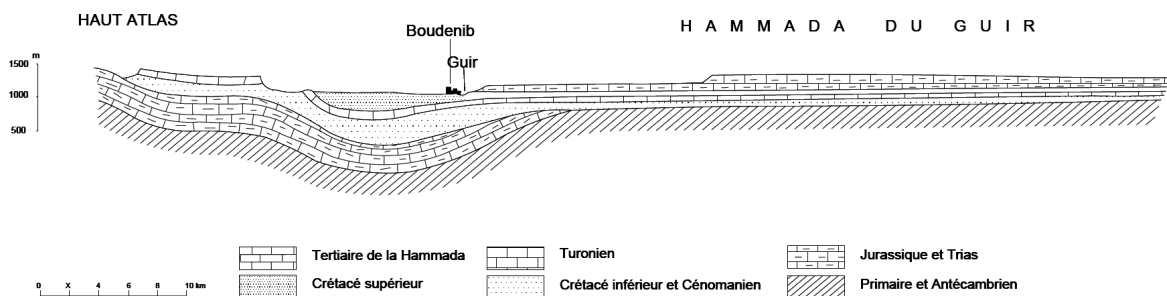
S



Coupe géologique B

N

S



Coupe géologique C

Figure 7 : Coupes géologiques réalisées dans le bassin crétacé d'Errachidia, montrant la structure en dépression du bassin et le remplissage sédimentaire varié d'âge essentiellement crétacé (Margat, 1977)

3.2 Lithostratigraphie

3.2.1 Paléozoïque

Les formations paléozoïques, représentées par toute la série, du Cambrien au Carbonifère, affleurent au Sud à Erfoud et dans le bassin de Tafilalt. Elles sont essentiellement détritiques (Michard, 1976) et correspondent à des grès roses, des grès quartzitiques, des conglomérats très consolidés et des schistes (Fig. 8). Le Dévonien est calcaire, à Goniates et Clymenies (Hollard, 1974). Ces terrains sont affectés par la tectonique hercynienne (Michard, 1976), sous forme de plis larges et de grands accidents transversaux dont les rejets peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres.

3.2.2 Mésozoïque

Le Crétacé constitue la limite nord du bassin d'Errachidia. La transgression crétacée envahit le Sud marocain, occupe l'actuel sillon sud-atlasique et arrive jusqu'au Tafilelt. La sédimentation est épicontinentale et présente des variations importantes d'épaisseur et de faciès (Fig. 8).

a- Infra-cénomanién: Il correspond à des formations continentales provenant de la destruction des reliefs anté-crétacés (Choubert, 1920-1945). L'Infra-cénomanién est formé principalement de grès rouges avec intercalations de marnes gypsifères, d'argiles rouges, du sable et de conglomérats.

b- Cénomanién et Turonien: Au début du Cénomanién, lors de la transgression marine (les deux mers atlantique et méditerranéenne se rejoignent dans le sillon sud atlasique), il y a développement de la plate-forme cénomano-turonienne (Choubert et Faure-Muret, 1962). A l'affleurement, le Céno-mano-Turonien est formé de calcaires lités à la base et massifs au sommet.

c- Sénonien: Il correspond à un épisode régressif marquant le passage d'une sédimentation proprement marine à une sédimentation lagunaire et continentale, qui marque la fin d'un cycle sédimentaire. Il est représenté par des sables argileux à intercalations de bancs d'anhydrite et de bancs gréseux.

3.2.3 Tertiaire

Le Tertiaire affleure principalement à l'Est du bassin, où il est représenté par les Hamadas de Guir. Les affleurements tertiaires bordent aussi l'oued Todrha au Nord de Tinghir. Les formations tertiaires sont occupées essentiellement par les grès, les calcaires, les grès-calcaires plus ou moins consolidés et les sables gréseux ou sableux (Fig. 8).

3.2.4 Quaternaire

Dans l'ensemble du bassin, le quaternaire a été particulièrement étudié par J. Margat. Pendant l'ère quaternaire, on distingue le Quaternaire ancien avec des encroûtements conglomératiques à éléments anguleux, le Quaternaire moyen formé par des encroûtements superficiels et le Quaternaire récent, représenté par des éboulis de pentes et d'alluvions qui bordent le parcours des oueds Ziz, Rhéris, Todrha et Guir. Dans le bassin moyen, le Quaternaire voit son épaisseur augmenter vers le Nord de la vallée, avec un maximum ne dépassant pas 55 m (Fig. 8).

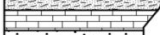
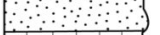
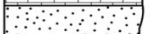
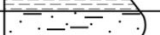
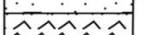
Etages			Log	Lithologie	Epaisseurs (m)
Quaternaire				Calcaire lacustre, limons, Conglomérats	5 - 40
Secondaire	Crétacé	Sénonien		Sables gréseux rouges avec intercalations de marnes à gypse	150 - 600
				Sable argileux	
				Niveau gréseux Intercalations calcaires	
		Cénomano- toronien		Calcaires litées à intercalations de marnes	60 - 150
		cénomannien		Marnes vertes anhydrites	40 - 50
		Infra- cénomannien		Grès rouges	80 - 400
				Argiles sableuses anhydrites	
				Sables fins	
		Jurassique	Jurassique Continentrale		Grès grossier Argiles rouges Conglomérats
	Bathonien Bajocien			Calcaires dolomitiques massifs	100 - 320
				Alternance de calcaires et de marnes	
	Aalénien			Alternance de marnes et de calcaires dolomitiques	100 - 320
	Toarcien			Marnes vertes fossilifères	50 - 250
	Domérien			Calcaires dolométiques plus ou moins marneux	150 - 200
	Trias	Trias		Marnes rouges Basaltes doléritiques Marnes rouges anhydritiques	500
	Paléozoïque			Schistes, quartzites, calcaire	

Figure 8 : Log stratigraphique synthétique du bassin crétacé d'Errachidia (Amharef, 1991)

4. Caractéristiques climatiques

Le climat régnant dans la région d'Errachidia Tafilalt est aride à semi-aride, qui devient saharien à forte influence continentale vers le Sud, avec un microclimat qui s'individualise au niveau des vallées et des régions cultivées (palmeraies). Les précipitations, peu abondantes, sont caractérisées par une irrégularité spatio-temporelle et les températures présentent de très importantes variations saisonnières. Les vents chauds et souvent chargés de sables et de limons, soufflent essentiellement durant la période de Mars à Mai et de Septembre à Octobre. L'ouverture de la région vers le Sud accentue l'aridité du climat et les phénomènes d'évaporation (Kabiri, 2004). Ci-après nous détaillerons les paramètres climatiques suivants; les précipitations, la température et l'évaporation.

4.1 Précipitations

La région d'Errachidia-Tafilalt est marquée par des altitudes variables de 800 à 1200 m, qui diminuent du Nord vers le Sud. Les précipitations se manifestent alors par une anisotropie spatio-temporelle avec une baisse de la pluviométrie du Nord vers le Sud. La forme de la vallée allongée, du Haut Atlas vers la plaine de Tafilalt, contrôle la répartition spatiale des précipitations suivant un gradient décroissant depuis l'amont au Nord vers l'aval au Sud. Les précipitations sont de l'ordre de 120 mm/an dans les hauts reliefs et moins de 80 mm/an vers le Sud. Les données de la pluviométrie moyenne enregistrées au niveau de la station du Radier d'Erfoud (Fig. 9) montrent le caractère aléatoire des précipitations dans le bassin de Ziz. Quelques intempéries en 2008/2009 (185.2 mm), 2014/2015 (178.8 mm) et en 2018/2019 (118.1 mm), ont contribué significativement aux apports d'eau au niveau du barrage Hassan Addakhil, à la recharge de la nappe phréatique et à l'amélioration des débits des puits et des khetaras (ABH-GRZ).

La faible pluviométrie, particulièrement au Sud, est due d'une part, à la chaîne atlasique qui empêche toute influence océanique et, d'autre part, à la présence des masses d'air chaud provenant du Sahara. Ce régime pluviométrique est aussi en relation avec des perturbations orographiques responsables du caractère orageux en été, et des perturbations océaniques à l'origine des pluies d'hiver et du printemps.

4.2 Température

Le régime thermique se caractérise par une grande différence entre l'hiver et l'été. Les températures en été peuvent atteindre 48 °C alors que celles d'hiver diminuent jusqu'à -8 °C. La

figure 10 donne les valeurs des températures moyennes maximales et minimales, enregistrées au niveau de la station du Radier d'Erfoud, durant les quatre dernières décennies.

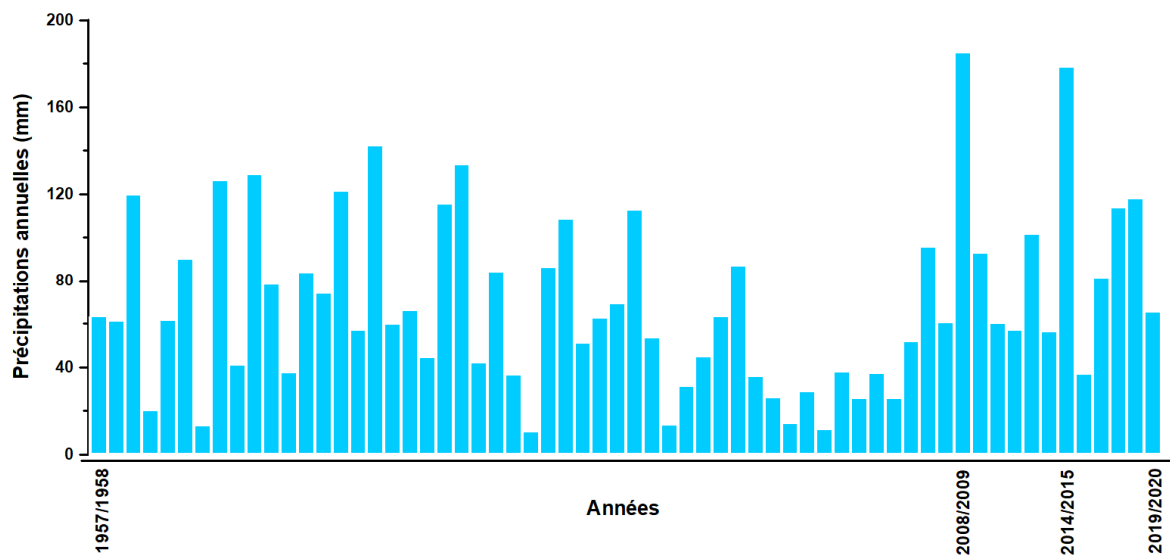


Figure 9 : Pluviométrie moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station du Radier d'Erfoud durant la période 1957 – 2020 (ABH-GRZ)

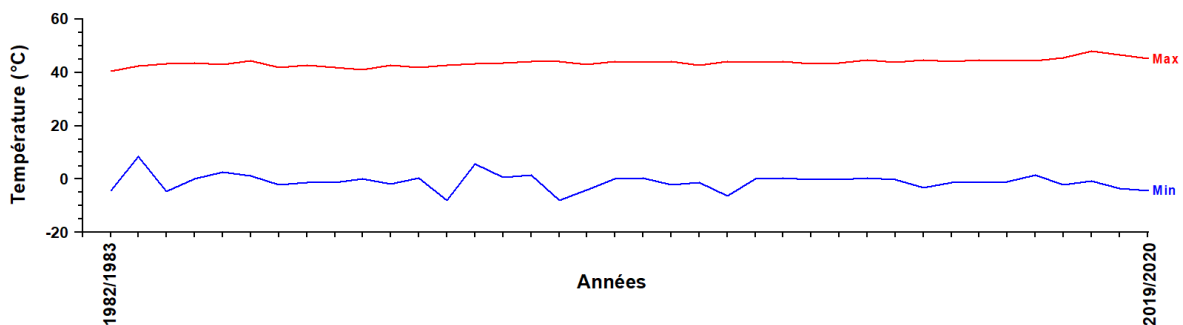


Figure 10 : Variation des températures moyennes, maximales et minimales enregistrées au niveau de la station du Radier d'Erfoud durant la période 1982 – 2020 (ABH-GRZ)

Le tableau ci-après (Tab. 1) représente la variation de la température moyenne mensuelle durant l'année 2019/2020. La température maximale enregistrée est de l'ordre de 45.2 °C pendant le mois de Juillet, alors la température minimale affiche une valeur de -4.4 °C pendant le mois de Janvier.

Tableau 1 : Températures moyennes mensuelles enregistrées au niveau de la station du Radier d'Erfoud durant l'année 2019/20 (ABH-GRZ)

	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août
T_{Max} (°C)	38	32	25	27.8	26.2	28.6	32.2	33.4	40	42.8	45.2	44.2
T_{Moy} (°C)	27	15	12	11.9	9	14.9	17.2	20.6	25.4	15.6	33.6	32
T_{Min} (°C)	14.8	7	-1.4	-2	-4.4	0.2	4.2	7	8.8	16.4	16.2	21.4

4.3 Evaporation

L'évaporation réelle, mal connue, montre une grande différence suivant que l'on considère la région naturelle ou les vallées cultivées dans lesquelles règne un microclimat. La transpiration des plantes, l'évaporation sur les surfaces irriguées et le plan de la nappe concourent à augmenter la valeur totale de l'évapotranspiration. En moyenne l'évaporation potentielle s'élève à 2500 mm/an. Cependant, les palmiers dattiers créent des conditions climatiques moins sévères au niveau du sol, ainsi, la température est plus basse, l'hygrométrie est plus élevée et l'évapotranspiration est moins importante (Navas et *al.*, 2013). Les conditions régnant dans la vallée de l'oued Ziz font que l'évaporation potentielle est plus élevée que l'évaporation réelle (Margat, 1962). En se basant sur la technique du Bac de Colorado, l'évaporation enregistre 2300 mm/an à Errachidia et 3090 mm/an à Erfoud. L'évaporation montre donc un gradient croissant du Nord vers le Sud (Navas et *al.*, 2013).

Le diagramme ci-dessous (Fig. 11) montre la variation de l'évaporation moyenne annuelle durant la période (1982-2018). Ces mesures ont été prises au niveau de la station du barrage Hassan Addakhil, en utilisant la technique du Bac de Colorado.

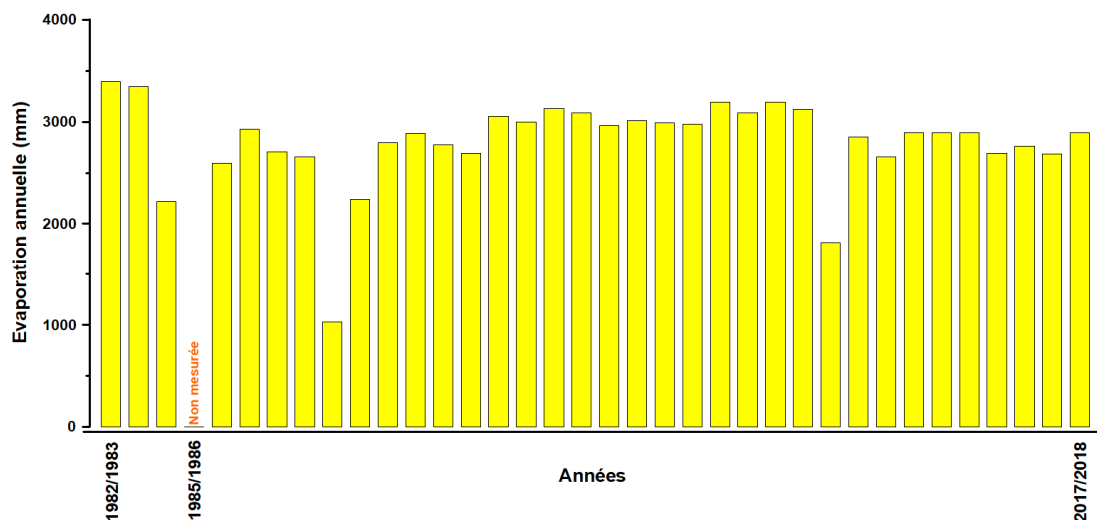


Figure 11 : Variation de l'évaporation moyenne annuelle durant la période 1982-2018, enregistrée au niveau de la station du barrage Hassan Addakhil (ABH-GRZ)

5. Hydrologie de surface et hydrogéologie

5.1 Eaux de surface

Le bassin crétacé se caractérise par un réseau hydrographique actif pendant l'hiver. Il est représenté principalement par deux oueds; Ziz et Rhéris, provenant du Haut Atlas et traversant le bassin du Nord au Sud. Avec leurs profils hydrauliques irréguliers, ces oueds se sont pratiquement

asséchés ou ont vu leurs débits d'écoulement diminuer de façon remarquable, ce qui a eu l'effet sur l'alimentation des nappes et sur le périmètre irrigué. Particulièrement dans le bassin de Ziz, le réseau hydrographique est riche en vallées importantes mais à faible développement de cours pérennes, et l'oued Ziz présente un régime à tendance saharienne. Le collecteur principal comprend:

- Un cours supérieur drainant le bassin amont du Ziz,
- Un cours moyen qui collecte les eaux du bassin intermédiaire,
- Un cours inférieur traversant la plaine du Tafilalt.

Depuis la mise en service du barrage Hassan Addakhil au cours de l'année 1970/71, l'oued Ziz, n'enregistre plus actuellement d'écoulement permanent. Il est ainsi réduit au rôle d'adducteur des lâchers du barrage, visant essentiellement à répondre aux besoins agricoles en aval.

Le suivi de l'évolution spatiale des paramètres chimiques le long de l'oued Ziz (Navas et *al.*, 2013) a permis de caractériser la salinisation des eaux de surface. La conductivité électrique, qui donne une bonne appréciation sur le degré de minéralisation, voit ses valeurs moyennes augmenter de 0,853 ds/cm à Taourirt pour atteindre 2,22 ds/cm à Oulad Chaker. Puis, elle diminue au niveau de Kser Jdid et Douira. Les eaux de l'oued Ziz montrent alors une dilution depuis la localité de Kser Jdid. Les concentrations des cations majeurs le long du cours d'eau montrent, majoritairement, la même évolution que celle du degré de minéralisation.

5.2 Eaux souterraines

Les premières études et synthèses hydrogéologiques menées dans le bassin d'Errachidia-Boudnib (Margat, 1958 ; 1959 ; 1977 ; Chamayou et Ruhard, 1977) ont permis de disposer d'informations précieuses sur les systèmes aquifères, essentiellement situés dans les formations crétacées. Ensuite la compilation de ces études hydrogéologiques, des études isotopiques préliminaires (Louvât et Bicharat, 1990 ; Michelot et *al.*, 1992 ; Bouabdellaoui et *al.*, 1995), et d'autres études géochimiques et isotopiques (Ammary, 2007), a permis de mieux individualiser et caractériser les aquifères dans l'ensemble du bassin hydrologique d'Errachidia-Tafilalt. Ainsi:

- Le haut bassin renferme les aquifères du Jurassique et du Quaternaire. Il s'agit des calcaires et dolomies intercalées avec des marnes et des argiles (en plus des passages d'anhydrite et du gypse), qui reposent sur les schistes et quartzites paléozoïques ou sur les argiles rouges et basaltes du Trias,

- Le bassin inférieur (Anti Atlas oriental ou les plaines de Todrha, Ferkla-Rhêris et Tafilalt) abrite des aquifères dans les terrains anciens fracturés du Primaire et du Précambrien et dans les dépôts quaternaires de fond de vallée. Ce sont essentiellement des formations limono-argileuses ou graveleuses intercalées de calcaires lacustres. Ils affleurent sous forme de plaquages ou de terrasses dans les vallées d'oueds.

Nous allons nous contenter dans ce mémoire de détailler le système aquifère multicouche (Margat, 1977) du bassin moyen de Ziz. Il s'agit de l'aquifère quaternaire et des aquifères du Crétacé (Sénonien, Turonien, et Infra-cénomaniens).

5.2.1 Aquifère quaternaire

L'aquifère quaternaire est constitué, à la base, de conglomérats plus ou moins cimentés et de calcaires gréseux lacustres, qui contiennent la réserve essentielle de la nappe (Margat, 1977). Le sommet de la formation contient des niveaux perméables, sables et galets, recouverts de limons puissants et inégalement répartis. Ces limons constituent souvent la limite supérieure de la nappe (frange capillaire et marge des fluctuations de la nappe). Les nappes quaternaires, la nappe du Tafilalt et la nappe alluviale du Ziz, alimentent les palmeraies par des puits, des sources et des khattaras (Margat, 1977).

La nappe quaternaire est très étendue mais de faible épaisseur, et s'écoule vers le SSW. Sa profondeur par rapport à la surface varie entre 8 et 22 m, tandis que sa puissance aquifère varie entre 1 et 19 m. Dans la région de Ain Al Atti, l'augmentation de la salinité de la nappe phréatique, suite à un enrichissement en chlorure, en sodium et en calcium (Dakkak et *al.*, 2005 ; Ammary, 2007), est attribuée:

- Au fort pouvoir évaporant du climat, dû aux longues durées de sécheresse dans la région,
- Aux infiltrations des eaux d'irrigation et au retour des eaux artésiennes chargées en sel,
- Au phénomène de dissolution/lessivage des sels de la roche réservoir.

La recharge de la nappe alluviale quaternaire (dans la plaine de Tafilalt) dépend principalement des événements pluviométriques et des lâchers du barrage (Ammary, 2007).

5.2.2 Aquifère sénonien

L'aquifère sénonien présente une composition lithologique très variée. Il est occupé par des formations continentales gréseuses très hétérogènes, avec du gypse et de l'anhydrite. Il affleure dans la partie orientale de la région d'Errachidia-Boudenib. L'épaisseur du Sénonien est

variable; il augmente de l'Ouest vers le centre du bassin. En effet, les épaisseurs minimales (20 m environ) se situent au Nord et au NW et les épaisseurs maximales sont rencontrées dans la dépression d'Errachidia. La nappe sénonienne est essentiellement exploitée par les puits traditionnels pour des besoins domestique et agricole. La qualité des eaux est très variable avec un résidu sec compris entre 0,5 et 10 g/l.

5.2.3 Aquifère turonien

L'aquifère turonien constitue l'aquifère principal du bassin. Il est composé de formations calcaires fracturées et de dolomie d'origine marine, sous forme de faciès karstiques. Son plancher imperméable est formé de marnes cénomaniennes et son toit, quasi imperméable, est formé de grès et de marnes sénoniens permettant une communication avec les formations supérieures. L'épaisseur moyenne des calcaires est d'environ 100 m et se réduit à 25 m au Sud. Les principaux exutoires naturels de cet aquifère sont des sources dont celle de Tarda, Tifounassine, Zaouit Aoufous et la source bleue de Meski. Les eaux turoniennes montrent un résidu sec qui varie entre 1 et 2 g/l, témoignant ainsi leur bonne qualité.

Les aquifères, quaternaire, sénonien et turonien reçoivent leur recharge à partir des inondations récentes de l'oued Ziz et des précipitations locales (Aoubouazza et *al.*, 2013). Mais, la recharge est constituée principalement par infiltration des eaux des lâchers du barrage Hassan Addakhil (Ammary, 2007).

5.2.4 Aquifère infra-cénomanién

L'aquifère de l'Infra-cénomanién est constitué de dépôts continentaux (grès grossiers et conglomérats) et lagunaire (sables, argiles et marnes). Il affleure sous forme de vastes plateaux au NW et au Sud, avec une épaisseur comprise entre 200 m au Nord et 500 m au niveau de l'axe du bassin, et se réduit progressivement vers le Sud (100 à 50 m d'épaisseur). Son plancher est imperméable, formé de schistes, marnes et des argiles rouges. Tandis que son toit est constitué par des formations cénomaniennes imperméables d'origine marine, composées de marnes et d'argiles versicolores à épaisseurs variables.

Avec un sens d'écoulement général du Nord vers le Sud, la qualité des eaux infra-cénomaniennes est très variable d'un secteur à l'autre; douce à l'Ouest et au Nord de la région de Ain Al Atti, avec résidu sec compris entre 0,8 et 1,6 g/l, saumâtre à Aoufous (2 à 3 g/l) et très minéralisée entre Douira et le Radier d'Erfoud, dont le résidu atteint 14,3 g/l (Aoubouazza et *al.*, 2013). Dans la région de Ain Al Atti, l'analyse hydrochimique des eaux a permis d'entrevoir que le

faciès chimique est exclusivement de type chloruré sodique (Dakkak *et al.*, 2005 ; Ammary, 2007). L'eau est fortement minéralisée; la charge saline totale est comprise entre 8 et 16 g/l. La minéralisation des eaux pourrait être liée à un long temps de contact entre l'eau et l'encaissant (Ammary, 2007). Cette dégradation chimique est due notamment au processus de dissolution/lessivage des évaporites de la formations aquifère (Aoubouazza *et al.*, 2013).

Localement, l'aquifère infra-cénomaniens montre des transmissivités faibles variant entre $2,0 \times 10^{-4}$ et $2,2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (DRPE, 1989). Il est exploité dans deux secteurs: le secteur de Goulmima-Tinjdad à l'Ouest (drainé par un complexe de khetaras) et le secteur d'Erfoud au Sud. La nappe est peu exploitée en raison de sa salinité dans la zone avale (Ain El Atti).

La carte piézométrique (Figure 12) de la nappe profonde du bassin crétacé a été établie en 2006 (ABH-GRZ, 2006) puis actualisée en 2015 (Ben-Said, 2015). Elle révèle que le niveau piézométrique montre un gradient décroissant vers le Sud pour enregistrer des valeurs inférieures à 900 m plus au Sud de la région de Zaouia Jdida. L'écoulement général de la nappe se fait du Nord vers le Sud avec des axes de circulation orientés NE-SW et NW-SE et parfois E-W. Cette structure d'écoulement, particulièrement dans la partie nord du bassin, est influencée par les sources de Tarda, Meski et Zaouiat Aoufous; ce qui atteste l'échange probable entre l'aquifère gréseux du Sénonien et l'aquifère calcaire du Turonien.

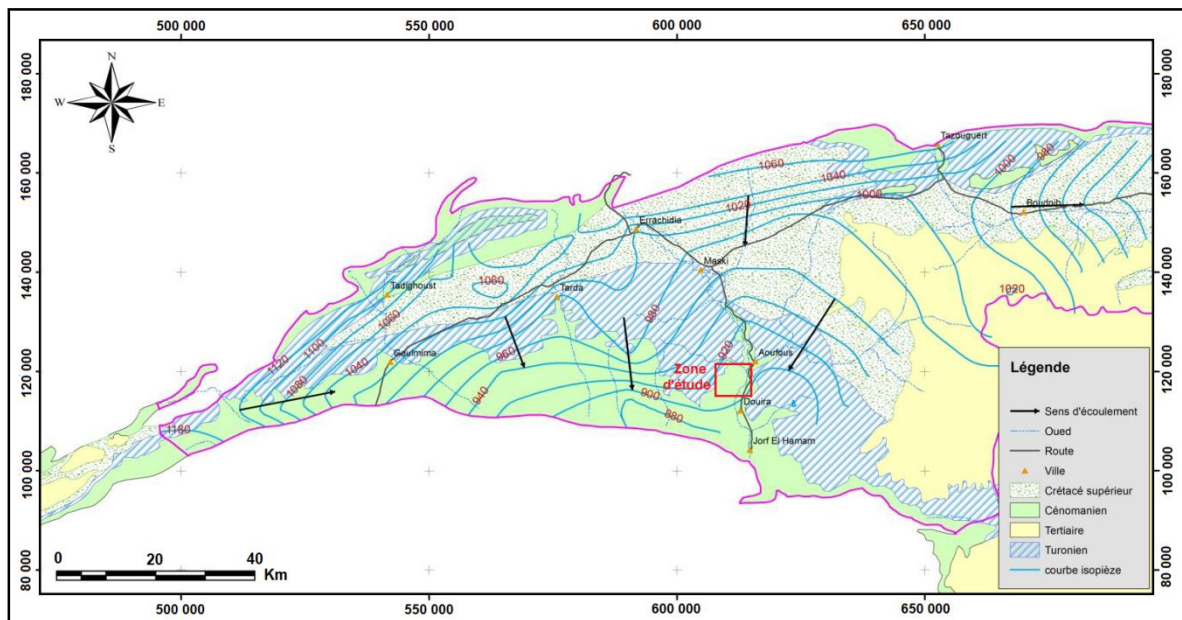


Figure 12 : Carte piézométrique de la nappe profonde du bassin crétacé (ABH-GRZ, 2006 et actualisée par Ben-Said, 2015)

6. Synthèse des travaux géophysiques antérieurs

Dans le cadre de la recherche pétrolière et/ou de la prospection hydrogéologique, plusieurs campagnes géophysiques ont été réalisées dans le bassin d'Errachidia-Boudnib. Particulièrement, La prospection électrique a commencé vers les années 50 avec des petites campagnes dispersées puis condensées à maille serrée, pour mettre en évidence les grands traits du bassin et pour caractériser les différentes structures. L'objectif était surtout de guider l'implantation des forages. Le tableau suivant (Tab. 2), résume l'ensemble des études géophysiques menées dans le bassin d'Errachidia-Boudnib.

Ces campagnes géophysiques ont d'abord permis de confirmer la dissymétrie apparente du bassin étudié dont l'axe du synclinal étant proche du Haut Atlas. Longitudinalement, le bassin est une succession d'aires d'ennoyages et de surélévations qui permettent de différencier une série de sous-bassins et d'unités structurales séparées entre elles par des axes anticlinaux secondaires. Entre autres, les résultats de ces études géophysiques ont montré que:

- Le Sénonien est développé au centre et au Nord du bassin d'Errachidia, avec un faciès gréseux résistant, alors qu'au Sud, il est moins développé avec un faciès argileux et/ou sableux,
- Le Turonien est sub-affleurant au Sud et au Nord, avec une épaisseur variable comprise entre 25 et 100 m. Sa résistivité varie selon la variation du faciès et selon la qualité de l'eau de l'aquifère turonien,
- L'Infra-cénomanién, essentiellement argilo-sableux ou marneux avec des intercalations gypsifères, est bien développé au Nord avec un maximum d'épaisseur au niveau de l'axe du bassin. L'Infra-cénomanién voit son épaisseur diminuer vers le Sud et repose en discordance sur les schistes du Primaire.

Particulièrement, nous résumerons ici les résultats de la prospection électrique Nord-Erfoud. Dans le but de compléter l'état de connaissance de la nappe infra-cénomaniénne entre Aoufous et Erfoud, la Campagne Africaine de Géophysique (CAG, 1987), a mené une étude électrique au Nord d'Erfoud, en réalisant un total de 145 sondages électriques verticaux. L'interprétation des résultats de résistivité électrique s'est basée sur des forages situés dans la région. Cette étude a donc permis de préciser les points suivants:

Tableau 2 : Compagnes géophysiques menées dans le bassin d'Errachidia-Boudnib

Etudes réalisées	Année	Entreprise
Etude géophysique par procédé de sismique réfraction dans la vallée moyenne du Ziz-Ksar Es Souk	1955	Compagne de Prospection Géophysique Nord-Africaine
Etude géophysique par procédé de sismique réfraction dans la région de Ksar Es Souk	1958	Compagne de Prospection Géophysique Nord-Africaine
Etude Magnéto-Tellurique MT-5 FTR. Errachidia-Boudnib	1987	Société de Prospection et d'Etudes Géophysiques
Etude par prospection électrique dans la région Nord d'Erfoud	1987	Compagne Africaine de Géophysique
Prospection géophysique par méthode électrique dans le bassin d'Errachidia-Boudnib	1988	Compagne Africaine de Géophysique
Synthèse géophysique des bassins de Fès-Meknès et Boudnib-Errachidia	1988	Compagne Africaine de Géophysique
Etude par prospection électrique de la Région d'Erfoud-Tinghir	1989	Compagne Générale de Géophysique
Prospection géophysique par méthode électrique dans la région nord-est d'Erfoud	1991	Compagne Africaine de Géophysique
Prospection géophysique par méthode électrique dans le bassin d'Errachidia-Boudnib	1991	Compagne Africaine de Géophysique
Prospection géophysique par méthode électrique dans le bassin d'Errachidia-Région Nord de Tarda	1991	Compagne Africaine de Géophysique
Prospection géophysique par méthode électrique dans le bassin d'Errachidia-Région Nord de Goulmima	1991	Compagne Africaine de Géophysique
Prospection électrique de Boudnib	2007	GéoAtlas
Synthèse sismique de Boudnib	2007	GéoAtlas

- Présence d'une discontinuité électrique au Sud de l'aire prospectée marquée par le passage brutal d'un substratum relativement conducteur ($> 25 \Omega m$), assimilé aux schistes primaires, à un ensemble plus résistant ($> 400 \Omega m$) correspondant aux terrains de l'Infra-cénomanién,
- L'Infra-cénomanién montre des valeurs faibles de la résistance transversale au centre ($Tr < 500 \Omega m^2$), des valeurs moyennes dans la majeure partie de la zone étudiée ($500 < Tr < 2000 \Omega m^2$) et des valeurs fortes ($Tr > 2000 \Omega m^2$) qui se repartissent suivant une bande qui épouse, en grande partie, la limite d'affleurement du Turonien.

7. Conclusion

La pollution des eaux et la salinisation des formations géologiques sont des problèmes environnementaux, qui constituent une préoccupation de la population des régions arides et semi-arides, exemple d'Errachidia-Tafilalt. De nombreux travaux ont vu le jour, dans le but d'atténuer l'impact de ces phénomènes sur l'équilibre oasien. Cela, est rendu possible à travers des programmes d'utilisation durable des eaux salées et des sols salins, mais également des campagnes de sensibilisation de la population, pour une utilisation rationnelle des eaux souterraines sous la contrainte saline.

La zone d'étude, Zaouia Jdida, fait partie du bassin crétacé d'Errachidia, qui montre une série stratigraphique allant du Paléozoïque au Quaternaire. Le centre du bassin est principalement formé de dépôts de natures variées datant du Sénonien, du Turonien et de l'Infra-cénomanién. Localement, dans l'aire d'étude, les terrains essentiellement d'âge infra-cénomanién, sont recouverts par des alluvions quaternaires et reposent, vers le Sud, sur des terrains du Primaire. En termes hydrogéologiques, le bassin se caractérise par un système aquifère multicouche, dont l'aquifère infra-cénomanién porte l'essentiel de la nappe dans la région de Ain Al Atti. Sous la contrainte climatique et le stress salin, des programmes d'exploration/exploitation des eaux souterraines restent une tâche continue, afin de rechercher et d'extraire de l'eau non polluée, pour répondre aux besoins domestiques et agricoles.

CHAPITRE II

Etat de l'art de la Géophysique en prospection hydrogéologique

1. Introduction

La géophysique est un outil de reconnaissance du sous-sol grâce aux grandeurs physiques qui le caractérisent. Son champ d'application est large; elle est utilisée dans plusieurs domaines dont l'hydrogéologie, l'environnement, l'imagerie des cavités et l'exploration minière. La prospection géophysique présente l'avantage d'être non destructive et économique.

Dans le domaine de l'environnement, la géophysique trouve son champ d'application dans trois principaux volets (MEND, 1996), la recherche des sources de pollution, la recherche de fuites dans un système d'étanchéité et la détection/localisation de pollutions des sols ou des eaux souterraines. C'est ainsi que les techniques géophysiques sont largement utilisées dans la l'industrie de la gestion des déchets (Grellier et *al.*, 2008) et la détection/prédiction des risques environnementaux qui en résulte, particulièrement dans un milieu urbain (Al-Tarazi et *al.*, 2008 ; Attwa et *al.*, 2020 ; Omolara et Olatunde I.P., 2020), ou des déchets nucléaires (Rucker et *al.*, 2009) et la cartographie des sites pollués. Plusieurs travaux ont alors permis de caractériser les mouvements de lixiviat et d'estimer sa quantité dans les décharges publiques (Yochim et *al.*, 2013). La caractérisation de l'extension de la zone contaminée par les hydrocarbures (Morsy et Rashed, 2012 ; Blondel, 2014) et l'extension spatiale de la salinisation des ressource en eau (Boughriba et *al.*, 2006), ainsi que son impact sur les sols (Benamara et *al.*, 2017), ont toujours fait l'objet d'une intervention géophysique. Dans le cadre de la réhabilitation des sites miniers abandonnés, générateurs de pollution, l'utilisation combinée des méthodes géophysiques (Andrad et Goud, 2011 ; Lghoul, 2014) a permis d'obtenir des résultats prometteurs aidant à la prise de décision concernant la limitation du problème de pollution des eaux souterraines, à travers la détermination des zones potentielles de pollution et ainsi la contribution à l'élaboration d'un projet de réhabilitation; site de Kettara au Maroc par exemple (Lghoul, 2014).

L'identification des cavités souterraines et leur cartographie sont devenues, certes, des chapitres importants de la géotechnique mais également de la géophysique (Filahi, 2008 ; Yawar et *al.*, 2020). Les travaux de Filahi en 2008, par exemple, ont porté sur la cartographie des cavités au niveau de la Médina de Beni-Mellal au Maroc. Les résultats obtenus ont permis d'orienter les opérations futures de mise en sécurité et d'aménagement de la Médina.

L'exploration minière repose, entre autres, sur le couplage des données géologiques et géophysiques. Plusieurs couvertures géophysiques sont utilisées comme guide incontournable dans la recherche des minéralisations, l'élaboration des modèles 3D d'exploitation et dans l'estimation des réserves minières, dans des contextes géologiques différents, y compris le socle et la couverture (Soulaimani et *al.*, 2017 ; Zerouali et *al.*, 2018 ; Dakir et *al.*, 2019 ; Ebrahimi et *al.*, 2019 ; Upadhyay et *al.*, 2019 ; Arinze et *al.*, 2020 ; Horo et *al.*, 2020 ; Moreira et *al.*, 2020 ; Mosaad et *al.*, 2020 ; Sono et *al.*, 2020 ; Soulaimani et *al.*, 2020).

Dans le cadre de la présente thèse, les méthodes géophysiques, électrique et électromagnétique, sont utilisées dans l'exploration hydrogéologique. Ainsi, dans les axes suivants, nous précisons l'intérêt de la résistivité électrique et de l'induction magnétique. Ensuite, nous parlerons de l'état de l'art de la géophysique en prospection hydrogéologique.

2. Résistivité électrique et induction magnétique

2.1 Intérêt de la résistivité électrique des roches

Dans la prospection électrique, l'interprétation géophysique est possible grâce aux relations qui existent entre les caractéristiques lithologiques d'une formation et la réponse électrique engendrée par cette formation. Etant très important, le paramètre qui influence les mesures géophysiques est la résistivité électrique des roches. C'est un paramètre physique qui est directement lié à la nature des formations géologiques explorées et à la présence et la qualité de l'eau dans les roches. Par définition, La résistivité électrique est la capacité d'un corps à s'opposer au passage du courant électrique. Elle est exprimée en ohm.mètre (Ωm). La résistivité d'un sol dépend essentiellement de la teneur en eau, de la minéralisation de l'eau, de la teneur en argile ainsi que de la granulométrie (McNeill, 1990). La conductivité électrique, inverse de la résistivité, s'exprime en Siemens/m. Les courants électriques se propagent dans les milieux selon trois modes: propagation par conduction électronique, propagation par conduction électrolytique et propagation par conduction diélectrique.

Il faut rappeler que la conductivité électrolytique est liée à la présence des ions des liquides occupant les formations poreuses. Elle correspond au mode de propagation de courant le plus commun dans les roches. Cette conductivité varie en fonction de la teneur en eau, de la minéralisation de l'eau et du pourcentage et de l'arrangement des pores qui contiennent l'eau. Archie (1942) a donné une formule empirique qui lie les différents paramètres déterminant la résistivité d'une formation:

$$\rho_f = a \varphi^{-m} \rho_w S^{-n}$$

Avec:

ρ_f : résistivité de la formation (Ωm)

ρ_w : résistivité de l'eau (Ωm)

φ : porosité de la formation (rapport du volume des vides au volume total, sans dimension)

S: saturation (rapport du volume des vides remplis d'eau au volume total des vides, sans dimension)

a: facteur de tortuosité (sans dimension)

m: facteur dépendant de la forme des pores et des particules

n: facteur de cimentation avec des valeurs comprises entre 1.4 et 2.0 (sans dimension).

Le tableau ci-dessous (Tab. 3) donne les valeurs des deux paramètres a et m et les valeurs de porosité pour différents types de roches.

Tableau 3 : Paramètres a et m et porosité des différents types de roches (kaufman et Keller, 1983)

Type de roche	a	m	Porosité (%)
Roches détritiques faiblement cimentées (sable, grès, calcaire)	0.88	1.37	25 à 45
Roches sédimentaires modérément cimentées (grès et calcaire)	0.62	1.72	18 à 35
Roches sédimentaires Cimentées	0.62	1.95	5 à 25
Roches volcaniques Poreuses	3.50	1.44	20 à 80
Roches cristallines Denses	1.40	1.58	<4

La résistivité électrique peut varier pour une même formation suivant les conditions où la formation se trouvait et suivant la direction des formations géologiques. Dans le terrain, une couche présente une anisotropie verticale liée à son histoire géologique. Pratiquement, cette anisotropie se traduit par une résistivité transversale plus grande que la résistivité longitudinale (De Stadelhofen, 1991). On peut donc introduire le coefficient d'anisotropie λ tel que:

$$\lambda = \sqrt{\rho_t / \rho_l}$$

Avec

λ : coefficient d'anisotropie

ρ_t : résistivité transversale

ρ_l : résistivité longitudinale

La résistivité moyenne s'écrit

$$\rho_m = \sqrt{\rho_t \cdot \rho_l}$$

Et la résistivité apparente moyenne s'écrit

$$\rho_{am} = \sqrt{\rho_{\max} \cdot \rho_{\min}}$$

Le tableau suivant (Tab. 4) présente un récapitulatif des valeurs usuelles des résistivités électriques des formations géologiques.

Tableau 4 : Valeurs de la résistivité des eaux et des roches (Astier, 1971)

Eaux ou roches	Résistivités ($\Omega \cdot m$)
Eau de mer	0,2
Eau de nappes alluviales	10 – 30
Eau de source	50 – 100
Sable et graviers secs	1000 - 10 000
Sable et graviers imbibés d'eau douce	50 – 500
Sable et graviers imbibés d'eau salée	0,5 – 5
Argiles	0,2 – 20
Marnes	20 – 100
Calcaires	300 – 10000
Grès argileux	50 – 300
Grès, quartzites	300 - 10 000
Cinériles, tufs volcaniques	20 – 100
Laves	300 - 10 000
Schistes graphiteux	0,5 – 5
Schistes argileux ou altérés	100 – 300
Schistes sains	300 – 3000
Gneiss, granites altérés	100 – 1000
Gneiss, granites sains	1000 – 10000

2.2 Intérêt de l'induction magnétique

La prospection électromagnétique (EM) se fait par l'interprétation des variations d'un champ EM naturel ou artificiel (un champ primaire noté H_p). Le champ H_p interagit avec les matériaux conducteurs dans le sol, pour ainsi générer un deuxième champ EM, le champ secondaire H_s ; c'est l'induction magnétique. Pour la prospection hydrogéologique, la technique électromagnétique peut être plus pratique et efficace que les méthodes à courant continu, à cause de la difficulté de planter des électrodes dans des roches extrêmement compactes (Rakotondraso, 1995 ; Descloitres, 1998). Ainsi, des mesures EM ont montré la possibilité de localiser des zones fracturées qui créent des

zones de résistivité à grand contraste, dans un contexte structural général (Turberg et *al.*, 1994 ; Ritz et *al.*, 1996 ; Gnaneshwar et *al.*, 2011). Les techniques EM sont souvent utilisées pour faire une détection sommaire d'anomalies, qui seront ensuite étudiées par d'autres méthodes géophysiques complémentaires.

3. Intérêt de la géophysique en hydrogéologie

Les méthodes traditionnelles de l'hydrogéologie, les forages par exemple, fournissent des informations capitales sur la lithologie et la stratification locale, sur la présence des systèmes de failles et de fractures. Cependant, ce travail hydrogéologique exige l'installation de plusieurs puits d'observation, pour rendre possible la bonne corrélation. En outre, les méthodes hydrogéologiques conventionnelles ne peuvent pas préciser la variation de certains paramètres des horizons aquifères, tels que l'épaisseur et la résistivité électrique. C'est à ce niveau qu'interviennent les méthodes de la géophysique appliquée. L'absence et/ou la rareté des informations sur les systèmes aquifères d'une région donnée, pourrait être à l'origine d'une mauvaise implantation des différents ouvrages destinés à l'extraction de l'eau souterraine. De ce fait, la caractérisation et la délimitation des systèmes aquifères nécessitent l'adoption d'une approche intégrant plusieurs disciplines telles que la géologie, l'hydrogéologie et la géophysique appliquée. Parmi les méthodes géophysiques auxquelles on fait recours dans la caractérisation d'un aquifère; la méthode électrique et la méthode électromagnétique basées sur le contraste de résistivité (conductivité) du sous-sol.

3.1 Aquifère et paramètres hydrogéologiques

Le mot aquifère est issu des mots latins *acque* qui signifie eau et *fera* qui veut dire *je porte*. Ainsi, un aquifère est une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement d'une nappe d'eau souterraine et le captage d'une quantité d'eau appréciable (Castany, 1982). Il est formé de deux constituants: le réservoir et l'eau souterraine dont la fraction mobile est appelée nappe d'eau souterraine (Castany, 1982). Lorsque la surface supérieure de l'eau fluctue sans contrainte, la nappe d'eau est dite libre. Si l'eau est confinée par des couches géologiques imperméables, elle est dite captive.

Les principales propriétés hydrogéologiques, déterminées essentiellement par les dimensions et les interconnexions des vides qui assurent la continuité du milieu aquifère, sont le stockage et la conduite (De Marsily, 1981 ; Castany, 1982).

3.1.1 Stockage

La capacité de stockage de l'aquifère fait référence à deux notions principales qui sont la porosité et le coefficient d'emmagasinement.

- La porosité (ϕ) est définie comme étant la capacité d'un milieu, de comporter des vides interconnectés ou non. Elle dépend de certains facteurs comme la forme et l'agencement des grains constituant la roche. La fracturation peut aussi constituer un facteur au développement de la porosité. On distingue différents types de porosité:

- La porosité totale (ϕ_t), dite aussi absolue (exprimée en %), d'un milieu est déterminée quantitativement par le rapport du volume de ces vides au volume total du milieu.

$$\phi_t = \frac{\text{volume total des vides}}{\text{volume total de la roche}}$$

- La porosité efficace S_y ($S_y = \text{specific yield}$), ou encore porosité de drainage (exprimée en %), est le rapport du volume d'eau gravitaire qu'un milieu poreux peut contenir en état de saturation, puis libérer sous l'effet d'un drainage complet, au volume total de la roche (Castany, 1982).

$$S_y = \frac{\text{volume d'eau gravitaire}}{\text{volume total de la roche}}$$

- La porosité cinématique (ϕ_c) qui représente la fraction de la porosité totale contenant l'eau qui peut circuler. Elle est donnée par la relation suivante (exprimée en %).

$$\phi_c = \frac{\text{volume d'eau mobile}}{\text{volume total de la roche}}$$

- Le coefficient d'emmagasinement (S) est défini comme le volume d'eau libéré (ou emmagasiné) par un prisme vertical du réservoir de section unitaire, à la suite d'une variation unitaire de charge (De Marsily, 1981). Il a une composante gravitationnelle et une composante élastique. Il peut être estimé à partir de l'expression ci-dessous.

$$S = S_y + \left[\rho_w * g * \phi_t * \left(\beta_l - \beta_s + \frac{\alpha}{\phi_t} \right) \right] * e$$

Avec,

S_y : porosité de drainage

ρ_w : masse volumique de l'eau

g : accélération de la pesanteur

ϕ_t : porosité totale

e : épaisseur de l'aquifère

Les coefficients β_l , β_s et α sont des coefficients de compressibilité respectivement du liquide, du solide et du milieu poreux. Le terme β_s est généralement négligé car très inférieur aux coefficients β_l et α (de l'ordre de $1/25$).

Dans un aquifère captif ou confiné, le coefficient d'emmagasinement est traduit par sa composante élastique ainsi $S_y = 0$. Tandis que dans un aquifère libre, la composante élastique est négligeable devant la composante gravitationnelle. De ce fait, le coefficient d'emmagasinement correspond à la porosité de drainage $S \approx S_y$.

3.1.2 Conduite

La conduite d'un aquifère est contrôlée par sa perméabilité (ou conductivité hydraulique). Celle-ci est la capacité du milieu à laisser circuler l'eau. Cette propriété, ayant la dimension d'une vitesse, est généralement exprimée par le coefficient de perméabilité K de *Darcy*. Il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable, la roche doit impérativement être poreuse (Castany, 1982). Les possibilités de circulation d'eau dans un aquifère dépendent du coefficient de perméabilité K et de son épaisseur e . Cela, induit la notion de la transmissivité T qui s'exprime en $m^2.s^{-1}$ suivant la relation:

$$T = K * e$$

Les propriétés des réservoirs souterrains sont liées à la lithologie, à la structure et à la genèse des formations hydrogéologiques perméables (Cuttillo et Bredehoeft, 2011). On distingue deux grandes catégories de réservoirs à partir de leur porosité:

- La porosité d'interstice ou intergranulaire, observée dans les formations non consolidées composées de milieux poreux (gravier, sable, limon et argile). L'eau souterraine est stockée et se répand dans les espaces poreux entre les particules,
- La porosité de fissure, rencontrée dans les formations karstiques ou de socle. L'eau est stockée et s'écoule dans les joints, les fissures et les fractures de roche, ce qui constitue la porosité secondaire.

3.2 Etat de l'art de la géophysique appliquée à l'hydrogéologie

3.2.1 Délimitation des horizons aquifères

Le succès des méthodes de la géophysique appliquée, en géologie et en hydrogéologie, est dû au fait que la résistivité électrique des formations géologiques présente une grande variabilité en fonction de la nature de la formation, de sa texture et du fluide qui remplit ses vides. Plusieurs travaux ont confirmé l'efficacité de la méthode électrique dans la délimitation des horizons aquifères, dans des contextes géologiques différents (Essahlaoui et *al.*, 2000 ; Hritta, 2015 Bouikbane et *al.*, 2016 ; Benabdelouahab et *al.*, 2019 ; Aoudia et *al.*, 2020 ; Bersi et Saibi, 2020 ; Chibout et *al.*, 2020 ; Ihbach et *al.*, 2020 ; Jamal et Singh NP, 2020 ; Kehinde et *al.*, 2020). Ainsi, la distribution des résistivités électriques permettra de comparer deux ou plusieurs formations et de les localiser les unes par rapport aux autres. Par étalonnage avec les données des forages en place, on peut souvent délimiter lithologiquement ou stratigraphiquement les formations décelées. De ce fait, la géophysique appliquée intervient dans la caractérisation des aquifères par:

- La localisation et la délimitation des horizons aquifères,
- La détermination des natures des couches et leurs épaisseurs/profondeurs.

Par rapport à des contextes semi-arides similaires au bassin d'Errachidia, dans lequel est réalisé le présent travail de thèse, des travaux dans le bassin nord de Gafsa en Tunisie (Gouasmia et *al.*, 2021) ont montré que l'interprétation des sondages électriques permet de classer les profils de résistivité en deux ou plusieurs familles. Durant cette étude (Gouasmia et *al.*, 2021), deux types de profils ont été mis en relief (Fig. 13). L'inversion d'un total de 109 sondages électriques, a ensuite permis de différencier trois unités hydrogéologiques principales constituant trois aquifères productifs dans la région. Il s'agit de l'aquifère plio-quaternaire formé des sables et des graviers, l'aquifère sableux du Miocène et l'aquifère carbonaté du Turonien-Cénomanien. Ces aquifères montrent une variation des résistivités et des épaisseurs/profondeurs. Les profils électriques diffèrent, bien évidemment, d'un contexte à un autre reflétant ainsi une variation latérale et verticale de la lithologie et de la texture du matériau géologique.

Au Sud de la Tunisie, une autre prospection géophysique par 124 sondages électriques (Ben Alayet et *al.*, 2021) a montré une distribution différente des résistivités. Le calage de ces sondages avec les données de forages en place, a permis de distinguer entre deux types de profils faisant ressortir deux aquifères potentiels; l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire formé des sables argileux et l'aquifère sénonian carbonaté.

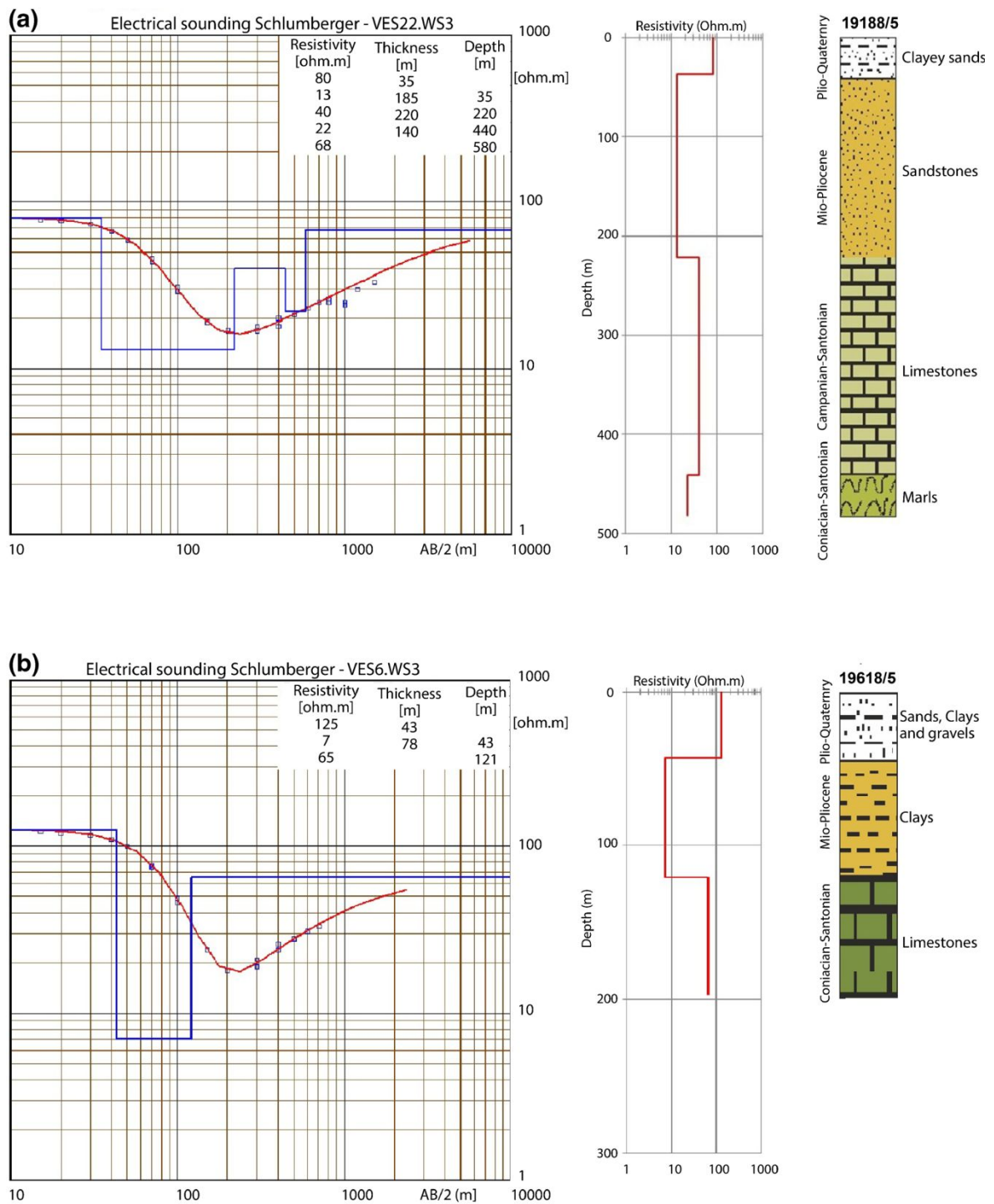


Figure 13 : Exemple d'inversion et étalonnage des sondages électriques (Gouasmia *et al.*, 2021)

D'autres travaux ont confirmé l'efficacité de la technique de sondage électrique vertical, dans la caractérisation des aquifères potentiels. Au Sud de la Tunisie, un total de 87 sondages électriques ont été réalisés dans la région de Tataouine pour caractériser un aquifère carbonaté (Gouasmia et *al.*, 2018). L'interprétation des résultats de résistivité apparente a montré que l'aquifère principal est formé des calcaires de la formation de Krachoua (Bajocian-Bathonian), qui ont affiché des résistivités comprises entre 60 et 123 Ωm , avec une épaisseur moyenne de 70 m (Fig. 14). Ces calcaires reposent sur un toit imperméable occupé par les argiles et les gypses conducteurs (4 - 8 Ωm) de la formation de Mastaoua (Lias supérieur). Les coupes géoélectriques établies (Fig. 14) ont montré que l'aquifère calcaire est contrôlé par un ensemble de faille qui ont engendré des structures en horsts et en grabens. Les résultats d'inversion des résistivité électriques ont également permis de dresser des cartes quantitatives de l'horizon aquifère de la région de Tataouine, à savoir la carte des isopaques. Celle-ci a montré que les calcaires de la formation de Krachoua ont des épaisseurs allant de 30 à 190 m. cette variation de l'épaisseur est parfois dûe à l'approfondissement du bassin et parfois à l'érosion des calcaires (Gouasmia et *al.*, 2018).

L'interprétation quantitative des sondages électriques contribue à cartographier le potentiel hydrogéologique à travers l'établissement des cartes quantitatives de l'aquifère en place (Nemer et *al.*, 2021). Dans le bassin versant d'El Hamiz en Algérie, la carte des isobathes (Fig. 15) a révélé que la profondeur de l'aquifère prospecté est comprise entre 5 et 125 m, tandis que la carte des isopaques (Fig. 16) a indiqué que son épaisseur fluctue entre 25 et 125 m. Ensuite, la carte de résistivité de cet aquifère (Fig. 17) a affiché des valeurs variant entre 25 et 140 Ωm . L'intégration de ces cartes (en plus d'autres facteurs) a montré que la région NW du bassin présente un fort potentiel hydrogéologique.

La distribution spatiale des résistivités vraies, en plus de délimiter l'unité hydrogéologique, permet de distinguer entre les aquifères d'eau fraîche des aquifères d'eau salée. En Egypte, l'étude géoélectrique des calcaires fracturés à l'Est de la région d'Al Kurimat (Alezbawy, 2021), a permis de séparer cet aquifère calcaire en deux parties (Fig. 18). Il s'agit d'une partie supérieure contenant de l'eau fraîche et dont l'épaisseur est comprise entre 89 et 250 m, et une partie inférieure moins épaisse (6 – 20 m) contenant de l'eau salée.

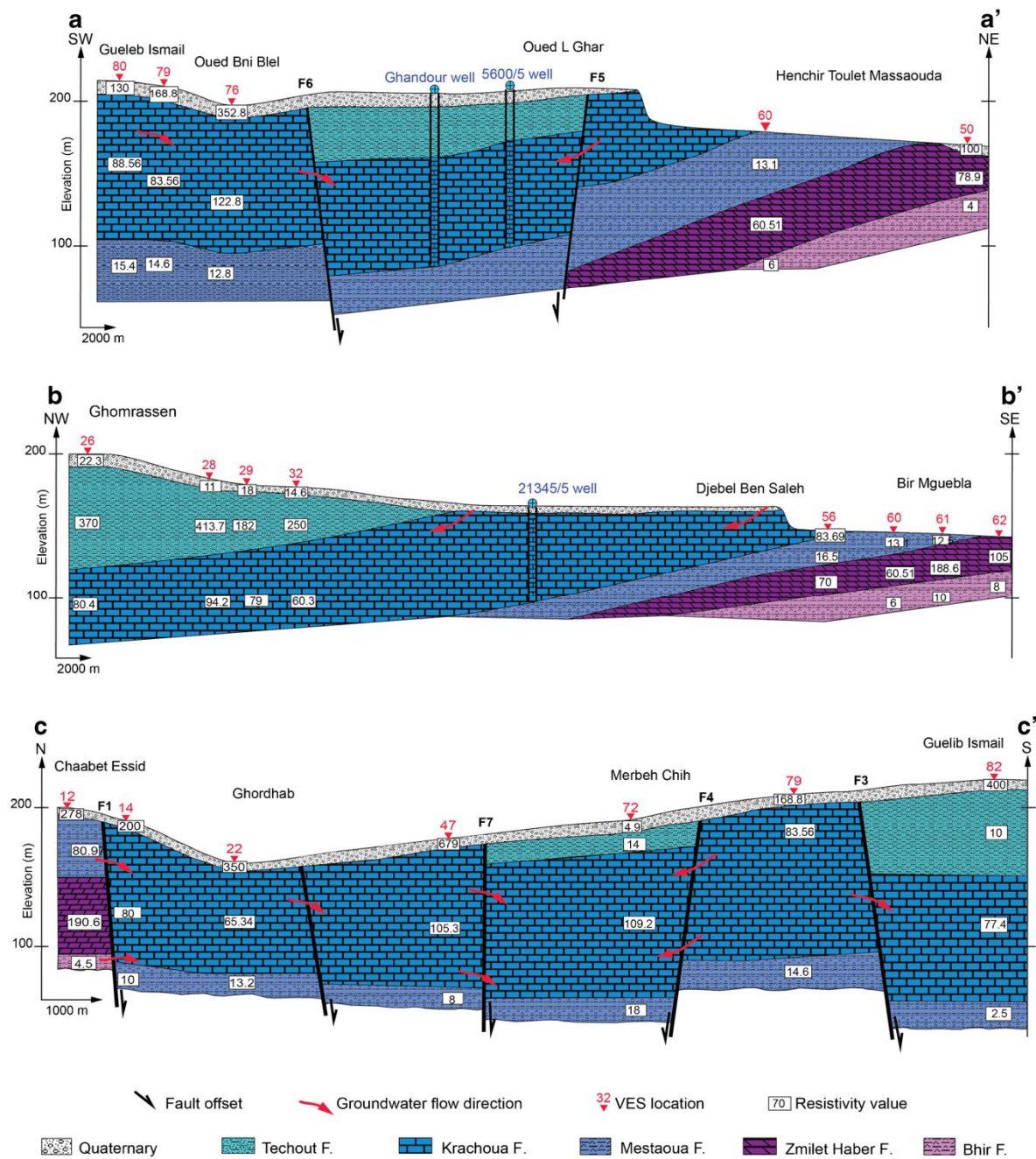


Figure 14 : Coupes géoélectriques établies à base des forages hydrauliques et des sondages électriques dans la région de Tataouine au Sud de la Tunisie (Gouasmia et *al.*, 2018)

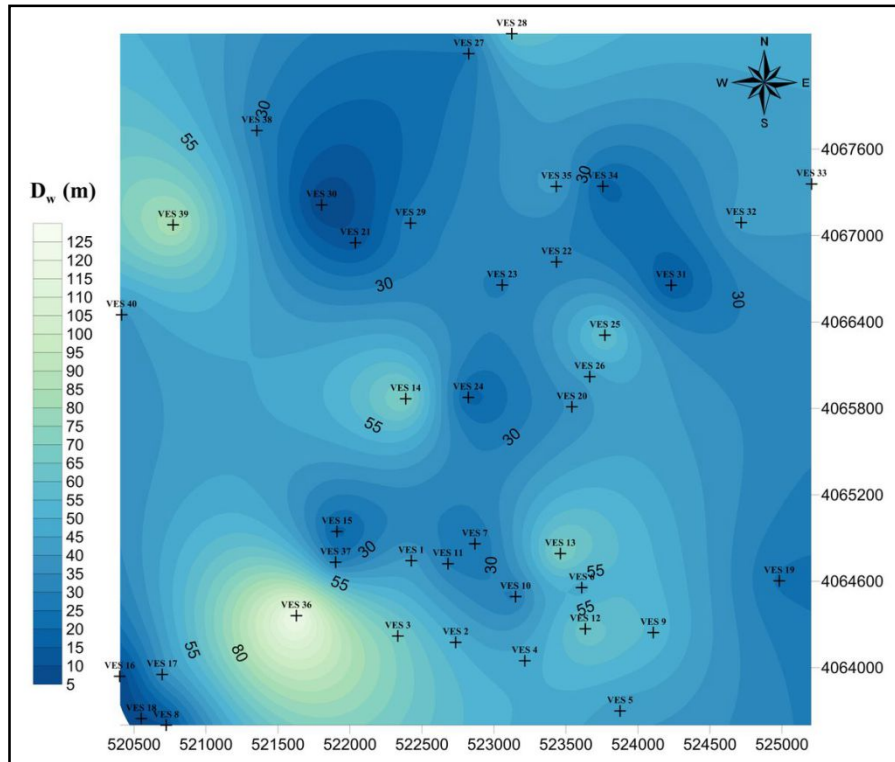


Figure 15 : Carte des isobathes de l'aquifère alluvial du bassin versant d'El Hamiz (Nemer *et al.*, 2021)

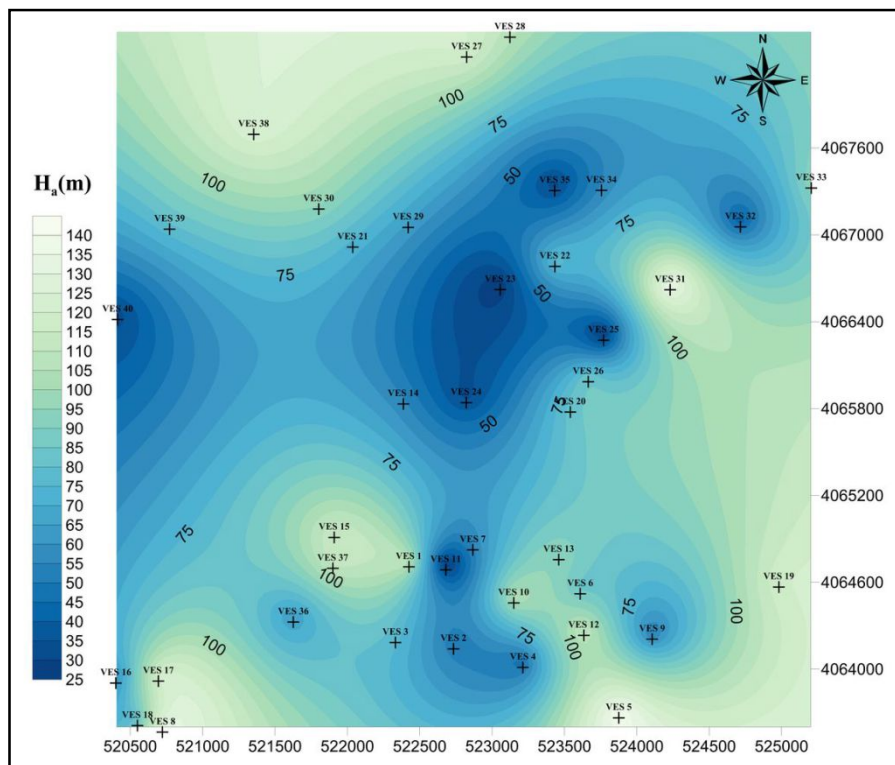


Figure 16 : Carte des isopaques de l'aquifère alluvial du bassin versant d'El Hamiz (Nemer *et al.*, 2021)

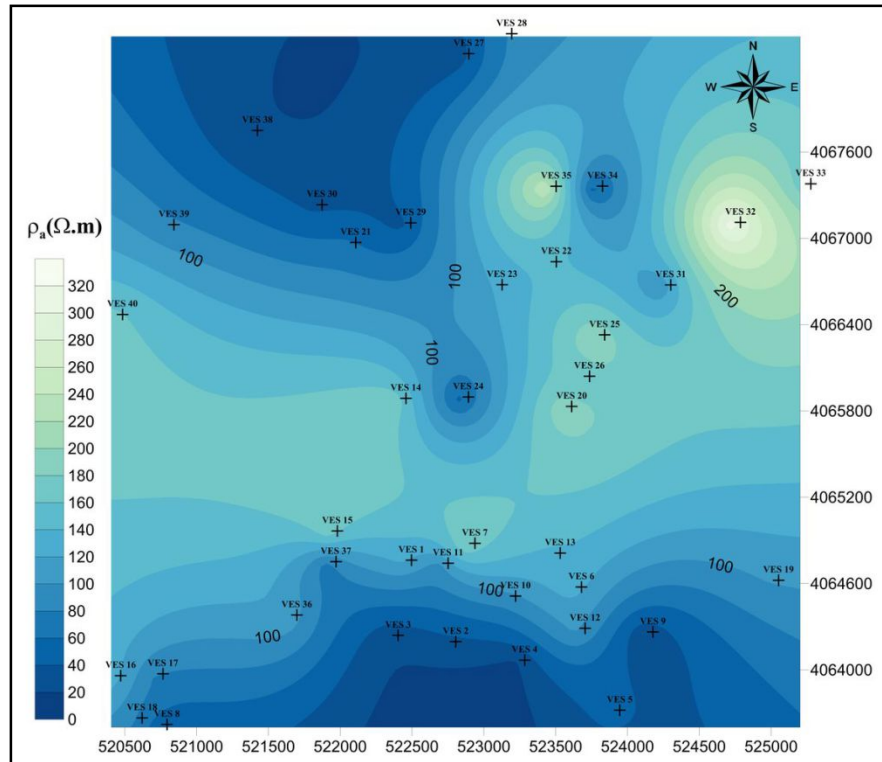


Figure 17 : Carte de résistivité de l'aquifère alluvial du bassin versant d'El Hamiz (Nemer et *al.*, 2021)

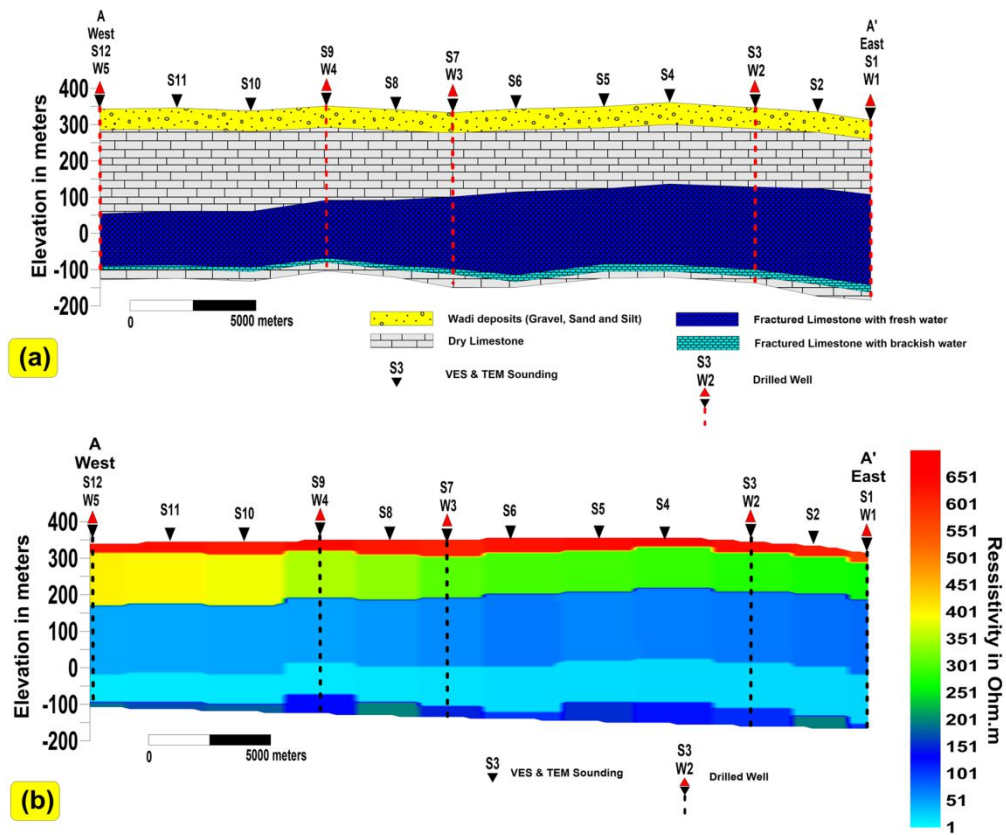


Figure 18 : Géométrie de l'aquifère calcaire dans la région d'Al Kurimat en Egypte (Alezabawy, 2021)

3.2.2 Exploration des zones de fracturation

Les zones de fracturation jouent un rôle important vu qu'elles sont considérées comme des conducteurs hydrauliques dans la pratique hydrogéologique (Kirsch, 2006). Ces fracturations pourraient correspondre aux axes d'écoulement de l'eau souterraine; elles sont alors hydrogéologiquement actives. Les roches pourraient montrer la présence des fractures, généralement associées aux mouvements tectoniques, le long des zones de failles. L'exploration géophysique de ces zones, dans différents contextes géologiques, est rendue possible grâce à plusieurs méthodes à savoir la méthode électrique, la méthode électromagnétique et la méthode sismique (Kchikach et *al.*, 2001 ; Sharma et Baranwal, 2005 ; Gnaneshwar et *al.*, 2011 ; Ndatuwong et Yadav, 2013 ; Kumar et Yadav, 2014 ; Bouikbane et *al.*, 2017 ; Jamal et Singh NP, 2018 ; Snineh et *al.*, 2018 ; Mandal et *al.*, 2019 ; Tassis et *al.*, 2020).

D'une manière particulière, l'exploration géoélectrique, latérale ou verticale, permet de mettre en évidence les zones de fracture et/ou de failles, à travers des techniques de mesures de résistivité telles que le sondage électrique vertical (configuration Schlumberger par exemple) et le traîné électrique (configuration Wenner par exemple). En outre, la méthode électromagnétique est couramment utilisée dans la détection des cibles conductrices, y compris le système de failles dans un horizon aquifère. Elle s'avère une approche relativement rapide dans la localisation des fractures (Benson et *al.*, 1997) vu que l'interprétation des mesures se fait facilement d'une manière qualitative (Vargemezis, 2007).

Plusieurs campagnes géophysiques ont confirmé l'apport appréciable de l'utilisation couplée des deux techniques, électrique et électromagnétique, dans la localisation des zones de fractures dans un contexte sédimentaire tabulaire, ayant des traits en commun avec le bassin d'Errachidia. Dans ce sens, les travaux de Abdel Zaher et *al.*, 2021 dans l'oasis de Farafra en Egypte ont montré, d'un point de vue structural, que la zone aquifère est affectée par un ensemble de failles qui seraient impliquées dans le réseau d'écoulement des eaux souterraines (Fig. 19). De plus les anomalies électromagnétiques (Fig. 20 - 21). ont indiqué la localisation des zones de failles/fracture au niveau de l'horizon aquifère (George et *al.*, 2013 ; Abdel Zaher et *al.*, 2021).

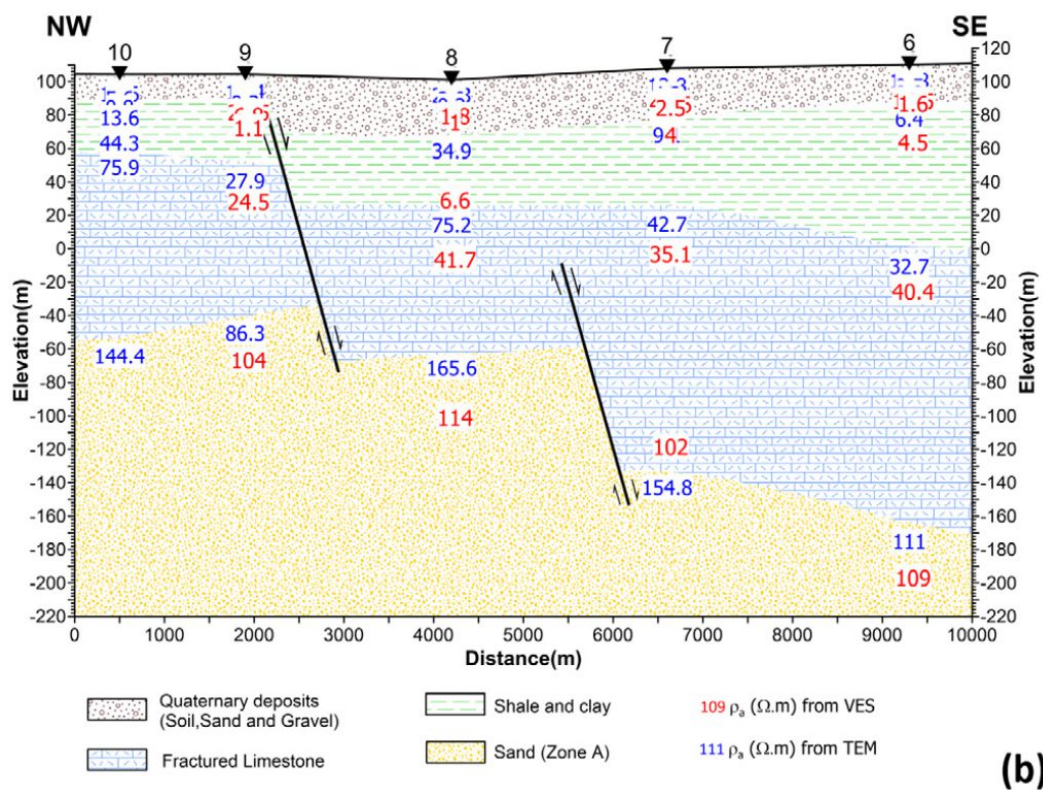
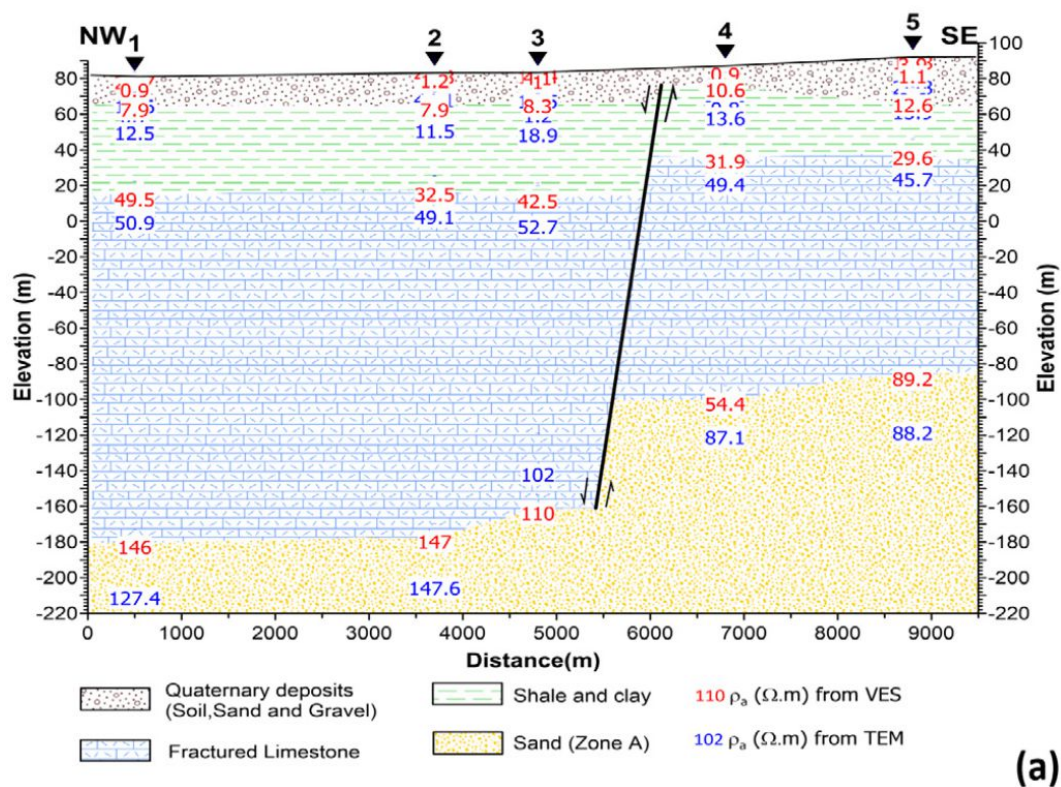


Figure 19 : Coupes géoélectriques représentatives montrant les failles ayant affectée la zone prospectée (Abdel Zaher et *al.*, 2021)

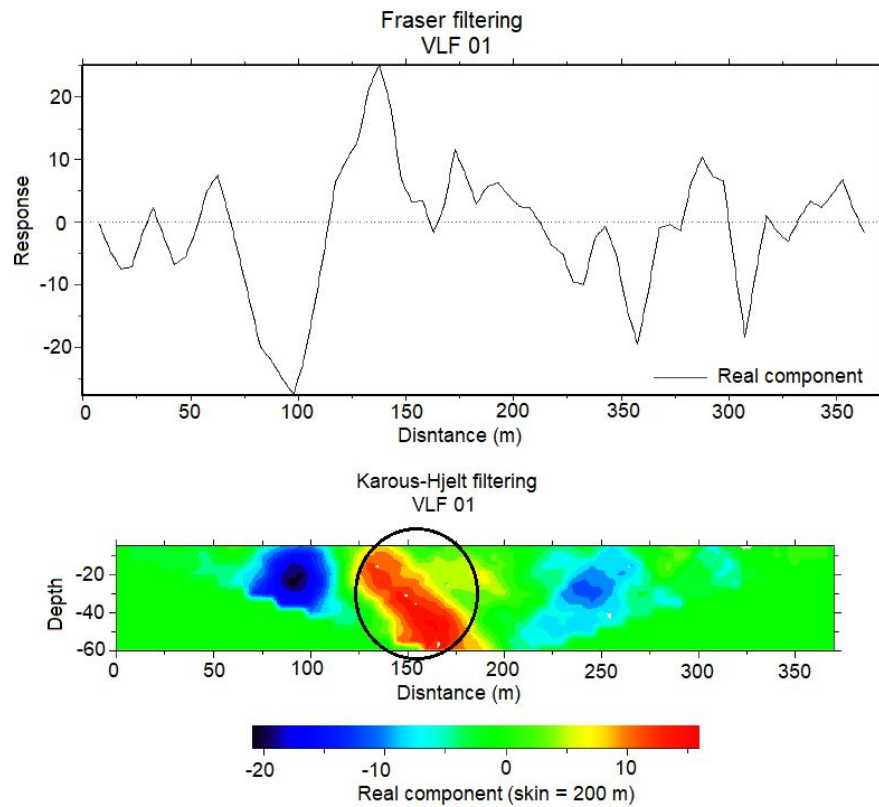


Figure 20 : Exemple d'une réponse électromagnétique dans le massif d'Oban au SE du Nigéria (George et al., 2013)

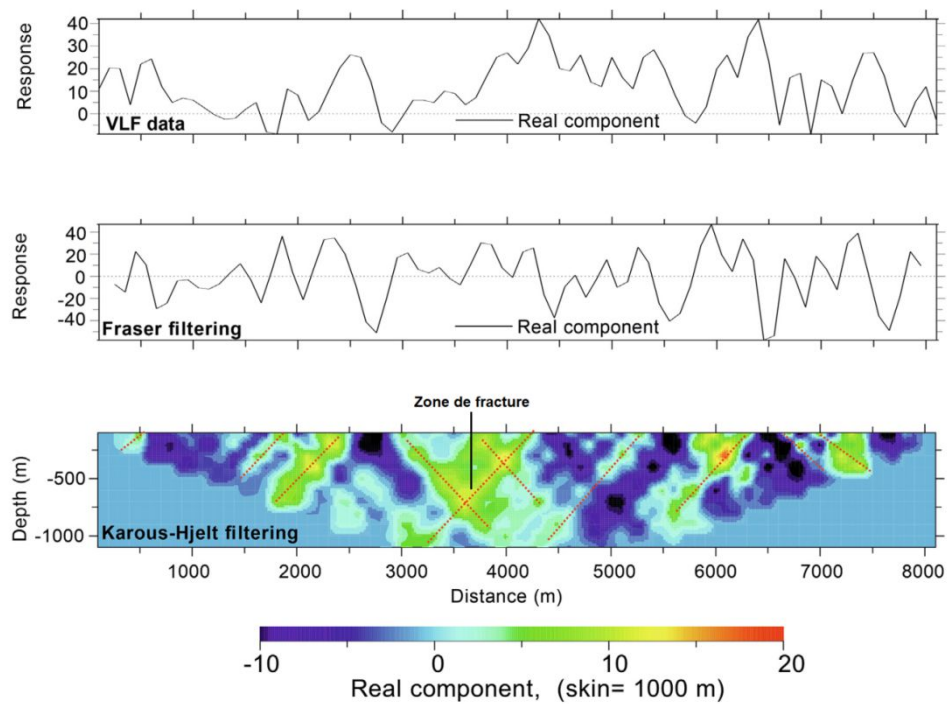


Figure 21 : Exemple d'une réponse électromagnétique dans un contexte sédimentaire (Abdel Zaher et al., 2021)

3.2.3 Estimation des propriétés hydrauliques d'un aquifère

Les méthodes géophysiques ont énormément contribué à établir la relation entre les paramètres géophysiques et hydrogéologiques dans différents contextes géologiques (Worthington 1993 ; Yadav et Abolfazli, 1998 ; Salem, 1999 ; De Lima et Niwas, 2000 ; Niwas et De Lima, 2003 ; Dhakate et Singh, 2005 ; Asfahani, 2012 ; 2013 ; Hasan et *al.*, 2020 ; Youssef MAS, 2020).

A base des paramètres géophysiques, il est possible de quantifier les propriétés hydrauliques des aquifères. Les deux propriétés qui intéressent, le plus, les hydrogéologues sont la conductivité hydraulique et la transmissivité. Généralement, ces deux données sont obtenues à l'aide des essais de pompage qui sont coûteux et demandent du temps. Il est donc avantageux de réaliser des sondages électriques qui sont plus économique et englobent un certain volume de matériel au lieu d'avoir une mesure ponctuelle. De ce fait, il est intéressant de corréliser la conductivité hydraulique (K en m/s) et la résistivité de l'aquifère, puisque le courant électrique qui circule principalement de façon électrolytique, emprunte sensiblement le même chemin que l'eau qui serait pompée d'un puits situé au centre du dispositif électrique.

A partir des paramètres principaux (l'épaisseur et la résistivité), d'autres paramètres électriques sont dérivés et ont leur utilité dans l'analyse des sondages électriques. Parmi ces paramètres dérivés, la conductance longitudinale (S_l) et la résistance transverse (T_r), connus sous la nomination de paramètres de Dar-Zarrouk (Maillet, 1947).

3.2.3.1 La conductance longitudinale

Pour une couche donnée, la conductance longitudinale (S_l), est définie par la relation suivante:

$$S_l = \frac{h}{\rho}$$

Pour un nombre (n) de couches, la conductance longitudinale totale (S) est donnée par la relation suivante:

$$S = \sum_i^n \frac{h_i}{\rho_i}$$

3.2.3.2 La résistance transversale

Pour une couche donnée, la résistance transversale (T_r), est définie par la relation suivante:

$$T_r = \rho \cdot h$$

Pour un nombre (n) de couches, la résistance transversale totale (T) est donnée par la relation suivante:

$$T = \sum_i^n \rho_i \cdot h_i$$

Puisque la transmissivité T (en m²/s) est égale à la conductivité hydraulique multipliée par la hauteur saturée h (T = K.h), et que la résistance transversale R est égale à la résistivité multipliée par l'épaisseur de la couche, alors ces deux paramètres (T et R) sont probablement aussi corrélables entre eux (Kelly, 1977).

Dans un contexte semi-aride, l'étude géoélectrique menée dans la vallée de Khanasser au Nord de la Syrie (Asfahani, 2016) a proposé une approche alternative pratique pour calculer la conductivité hydraulique et la transmissivité de l'aquifère quaternaire en place, à partir des mesures de résistivités obtenues. Les relations empiriques développées ont montré une concordance entre les valeurs calculées de ces deux paramètres et les valeurs observées dans le terrain à base des essais de pompage (Asfahani, 2016). Cela, atteste la possibilité d'utiliser une telle approche pour caractériser les systèmes aquifères dans d'autres régions semi-arides, particulièrement dans un contexte sédimentaire régulier (Asfahani, 2016).

4. Conclusion

Le champ d'application de la géophysique est large et diversifié. Particulièrement, l'exploration hydrogéologique, dont l'interprétation est basée sur le contraste des résistivités électriques, se prête particulièrement bien à la prospection par les deux méthodes, électrique et électromagnétique. Etant très sensibles à la présence des terrains conducteurs, ces deux méthodes permettent, entre autres, de (i) localiser et délimiter les horizons aquifères, (ii) détecter et cartographier les systèmes de failles/fractures, (iii) discerner des variations de résistivité entre des aquifères d'eau fraîche ou salée et (iv) établir la relation entre les propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique et transmissivité) des aquifères et les paramètres géophysiques, dont la conductance longitudinale et la résistance transversale. L'intégration de toutes ces données permet de prendre une décision concernant l'indentification des zones qui auraient un fort potentiel hydrogéologique.

CHAPITRE III

Méthodes géophysiques utilisées, principes physiques, mise en œuvre et méthodes d'interprétation

1. Introduction

La géophysique est une grande discipline des Sciences de la Terre. Elle concerne l'étude des caractéristiques physiques de la Terre, en utilisant des techniques de mesures indirectes. Elle se propose à l'aide d'hypothèses géologiques, de valider un modèle mathématique issu de données de terrain. La géophysique se trouve donc à la confluence de la géologie, de la physique, des mathématiques et de l'informatique. Généralement, on fait la part entre la géophysique fondamentale (physique du globe), qui s'intéresse à l'étude des phénomènes physiques de la terre, et la géophysique appliquée qui correspond à la prospection géophysique, dont le but est d'identifier/caractériser la géométrie du sous sol, déterminer des paramètres physiques et de rechercher des substances utiles.

Chaque méthode géophysique est utilisée pour répondre à une problématique précise, en se basant sur un principe particulier. Ainsi, on mesure pour ces méthodes des grandeurs physiques amenant à déterminer les paramètres correspondants.

Dans le cadre du présent travail, deux méthodes de prospection sont utilisées, électrique et électromagnétique, consistant à donner une idée sur les variations de résistivité (conductivité) du sous-sol. Le problème de la détermination de la résistivité électrique d'un milieu non-homogène a été discuté par Maxwell en 1891. Dans la prospection électrique, ce dernier a souligné l'importance d'utiliser quatre électrodes, au lieu de deux, pour mesurer la résistance générée par un courant dans un milieu conducteur tridimensionnel. En électromagnétisme, les courants sont produits par le phénomène d'induction. Dans les axes suivants, nous détaillerons les principes physiques, les dispositifs et les méthodes d'interprétation des résultats issus de chacune des deux techniques précitées.

2. Prospection électrique

2.1 Aperçu historique

Les méthodes géoélectriques à courant continu (DC) se développent et deviennent plus pertinentes à l'ère numérique. A l'époque, il y a plus d'un siècle (Dahlin, 2001), les travaux

géophysiques précurseurs consistaient à injecter un courant électrique dans le sol, en déplaçant une électrode de mesure (électrode de potentiel) par rapport à un dipôle d'injection fixe (électrodes de courant), pour localiser qualitativement des anomalies conductrices (Petersson, 1907 ; Bergström, 1913). En France, Schlumberger démarra son travail pionnier sur la prospection électrique en 1912 (Schlumberger, 1920), suivi par Wenner aux Etats-Unis (Kunetz, 1966).

Les principes du sondage électrique vertical, consistant à mesurer la variation verticale de la résistivité du sous-sol, ont été établis dans les années 1920 (Gish et Rooney, 1925). Dans cette même période, la méthode de trainé électrique a été utilisée, dans le but d'enregistrer les variations horizontales de la résistivité à l'aide d'un dispositif de dimensions fixes. Au départ, l'interprétation des courbes verticales de résistivité restait qualitative, puis le développement d'abaques a permis l'interprétation quantitative du milieu en séquence de couches géoélectriques de résistivités variées (Stefanescu et *al.*, 1930 ; Slichter, 1933). Actuellement, des logiciels (algorithmes) d'inversion des mesures de résistivités apparentes sont largement utilisés tels que Res1D et Winsev.

Au début des années 80, l'introduction de câbles multi-électrodes avec un système d'acquisition des données d'abord manuel (Barker, 1981), puis automatique assisté par ordinateur (Dahlin, 1989), a permis d'augmenter considérablement la vitesse d'acquisition sur le terrain. Toutefois les mesures restaient encore unidimensionnelles. A partir des années 90, les systèmes de câbles multi-électrodes ont été mis à profit pour l'acquisition 2D ou 3D par combinaison de sondages et trainés (Griffiths et *al.*, 1990 ; Dahlin, 1993 ; Griffiths et Barker, 1993 ; Dahlin et Bernstone, 1997). L'interprétation (1D, 2D et 3D) des mesures de résistivité se fait à l'aide des logiciels d'inversion qui permettent d'obtenir des modèles électriques, qui seront validés à travers des corrélations avec les données géologiques de la région prospectée.

2.2 Présentation de la méthode électrique

2.2.1 Principes physiques

En prospection électrique DC, les variations de la résistivité ρ (en Ωm) sont mesurées à l'aide d'un dispositif de quatre électrodes plantées dans le sol; deux électrodes d'injection ou de courant, notées A et B, qui génèrent un champ électrique dans le sous-sol, et deux électrodes de mesures ou de potentiel, notées M et N, utilisées pour mesurer la différence du potentiel résultant entre deux points de la surface. Les principes théoriques de la prospection électrique sont bien décrits dans les ouvrages de base en géophysique appliquée (Telford et *al.*, 1990). Les principes de base en

électricité s'appuient sur la loi d'Ohm (Ohm, 1827) qui définit, pour un matériau de dimensions finies, le paramètre de résistance R opposée au passage d'un courant d'intensité I (l'équation 1):

$$\Delta V = RI \quad (1)$$

Avec ΔV (en volts) correspond à la différence de potentiel aux limites du matériau sur lequel est appliqué le courant. Cependant, la résistance n'est pas un paramètre intrinsèque du matériau puisqu'elle dépend de ses dimensions. Pour un objet cylindrique (Fig. 22) de longueur L (en m) et de section A (en m^2), la résistance R est fonction de sa résistivité ρ suivant la relation ci-dessous (l'équation 2):

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2)$$

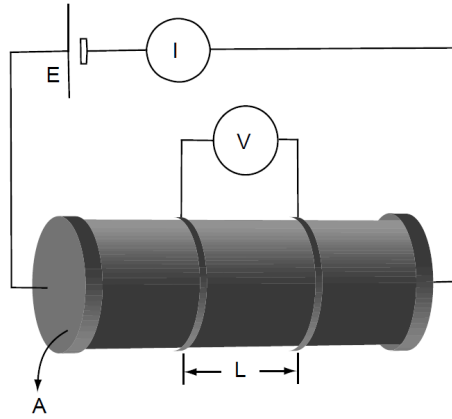


Figure 22 : Mesure expérimentale de la résistivité (Chouteau et Giroux, 2006)

La résistivité ρ est une propriété intrinsèque du matériau qui ne dépend ni de sa géométrie, ni de ses dimensions. La conductivité électrique σ est l'inverse de la résistivité électrique ($\rho = 1/\sigma$), exprimée en mho/m ou siemens/m (mho = 1/ohm = siemens). L'équation (1) est une forme simplifiée de la loi d'Ohm, qui s'écrit sous sa forme générale et élémentaire (l'équation 3):

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \sigma \vec{\nabla} V \quad (3)$$

Où $\vec{J}$ représente la densité du courant (en ampère/ m^2) et $\vec{E}$ le champ électrique (en volt/m), qui est également le gradient du potentiel V . En considérant la conservation de la densité de courant produite par une source de courant ponctuelle I , on a (l'équation 4):

$$\nabla J = \text{constante} \quad (4)$$

Le champ de potentiel électrique $V(r)$ produit à une distance r (en m) de la source, dans un milieu présentant une distribution 3D isotrope des conductivités σ , est ainsi gouverné par l'équation de Poisson (l'équation 5), avec $\delta(r)$ représentant la fonction Dirac (Binley et Kemna, 2005):

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I \delta(r) \quad (5)$$

Il en découle que pour un terrain homogène avec une électrode placée en surface du sol (Fig. 23), la propagation du courant est réalisée sur une demi-sphère et la distribution des potentiels électriques est exprimée par la solution analytique suivante (l'équation 6):

$$V(r) = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (6)$$

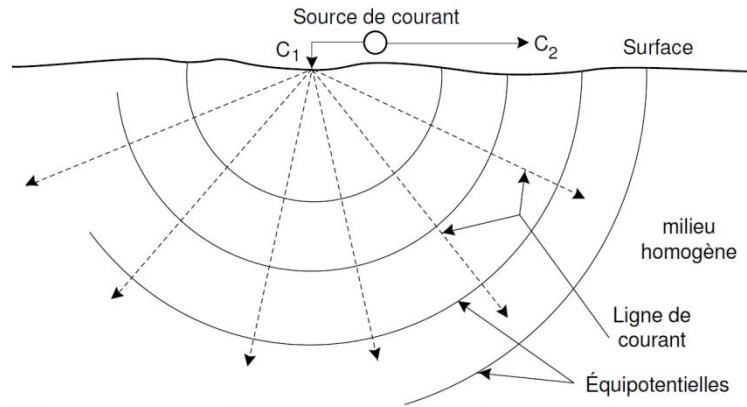


Figure 23 : Distribution du courant créé par une électrode dans un sol homogène et isotrope (Mechler, 1982)

Donc, pour un quadripôle géoélectrique ABMN (Fig. 24) de géométrie quelconque, le principe d'additivité des potentiels implique que (l'équation 7):

$$\Delta V_{MN} = \frac{\rho I_{AB}}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} \right) \quad (7)$$

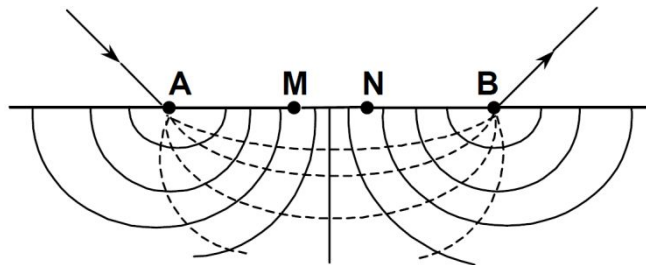


Figure 24 : Dispositif à deux électrodes et distribution du courant dans un sol homogène et isotrope (Chouteau et Giroux, 2006)

En présence d'hétérogénéités, il y a déviation du courant et du potentiel (Fig. 25); Les lignes de courants sont attirées par les conducteurs et repoussées par les corps résistants, alors que le potentiel augmente à proximité d'un corps résistant et diminue en présence d'un corps conducteur.

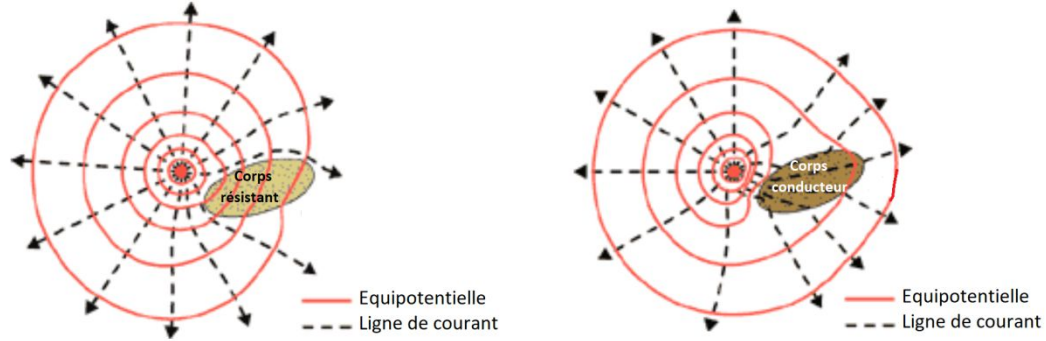


Figure 25 : Déviation du courant et de potentiel en présence d'hétérogénéité
(Chouteau et Giroux, 2006)

Si le terrain est électriquement homogène, la résistivité obtenue est égale à la résistivité vraie du terrain. Cependant, en condition d'application réelle sur le terrain, présentant généralement une distribution hétérogène et anisotrope des résistivités, on définit alors la résistivité apparente ρ_a comme la résistivité équivalente à un milieu homogène et isotrope, par l'expression ci-dessous (l'équation 8). Elle dépend de l'arrangement des électrodes (Bertrand, 1967) et des différents terrains ayant des résistivités variées.

$$\rho_a = K \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} \quad (8)$$

Où (l'équation 9)

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}}\right)} \quad (9)$$

Le facteur géométrique K dépend uniquement de la configuration du quadripôle. La résistivité apparente est la variable mesurée sur le terrain en prospection électrique DC, que ce soit en sondage, en trainé ou en tomographie. Elle ne traduit pas directement les résistivités réelles ni les profondeurs des matériaux du sous-sol. Pour cette raison, les données mesurées doivent être déconvoluées (inversées) par modélisation de manière à reconstituer la distribution réelle des résistivités électriques.

2.2.2 Profondeur d'investigation

Parmi les facteurs qui influencent significativement la précision des mesures de résistivités apparentes, la fonction de sensibilité. Pour chaque dispositif, La fonction de sensibilité est mathématiquement exprimée par la dérivée de Frechet (McGillivray et Oldenburgh, 1990). Elle permet de savoir dans quelle mesure, un changement de la résistivité dans une région du sous-sol influencera la mesure de la différence du potentiel en surface. Plus la valeur de la fonction de sensibilité est élevée, plus son influence sera grande. Avec cette fonction, la profondeur d'investigation du dispositif correspondant peut être déterminée de façon quantitative (Roy et Apparao, 1971).

La notion de la profondeur d'investigation Z ($DOI = \text{Depth Of Investigation}$), concept physique important dans la prospection électrique, fut introduite par les frères Schlumberger, initiateurs des méthodes électriques, en 1932. Evjen (1938) l'a défini comme la profondeur à laquelle une couche de faible épaisseur exprime sa contribution maximale au signal total mesuré en surface.

En suivant la définition avancée par Evjen (1938), Roy et Apparao (1971) puis Roy (1972) ont calculé, pour plusieurs dispositifs, les contributions d'un milieu homogène et isotrope au signal mesuré (différence de potentiel) à partir d'une solution de la fonction de sensibilité ou dérivée de Frechet (McGillivray et Oldenburgh, 1990). Les valeurs de la contribution individuelle de chaque couche de faible épaisseur à différentes profondeurs dans le sous-sol où l'ensemble constitue un milieu homogène, sont intégrées et représentées par une courbe en fonction de la profondeur Z appelée, courbe de la profondeur d'investigation caractéristique (DIC). Cette courbe est normalisée par rapport à la géométrie du type du dispositif (agencement des 4 électrodes) pour donner une courbe (NDIC), où la profondeur Z sera fonction de la distance L entre les deux électrodes extrêmes du dispositif (Fig. 26).

Cependant, Edwards (1977) puis Barker (1989), ont montré que la profondeur effective d'investigation Z_e (Fig. 26), proposée par Edwards (1977), semble être la manière la plus puissante d'estimer une valeur de la profondeur d'investigation. La profondeur effective Z_e (ou profondeur médiane) fut proposée de façon intuitive à partir des résultats obtenus par Roy et Apparao (1971). Cette profondeur est celle à laquelle la portion de terrain située au dessus de cette limite, a la même influence que la portion de terrain située au dessous.

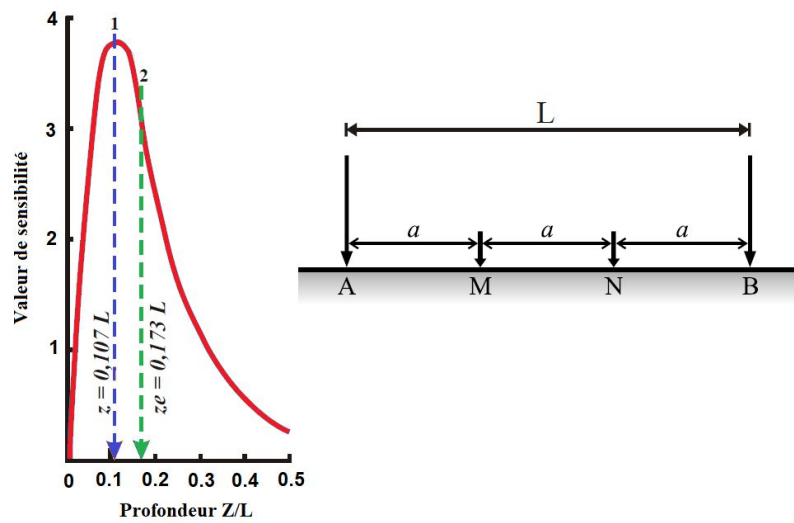


Figure 26 : Courbe de profondeur d'investigation normalisée (NDIC-1D) pour le dispositif Wenner α .
1. Profondeur d'investigation Z d'après Roy (1972) 2. Profondeur d'investigation effective Z_e d'après Edwards (1977)

On peut donc déterminer la profondeur d'investigation maximale atteinte pour chaque dispositif utilisé, en faisant la multiplication entre l'écartement maximal (a) entre deux électrodes consécutives, ou la distance maximale (L) entre les électrodes extrêmes, et le facteur de la profondeur. Le tableau 5 donne une comparaison entre les facteurs de profondeur proposés par Roy (1972) et par Edwards (1977) pour le dispositif Wenner le plus utilisé.

Tableau 5 : Facteurs de profondeur utilisés dans la détermination de la profondeur d'investigation pour le dispositif Wenner (Roy, 1972 ; Edwards, 1977)

Dispositifs	Profondeur d'investigation (Roy, 1972)		Profondeur d'investigation effective (Edwards, 1977)	
	Z/a	Z/L	Z_e/a	Z_e/L
Wenner α	0.321	0.107	0.519	0.173
Wenner β	0.300	0.100	0.417	0.139
Wenner γ	0.345	0.115	0.594	0.198

2.2.3 Acquisition des données et dispositifs

2.2.3.1 Dispositifs utilisés

Plusieurs dispositifs sont disponibles pour mesurer la résistivité électrique du sol selon l'objectif et le problème rencontré. Les configurations diffèrent par leur sensibilité aux cibles recherchées et par leur rapport signal/bruit. Dans ce paragraphe, nous décrivons uniquement les deux configurations les plus utilisées ; Wenner- α et Wenner-Schlumberger.

a- Dispositif Wenner- α

Le dispositif Wenner- α est un dispositif symétrique où les électrodes de mesure sont placées entre les électrodes d'injection. La distance entre les électrodes successives est équivalente et égale à a , avec $AB = 3MN = 3a$. Ce dispositif présente un très bon rapport signal/bruit, mais les combinaisons d'arrangement des électrodes sont restreintes. Le Wenner- α est particulièrement adapté à l'imagerie des structures horizontales, telles que les milieux sédimentaires, mais beaucoup moins pour les structures verticales (Dahlin et Zhou, 2004).

b- Dispositif Wenner-Schlumberger

Pour le dispositif Wenner-Schlumberger, les électrodes d'injection A et B sont écartées symétriquement de part et d'autre du centre du profil, et les électrodes de potentiel M et N restent autant que possible fixes, jusqu'à atteindre un rapport signal/bruit trop faible obligeant à écarter M et N (embrayage), avec la particularité que la distance MN doit être inférieure à la distance $AB/5$. Ce dispositif est caractérisé par une résolution plus importante ainsi qu'une meilleure sensibilité aux structures obliques ou verticales. Ainsi, il est beaucoup utilisé en hydrogéologie (Dahlin et Zhou, 2004).

2.2.3.2 Techniques de mesure

a- Sondages électriques

Le sondage de résistivité électrique (Fig. 27) permet de mesurer la distribution des résistivités sur une verticale, en mettant en évidence les changements des propriétés électriques du sous-sol. Il est réalisé avec des quadripôles d'électrodes, composés de deux électrodes d'injection et deux électrodes de mesure. Le dispositif reste centré sur le même point et les dimensions du quadripôle sont progressivement augmentées afin d'augmenter la profondeur d'investigation. Ainsi, les

courants pénètrent de plus en plus profondément dans le sol et traversent des couches de plus en plus profondes. La résistivité électrique apparente est alors affectée par un nombre de plus en plus grand de couches géoélectriquement différentes.

Le dispositif de mesure utilisé est souvent de type Schlumberger. A chaque mesure, on prend une valeur de V et de I pour calculer la résistivité électrique apparente ρ_a , en gardant la symétrie du dispositif autour du point central.

Lorsqu'on plante une électrode, le contact entre le sol et l'électrode possède une résistance, qui diminue le courant que l'on peut injecter. Pour accentuer la pénétration du courant, on procède par:

- Utiliser plusieurs électrodes,
- Planter plus profondément l'électrode,
- Utiliser une électrode de plus grand rayon,
- Utiliser un transmetteur plus puissant.

b- Traînés électriques

Le traîné est une technique qui permet de mesurer qualitativement les variations latérales de la résistivité électrique apparente du sol à une profondeur quasiconstante. Il utilise souvent le dispositif de mesure Wenner, où l'espacement entre les quatre électrodes est constant (profondeur d'investigation constante). La mise en œuvre de ce dispositif se fait par le déplacement des électrodes, à pas réguliers, le long d'un profil en gardant constant l'écartement entre les électrodes (Fig. 28). Selon le pas de mesure, on prend des valeurs de I et de V qui permettent de calculer la résistivité apparente ρ_a au centre du dispositif.

2.2.4 Traitement et interprétation des données

Dans le cas des sondages électriques, les mesures de résistivité apparente sont représentées sur un papier bi-logarithmique en fonction de la distance $AB/2$. Un premier traitement des données consiste en «*smoothing*» des courbes pour supprimer les points dûs aux erreurs de mesures. Puis, l'inversion des sondages peut se faire selon les méthodes suivantes:

- La méthode graphique ou méthode de Hummel qui consiste à réduire n'importe quel sondage électrique en une succession de sondages à deux couches (Hummel, 1929). L'interprétation d'une courbe de sondage électrique se fait par comparaison de la courbe mesurée (*field curve*) avec une série de courbes, appelée abaque de courbes théoriques, d'un sol à deux ou trois couches (Zohdy et *al.*, 1974), à travers la méthode du point auxiliaire

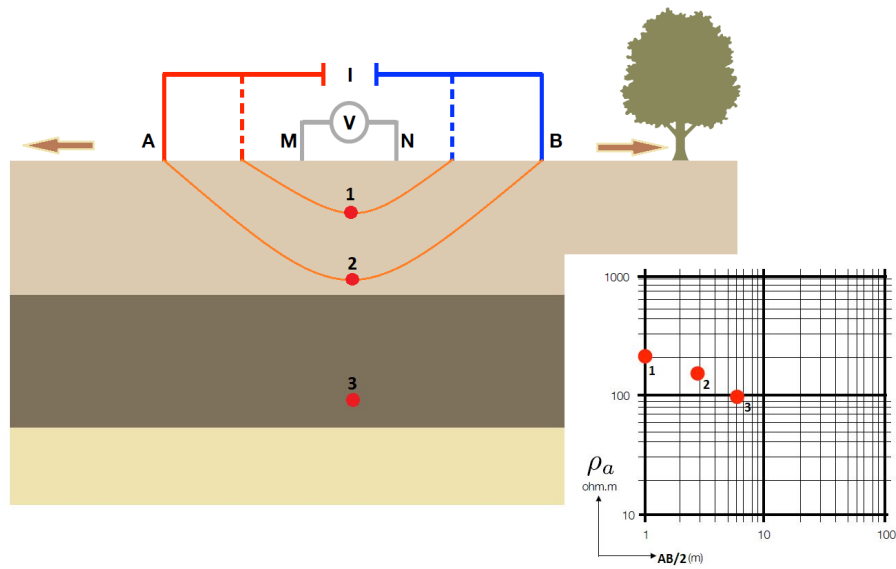


Figure 27 : Mise en œuvre d'un sondage électrique Schlumberger et diagramme bi-logarithmique de représentation des données de terrain

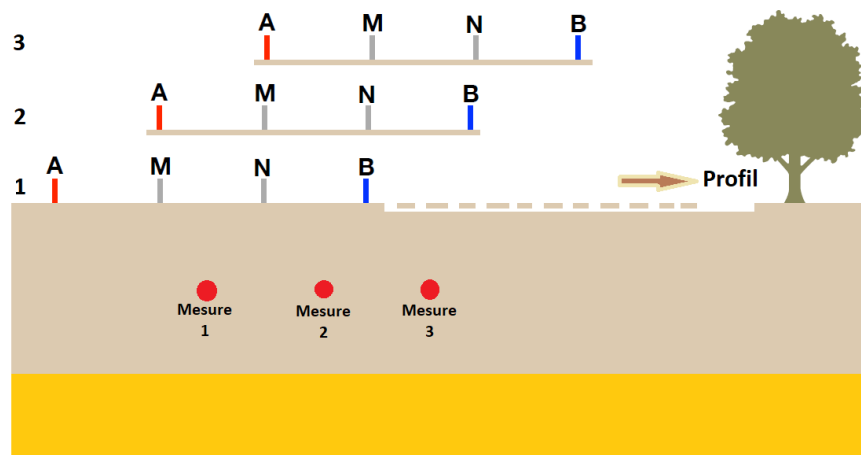


Figure 28 : Mise en œuvre d'un trainé électrique en mode Wenner normal

(interprétation manuelle). Cette méthode consiste à donner une interprétation préliminaire en déterminant les résistivités et les épaisseurs/profondeurs des différentes couches géoélectriques (Orellana et Mooney, 1966). Le début du sondage correspond à un sondage à deux terrains que l'on peut facilement interpréter. Pour la suite du sondage, les deux premières couches sont réduites en une couche électriquement équivalente qui forme avec la couche suivante une nouvelle structure à deux terrains, aisément interprétable. La même opération est ensuite répétée de façon itérative pour chacune des couches suivantes (Robert et De Stadelhoffen, 1983). Les paramètres obtenus (résistivités et épaisseurs) sont considérés comme un modèle direct, qui sera utilisé par un logiciel d'inversion.

- La méthode automatique qui fait recours aux logiciels de modélisation et d'inversion, le logiciel Winsev par exemple, qui permettent de comparer la courbe de sondage calculée à celle mesurée et ainsi de modifier les paramètres du modèle (épaisseurs et résistivités), afin de se rapprocher de la courbe mesurée. Cela, permet d'obtenir un modèle électrique plus satisfaisant.

L'interprétation d'un sondage électrique, en l'absence d'autres informations fournies, par exemple par un forage mécanique, n'est pas univoque. Du coup, l'interprétation doit, impérativement, être basée sur les corrélations entre le modèle électrique obtenu et les données lithologiques dans la région d'étude.

Pour les traînées électriques, les mesures de résistivité sont représentées sous forme de profil de résistivité ou de pseudo-sections à partir d'un quadrillage systématique de la zone étudiée. L'interprétation des résultats obtenus reste qualitative, en se limitant à déterminer des valeurs anomaliques. Ces dernières trouveront leurs significations selon l'objectif de la prospection électrique, à savoir la détection et la localisation des zones de fracture.

3. Prospection électromagnétique

Les méthodes de prospection EM sont dites actives; c'est-à-dire qu'un premier champ électromagnétique est généré naturellement (méthodes tellurique et magnétotelluriques) ou artificiellement (méthodes magnétoélectrique et électromagnétique). Elles sont basées sur la mesure en surface des variations des champs électriques ou des champs magnétiques. Les variations du champ EM dépendent, en premier lieu, de la conductivité électrique du milieu, de la perméabilité magnétique et de la fréquence utilisée. Actuellement, les méthodes EM sont souvent utilisées dans la plupart des domaines des Sciences de la Terre y compris, certes, l'hydrogéologie

(Telford et *al.*, 1976 ; Fischer et *al.*, 1983 ; Parasnis, 1986 ; Ramesh et Venkateswara , 1998 ; Kirsch, 2006). Elles sont, particulièrement, utilisées dans la détection sommaire des anomalies qui, par la suite, seront étudiées par d'autres méthodes géophysiques.

3.1 Théorie fondamentale de l'électromagnétisme

La prospection électromagnétique ne nécessite pas l'injection du courant dans le sol, puisque les courants sont produits par induction. Les méthodes EM sont généralement utilisées avec des fréquences suffisamment basses pour que les phénomènes liés aux courants de déplacement puissent être négligés (Parasnis, 1986). Dans cette approximation dite «basse fréquence», les courants d'induction prédominent. Pour pouvoir décrire la propagation et l'atténuation des ondes électromagnétiques, il faut utiliser les équations de Maxwell qui lient les composantes du champ électrique et du champ magnétique. En milieu homogène et isotrope, ces équations s'expriment comme suit:

$$\text{rot } \vec{E} = - \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (10)$$

$$\text{rot } \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (11)$$

$$\text{div } \vec{B} = 0 \quad (12)$$

$$\text{div } \vec{D} = q \quad (13)$$

Avec

$\vec{E}$: intensité du champ électrique (V/m)

$\vec{H}$: intensité du champ magnétique (A/m)

$\vec{B}$: intensité de l'induction magnétique (T)

$\vec{J}$: densité du courant électrique (A/m²)

$\vec{D}$: courant de déplacement électrique (C/m²)

q : densité de charge électrostatique (C/m³)

L'équation (10) est l'expression mathématique de la loi de Faraday, selon laquelle il existe un champ électrique dans la région où existe un champ magnétique variable dans le temps. L'équation (11) est l'expression mathématique de la loi d'Ampère (prenant en compte le courant du déplacement $\partial \vec{D} / \partial t$), c'est-à-dire qu'un champ magnétique est créé dans l'espace par un flux de courant et que le champ est proportionnel au courant total.

Dans un milieu homogène et isotrope, on a également (l'équation 14):

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad \vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad \vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (14)$$

Avec

μ : perméabilité magnétique du milieu (celle du vide $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{H/m}$)

ε : perméabilité diélectrique du milieu (celle du vide $\varepsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12} \text{F/m}$)

Les équations (10), (11), (12) et (13) se simplifient comme suit:

$$\text{rot } \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (15)$$

$$\text{rot } \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (16)$$

$$\text{div}(\mu \vec{H}) = 0 \quad (17)$$

$$\text{div}(\varepsilon \vec{E}) = q \quad (18)$$

Dans les cas de signaux «basse fréquence» ($< 1\text{MHz}$), les courants de déplacement sont négligeables et seuls les contrastes de résistivité vont intervenir. Alors que dans le cas des hautes fréquences ($> 1\text{MHz}$), c'est le contraste de permittivité diélectrique qui est à l'origine des signaux mesurés.

Ces équations de Maxwell stipulent que tout courant électrique oscillant produit une onde EM qui se manifeste dans l'espace par un champ électrique et un champ magnétique oscillant à la même fréquence et perpendiculairement, l'un à l'autre (Parasnis, 1986). Le champ électrique et le champ magnétique associés à l'onde générée par une antenne ordinaire oscillent périodiquement mais chacun d'entre eux reste toujours orienté dans la même direction.

En basse fréquence, lorsqu'un conducteur est plongé dans un tel champ EM primaire H_p , il devient à son tour la source d'un champ, dit champ secondaire H_s , présentant la même fréquence que le primaire, mais déphasé par rapport à celui-ci. En effet, la plupart des techniques EM sont fondées sur cette propriété qu'ont les champs magnétiques variant dans le temps, d'induire des courants dans le sous-sol conducteur (courants de Foucault). Les courants induits engendrent eux-mêmes des champs magnétiques secondaires que l'on mesure en surface, en présence ou en l'absence du champ conducteur. La distribution des courants induits dans le sol dépend du produit de la conductivité σ du sol par sa perméabilité magnétique μ et la fréquence f .

Les méthodes EM sont caractérisées par un phénomène d'atténuation du signal EM avec la profondeur; c'est l'effet de peau exprimé par l'équation suivante:

$$P = 503 \sqrt{\rho/f} \quad (19)$$

Avec,

P: profondeur de pénétration

ρ : résistivité du sous-sol

f : fréquence utilisée

Les techniques EM sont en général plus sensibles à l'épaisseur h d'un résistif qu'à sa résistivité ρ . Cependant, pour un conducteur, elles sont plus sensibles à sa conductivité σ qu'à son épaisseur h . Pour que ces méthodes soient utilisables, trois conditions au moins doivent être remplies:

- Le champ H_p primaire issu de l'émetteur doit pénétrer suffisamment dans le sous-sol,
- Certaines formations du sous-sol doivent présenter des conductivités suffisantes pour que les courants électriques induits non négligeables puissent y prendre naissance,
- Le champ H_s prenant naissance dans les formations conductrices du sous-sol doit pouvoir être perçu en surface.

Plusieurs techniques EM sont utilisées pour la reconnaissance de la conductivité électrique des formations géologiques du sous-sol. Ces techniques diffèrent en fonction de la source utilisée, de leur capacité à cartographier la conductivité électrique des formations, latéralement et verticalement, de leur sensibilité au bruit et de leur coût d'opération. Dans ce mémoire, nous présenterons, en détail, la méthode VLF-EM.

3.2 Présentation de la méthode électromagnétique VLF-EM

Les méthodes EM sont classées en deux familles: les méthodes fréquentielles et les méthodes temporelles. Dans le cadre de ce travail, la méthode électromagnétique Très Basses Fréquences (TBF) est utilisée (VLF pour *Very Low Frequency*). Elle est sans contact; c'est à dire que les mesures peuvent être réalisées avec un appareil portatif le long des profils sur le terrain, sans nécessiter l'installation de boucles de courant. La première application de la méthode électromagnétique à la géologie, remonte aux années 1920, et particulièrement depuis les années 60, la technique VLF a été appliquée pour la recherche des filons métalliques (fractures minéralisées).

3.2.1 Principe de la méthode VLF-EM

La théorie électromagnétique de base qui encadre la technique VLF est décrite dans la littérature (Paterson et Ronka, 1971 ; Phillips et Richards, 1975). La méthode VLF utilise les signaux émis par les antennes de communication installées par les forces militaires un peu partout dans le monde. Ces émetteurs VLF sont distribués sur la surface terrestre en particulier en Europe, en Russie et en

Amérique du Nord. Présentement, il y a environ 40 transmetteurs actifs dans le monde. Le signal émis par ces antennes a une fréquence généralement entre 15 et 30 kHz (Müller et *al.*, 1984). Selon la terminologie utilisée en communication radio, cette gamme de fréquence constitue les «Très Basses Fréquences». Elles sont suffisamment basses pour éliminer les effets liés aux courants de déplacement.

Les antennes VLF consistent en des fils rectilignes verticaux qui se sont mis à la terre. Ces fils peuvent faire plusieurs centaines de mètres de long, avec un courant alternatif qui circule dans ceux-ci. La puissance d'émission de ces antennes peut atteindre 1MW, et le champ primaire émis est détectable à l'échelle des continents.

Les ondes EM émises par les stations VLF se propagent de façon radiale en s'éloignant de l'antenne (Fig. 29). Le champ magnétique est concentrique autour de l'antenne. À une grande distance des antennes VLF, le vecteur du champ magnétique est horizontal et est perpendiculaire par rapport à la direction qui pointe vers l'antenne, tandis que le vecteur du champ électrique est vertical. À l'échelle d'un levé géophysique, on fait l'approximation que le champ EM est une onde plane (champ uniforme). Le principe d'induction EM fait en sorte que des courants de Foucaults seront induits dans un conducteur traversé par le champ magnétique primaire variable (H_p). Ces courants génèrent à leur tour un champ magnétique secondaire (H_s) qui se mêle au champ primaire pour former un champ résultant. Le principe consiste à mesurer en surface le champ magnétique résultant polarisé elliptiquement. Ce phénomène de polarisation est la conséquence de l'effet entre le champ primaire et le champ secondaire provoqué par le corps conducteur.

Etant donné que l'appareil de mesure T-VLF peut fonctionner en deux mode: le mode *Tilt* (inclinaison) et le mode *R* (résistivité). Dans le cadre du présent travail, les mesures sont acquises en mode *Tilt*. L'objectif consiste à mesurer en surface les paramètres de l'ellipse de polarisation (Fig. 30), qui sont représentés par deux composantes de même fréquence mais d'amplitude différente (Eze et *al.* 2004). Il s'agit de l'angle d'inclinaison τ du grand axe de l'ellipse (dite aussi *tilt*, composante en phase ou composante réelle Re) et l'ellipticité ε de l'ellipse de polarisation (dite aussi composante en quadrature ou composante imaginaire Im). Ces deux composantes sont décrites par les équations suivantes (Saydam, 1981).

$$\tau = R_e/H_p \quad (20)$$

$$\varepsilon = I_m/H_p \quad (21)$$

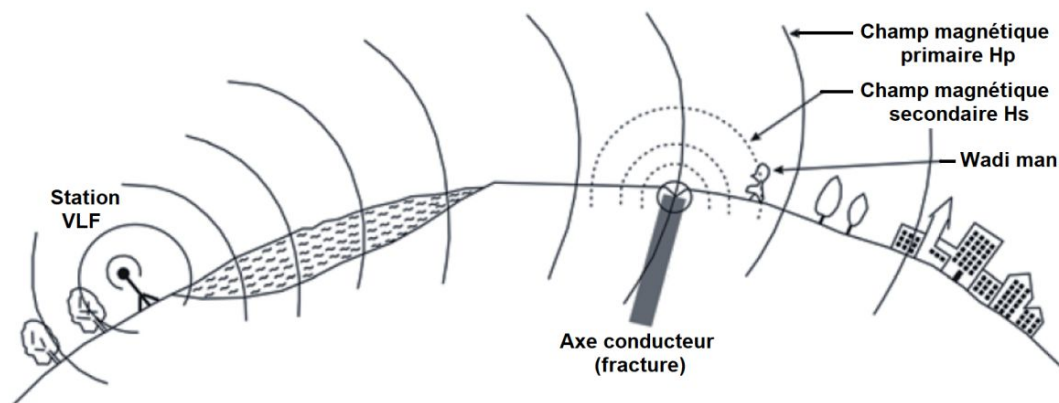


Figure 29 : Propagation des ondes EM à partir d'une antenne VLF et phénomène d'induction EM (Chouteau et Giroux, 2006)

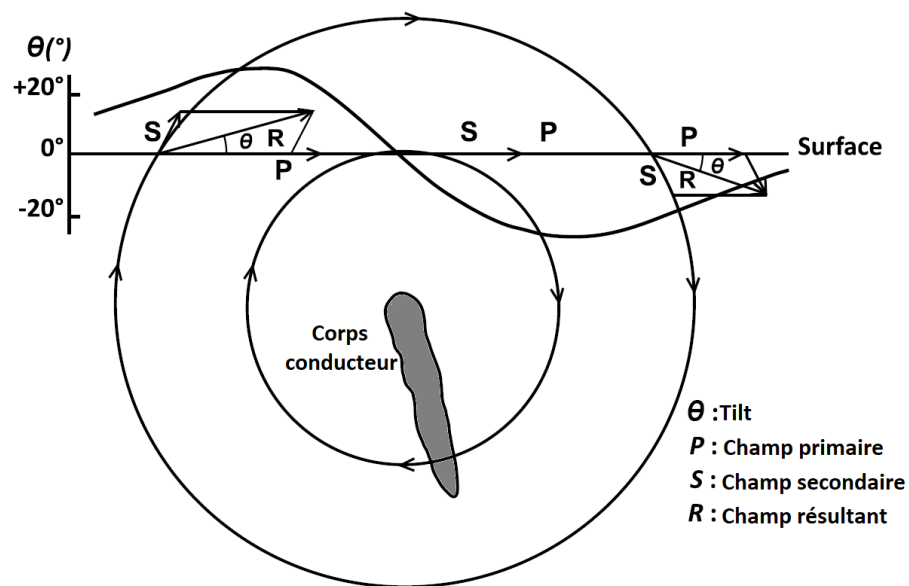


Figure 30 : Induction magnétique, profil de tilt et paramètre de l'ellipse de polarisation du champ magnétique résultant selon la méthode EM-VLF. Le champ primaire est uniforme vers la droite. Le champ secondaire forme des boucles fermées (Sharma et *al.*, 2014)

3.2.2 Mise en œuvre sur le terrain et acquisition des données

La sélection adéquate des stations VLF peut fournir des renseignements intéressants sur des structures géologiques discordantes. Des structures parallèles aux lignes de levé seront toutefois difficiles à cartographier, même en présence d'un champ primaire favorable vue l'orientation des traverses. Le mode *Tilt*, emprunté dans le présent travail, serait d'autant plus performant que l'émetteur se situe dans la direction des structures cibles à environ plus au moins 45 degrés (Fig. 31a). Dans une telle orientation, la composante horizontale du champ magnétique serait alors plus au moins perpendiculaire à la structure cible et fournit un flux magnétique maximum (couplage maximum), produisant ainsi une plus grande anomalie du champ (profils perpendiculaires à la structure recherchée). En mode électrique, l'émetteur sera perpendiculaire à la structure ciblée (Fig. 31b), avec les électrodes alignées dans l'axe de l'émetteur. La maille de mesure (le spacing et la distance inter-profil) doit être adaptée au terrain et à la structure recherchée.

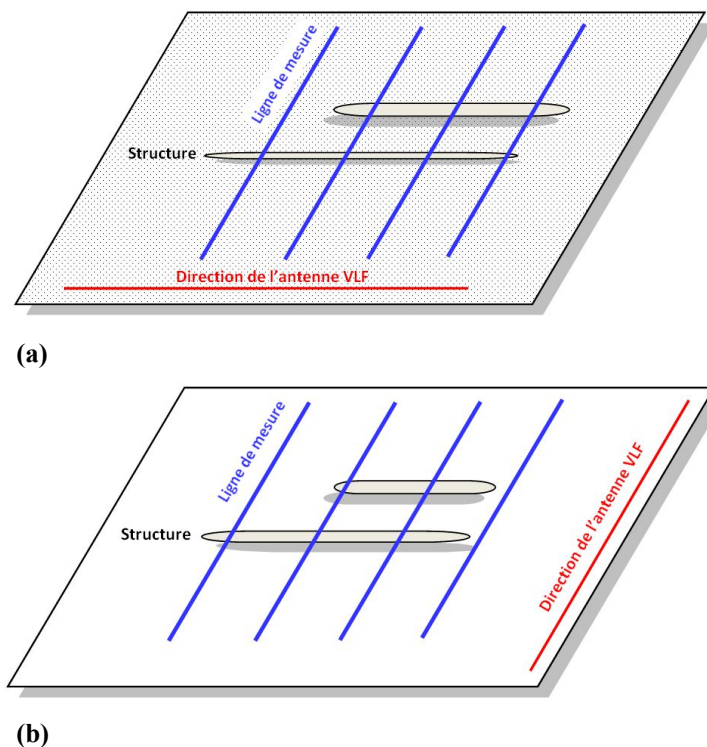


Figure 31: Implantation des lignes EM et acquisition des données VLF en mode *Tilt* (a) et en mode *Résistivité* (b)

3.2.3 Traitement et interprétation des données

Le traitement des données VLF-EM consiste en l'application des filtres sur les mesures recueillies. Plusieurs filtres sont développés et permettent de produire des cartes de contours. Le

filtre le plus couramment utilisé est celui développé par Douglas Fraser (Fraser, 1969). Ce filtre correspond à une convolution dont les termes sont $+1, +1, -1, -1$. Pour chaque série de quatre valeurs successives (a, b, c, d), on calcule, la valeur $(a+b-c-d)$ et on l'affecte au point représentant le milieu entre b et c. C'est un filtre directionnel qui doit être appliqué de manière à transformer une anomalie de type «crossover» en type crête (Fig. 32). Il est généralement appliqué à la composante en phase (inclinaison) de l'ellipse et parfois à la composante en quadrature (ellipticité). Il ne s'applique pas à l'intensité du champ total.

En plus de filtre du Fraser, le filtre de Karous et Hjelt a longtemps été utilisé comme une interprétation qualitative des données VLF-EM (Karous et Hjelt, 1977 ; 1983). Il dérive directement du concept de champ magnétique associé au courant circulant dans le sous-sol, et donne une pseudo-section montrant la répartition de la densité de courant à différentes profondeurs (Fig. 33). Pratiquement, lorsque la distance entre les points de mesure augmente, la profondeur totale de la section de distribution de densité de courant 2D augmente. Théoriquement, le guide commun pour estimer la profondeur de pénétration d'une onde électromagnétique est la profondeur de peau, qui dépend de la fréquence de l'onde électromagnétique et de la conductivité de la formation géologique, indépendamment de l'intervalle de distance entre les points de mesure. A partir d'une pseudo-section, on peut faire la part entre les zones résistantes correspondantes aux valeurs négatives et les zones conductrices correspondantes aux plus grandes valeurs positives (Karous et Hjelt, 1977 ; 1983 ; Benson et *al.*, 1997 ; Sharma et Baranwal, 2005).

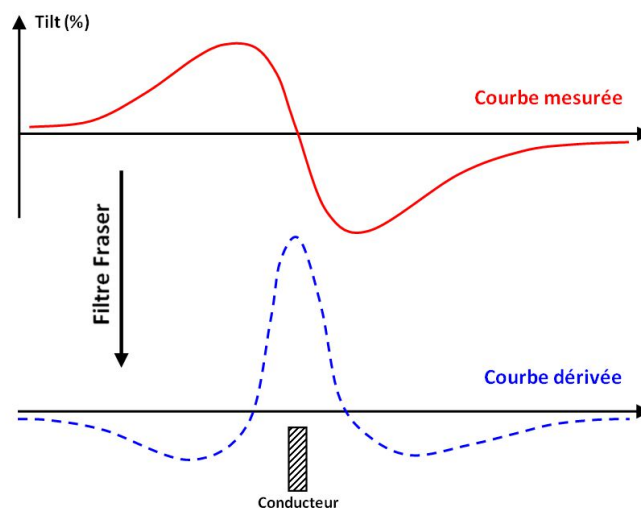


Figure 32 : Application du Filtre Fraser sur la composante en phase (tilt) et conversion d'une l'anomalie «Crossover» en anomalie de type crête

Les données VLF sont généralement représentées sous forme de cartes de profils des composantes en phase et en quadrature, pour faire une première analyse en profils. La production d'une carte de contours permet d'illustrer plus clairement les zones conductrices.

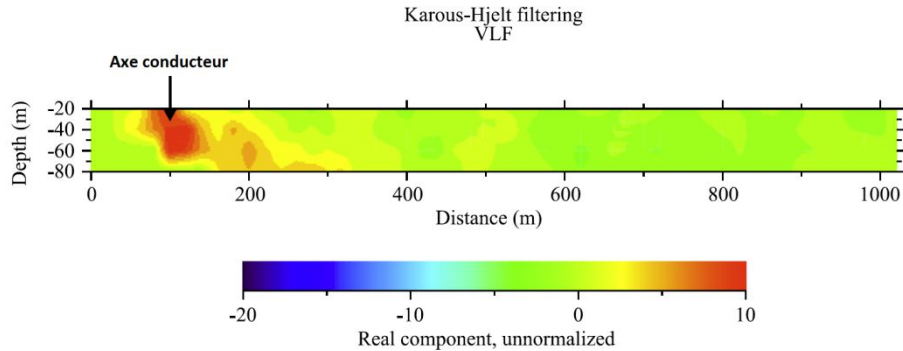


Figure 33: Exemple d'une pseudo-section de densité du courant (Ait Bahammou et *al.*, 2019)

4. Conclusion

La géophysique est une discipline qui trouve sa place à la confluence de la géologie, de la physique, des mathématiques et de l'informatique. Plusieurs sont les méthodes de prospection géophysique utilisées dans divers domaines, y compris l'hydrogéologie. Dans le cadre du présent travail, nous avons introduit les deux méthodes, électrique et électromagnétique.

Dans la prospection électrique, largement utilisée et plus pertinente à l'ère numérique, la résistivité apparente des roches est le paramètre mesuré à la surface. L'inversion des résultats de résistivité apparente permet de déterminer les résistivités vraies et les épaisseurs vraies des différentes couches géoélectriques identifiées. La validation d'un tel modèle électrique doit impérativement tenir compte des données géologiques de la région d'étude. Dans la prospection électromagnétique, les courants électriques sont produits par le phénomène d'induction. En surface et suivant la technique VLF, faisant partie des méthodes EM fréquentielles, on mesure les deux composantes, réelle et imaginaire, du champ magnétique résultant. Le traitement des données VLF-EM permet de localiser les hétérogénéités et de distinguer les zones résistantes des zones conductrices. L'interprétation des résultats est validée à la lumière des données géologiques et structurales de la zone d'étude.

CHAPITRE IV

Résultats de mesures en prospection verticale

1. Introduction

L'écosystème oasien constitue un patrimoine naturel et socio-culturel dans de nombreuses zones arides et semi-arides. Sous un tel climat, le régime oasien est soumis à des contraintes environnementales telles que la contamination des eaux, la salinisation des sols et la désertification rampante. Il est à noter que les changements climatiques accentuent ces problèmes dans la région d'Errachidia-Tafilalt. Devant ce stress environnemental, l'importance de l'eau comme composante de l'écosystème n'est plus à démontrer. Dans la région d'Errachidia-Tafilalt, la recherche des points d'eau a toujours mobilisé les hydrogéologues et les géophysiciens, pour répondre aux besoins fondamentaux de la population oasienne. Cette ressource a également un potentiel économique important particulièrement pour générer et entretenir certaines activités, telles que l'agriculture et l'écotourisme. Etant donné que les eaux de surface ne sont pas pérennes à cause de la valeur élevée de l'évapotranspiration ou de leur qualité médiocre, particulièrement en aval du bassin, les eaux souterraines conditionnent la sécurité agricole chez la population.

Les aquifères du bassin crétacé d'Errachidia, particulièrement l'aquifère infra-cénomaniens, présentent une hétérogénéité horizontale et verticale de la lithologie, ce qui pourrait limiter la capacité des hydrogéologues de comprendre et de décrire la géométrie de l'aquifère en place. C'est dans ce contexte qu'a été initié le travail géophysique dans le bassin d'Errachidia. Dans ce chapitre, nous présenterons, en premier abord, la réinterprétation des sondages électriques réalisés par la Compagnie Africaine de Géophysique (CAG, 1987), puis les résultats de l'étude géoélectrique locale menée dans la région de Zaouia Jdida.

2. Réinterprétation des sondages électriques de la CAG

2.1 Sondages d'étalonnage et types de courbes VES

Dans la région Nord-Erfoud, un total de 145 sondages électriques type Schlumberger, ont été implantés selon un maillage bien déterminé (Fig. 34), pour localiser le substratum et caractériser l'évolution des toits et des murs des différents horizons électriques de l'Infracénomaniens, dans la partie sud du bassin d'Errachidia. Ils sont espacés de 1 à 2 km et se répartissent suivant 16 profils orientés NNE-SSW. Les séparations AB sont comprises entre 600 m et 4000 m.

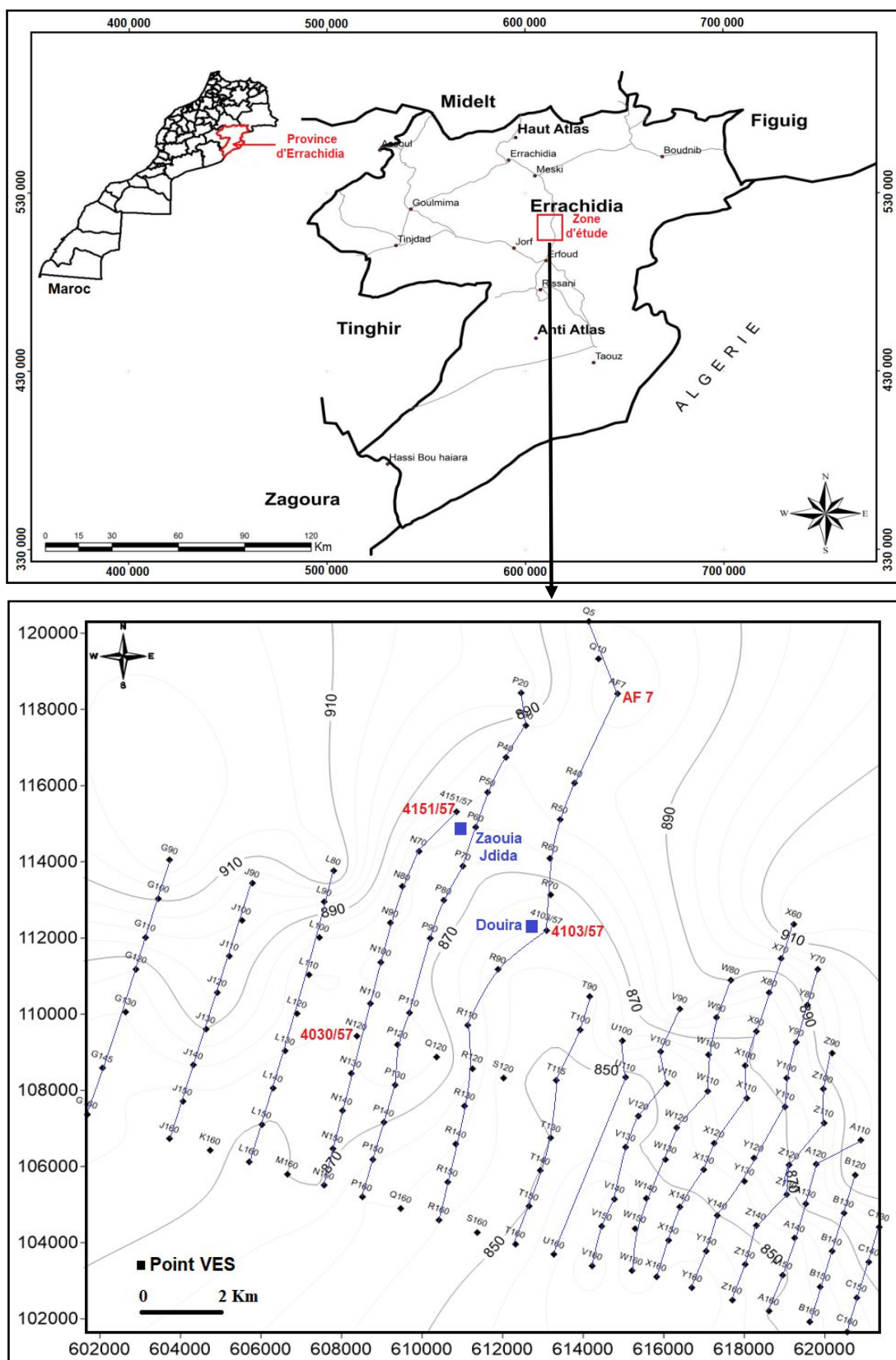


Figure 34 : Situation géographique de la zone d'étude et localisation de l'étude géoélectrique menée par la CAG, 1987

Le premier sondage étalon AF7 a été réalisé à proximité du forage AF7 qui est plus profond et atteint les calcaires du Dévonien, tandis que le deuxième (N120) est implanté à côté du forage mécanique 4030/57. Les coupes lithologiques de ces deux forages (Fig. 35 et 36) montrent que les terrains infracénomaniens sont plus épais (> 200 m) et reposent sur des formations primaires (schistes et calcaires). L'ensemble est recouvert par des formations quaternaires de natures variées. L'inversion et l'interprétation des mesures de résistivité apparente de l'ensemble des sondages électriques réalisés nous ont permis de les classer en deux types (I et II).

Le type I est représenté par la courbe VES du sondage étalon AF7 (Fig. 37) qui montre les horizons électriques suivants:

- Une couverture composée d'une alternance de couches résistantes et conductrices développée sur une épaisseur d'environ 20 m. Elle correspondrait aux dépôts quaternaires hétérogènes notés RCq. Il s'agit en surface des cailloutis et graviers résistants ($166 \Omega\text{m} / 2.7$ m) qui repose sur une formation conductrice de limons argileux ($21 \Omega\text{m} / 1.2$ m). Puis en subsurface, on rencontre des alluvions calcaire plus résistants ($236 \Omega\text{m} / 6.8$ m) développés sur une couche des marnes ($3.2 \Omega\text{m} / 2$ m). Enfin, cette couverture quaternaire se termine par une couche sableuse résistante ($100 \Omega\text{m}$), ayant une épaisseur de 10 m,
- Des formations d'âge infra-cénomaniens (RCi), allant jusqu'à une profondeur de 273 m, qui sont surmontées par l'ensemble RCq. Elles correspondent essentiellement aux sables marneux conducteurs ($9 \Omega\text{m} / 80$ m) et aux sables/grès résistants ($62 \Omega\text{m} / 170$ m),
- Un substratum d'âge primaire composé de deux formations; une conductrice ($8.8 \Omega\text{m} / 10$ m) constituant un Niveau Conducteur Inférieur (NCI), pouvant être corrélée aux schistes viséens, et l'autre résistante ($875 \Omega\text{m}$) noté NRI (Niveau Résistant Inférieur), représentée par les calcaires du Dévonien, dont le toit se situe à une profondeur de 283 m.

Le type II est représenté par la courbe VES du sondage étalon N120 (Fig. 38) qui illustre les niveaux géoélectriques suivants:

- Un ensemble RCq plus ou moins comparable à celui décrit dans le type I, mais avec des résistivités inférieures à celles enregistrées dans le sondage AF7. Il serait corrélé aux terrains superficiels du Quaternaire (graviers et cailloutis, limons argileux et sables),

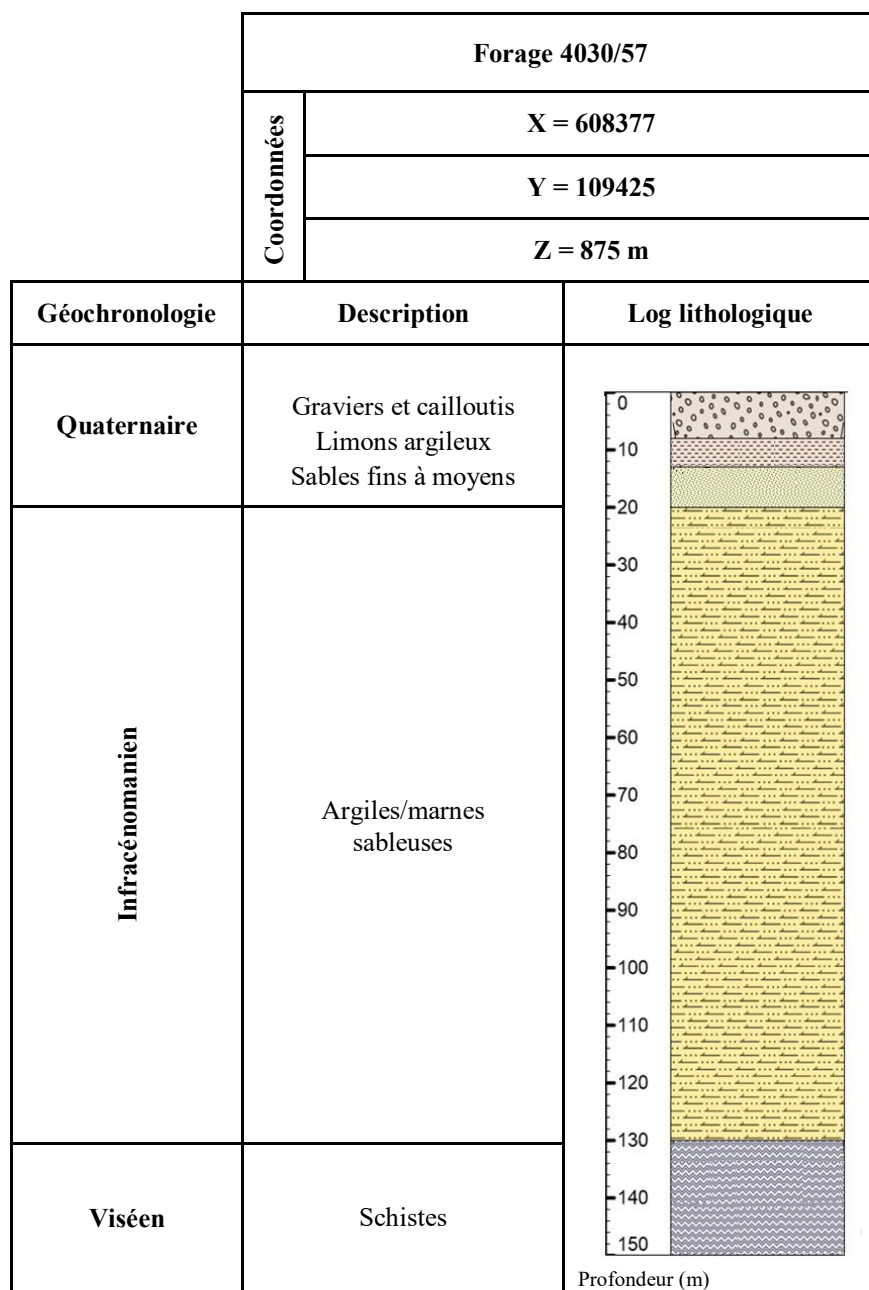


Figure 36 : Coupe lithologique du forage 4030/57 réalisé au NW de Douira (ABH-GRZ)

- Un substratum conducteur ($13 \Omega\text{m}$) constituant le niveau NCI formé de schistes viséens. Le comportement conducteur des schistes est différent d'un sondage à l'autre, ce qui pourrait être lié à leur degré d'altération ou à un changement latéral de faciès, vu que les schistes viséens deviennent parfois marneux.
- Un horizon conducteur noté Ci ($6.2 \Omega\text{m}$) pouvant correspondre aux argiles et/ou marnes sableuses de l'Infracénomanien, développé sur une épaisseur de 110 m. On note que dans d'autres sondages appartenant au type II, cet horizon ressemble au niveau électrique RCi illustré dans le type I, formé des couches conductrices (argiles et/ou marnes sableuses) et d'autres résistantes (sables),

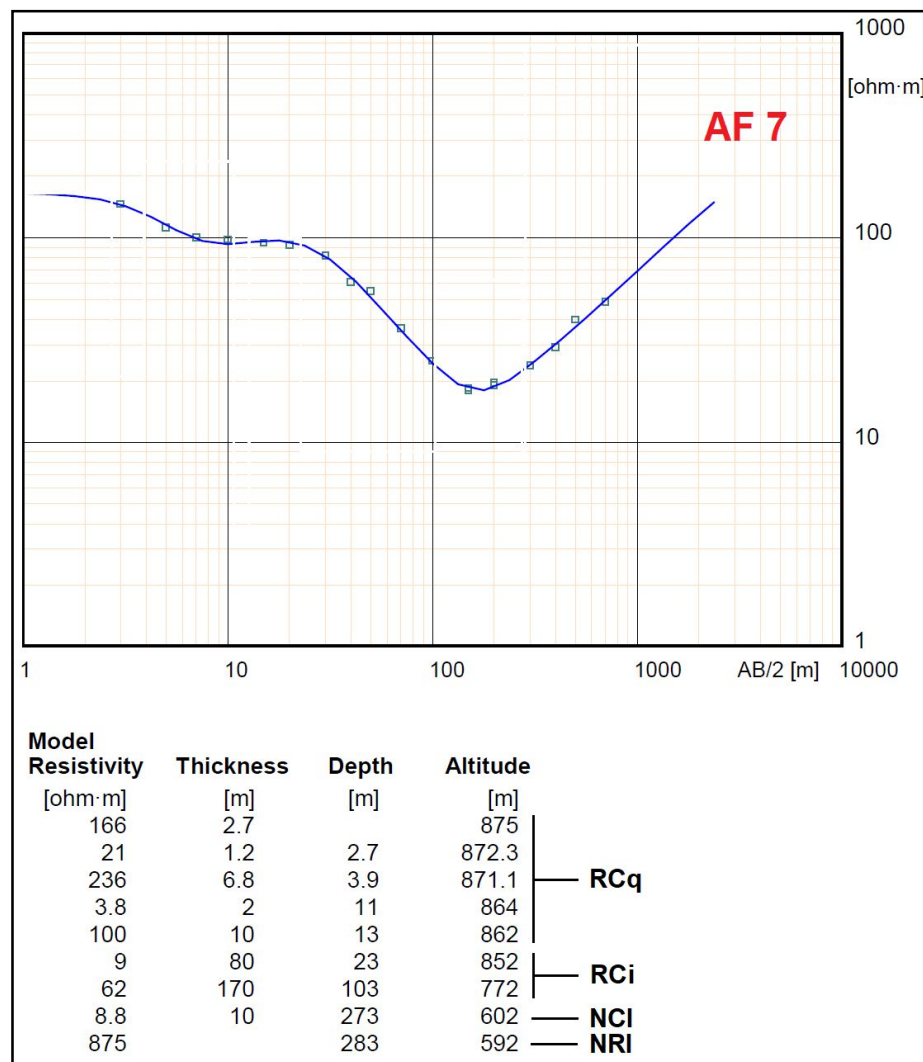


Figure 37 : Courbe de résistivité du sondage AF7 représentative de type I et modèle électrique correspondant

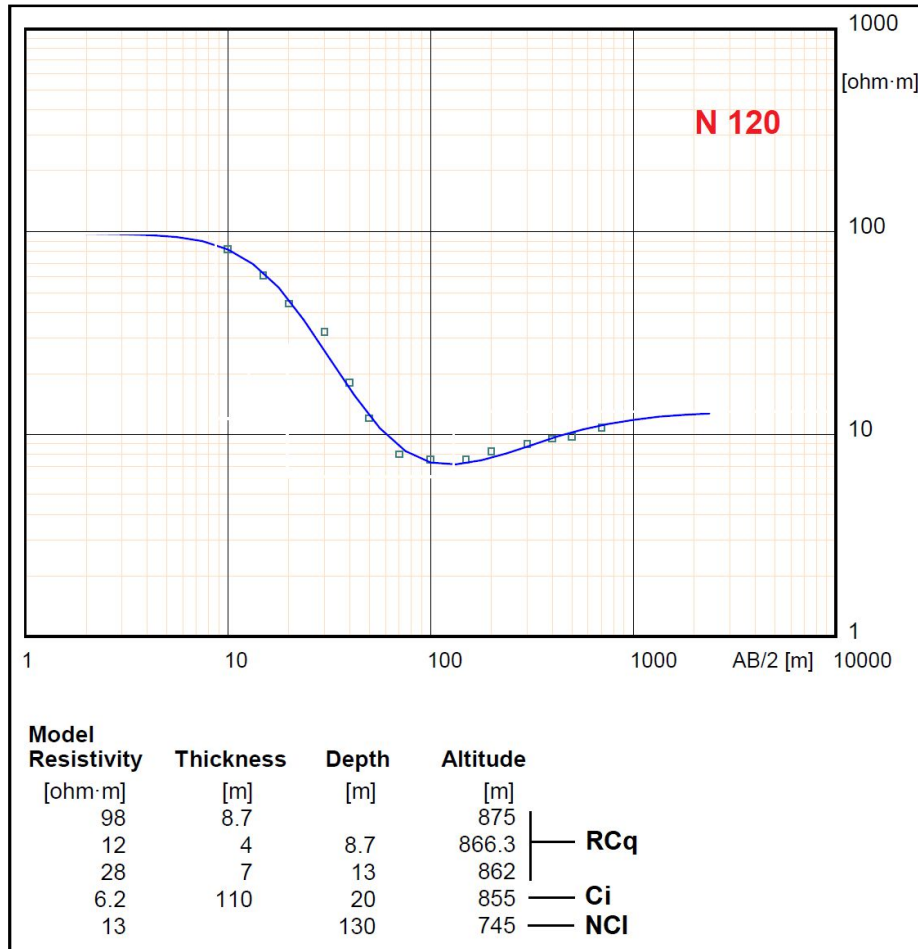


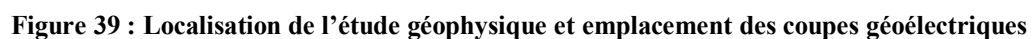
Figure 38 : Courbe de résistivité du sondage N120 représentative de type II et modèle électrique correspondant

2.2 Etablissement des coupes géoélectriques

A base de l'interprétation des sondages électriques réalisés dans la région Nord-Erfoud, nous avons établi cinq coupes géoélectriques (Fig. 39 - 44), afin de montrer, particulièrement, l'extension des formations infra-cénomaniennes et de visualiser le comportement du substratum schisteux. L'analyse des coupes géoélectriques montre que:

- La couverture quaternaire est formée de couches de natures variées (graviers, alluvions calcaires, limons et argiles) ayant des résistivités différentes. Son épaisseur, très variable, enregistre des valeurs ne dépassant guère 20 m, à l'Ouest de la zone d'étude,
- Les terrains infracénomaniens conducteurs sont essentiellement formés des argiles/marnes sableuses (parfois surmontées par des calcaires lacustres), ayant des résistivités comprises entre 4 et 25 Ωm . Ils affichent également des épaisseurs différentes avec un maximum (>

- Le substratum schisteux affiche des résistivités qui fluctuent entre 20 et 45 Ωm . On observe qu'il devient moins profond en partant vers le SE de la région explorée (coupes géoélectriques N° 4 et 5).



70

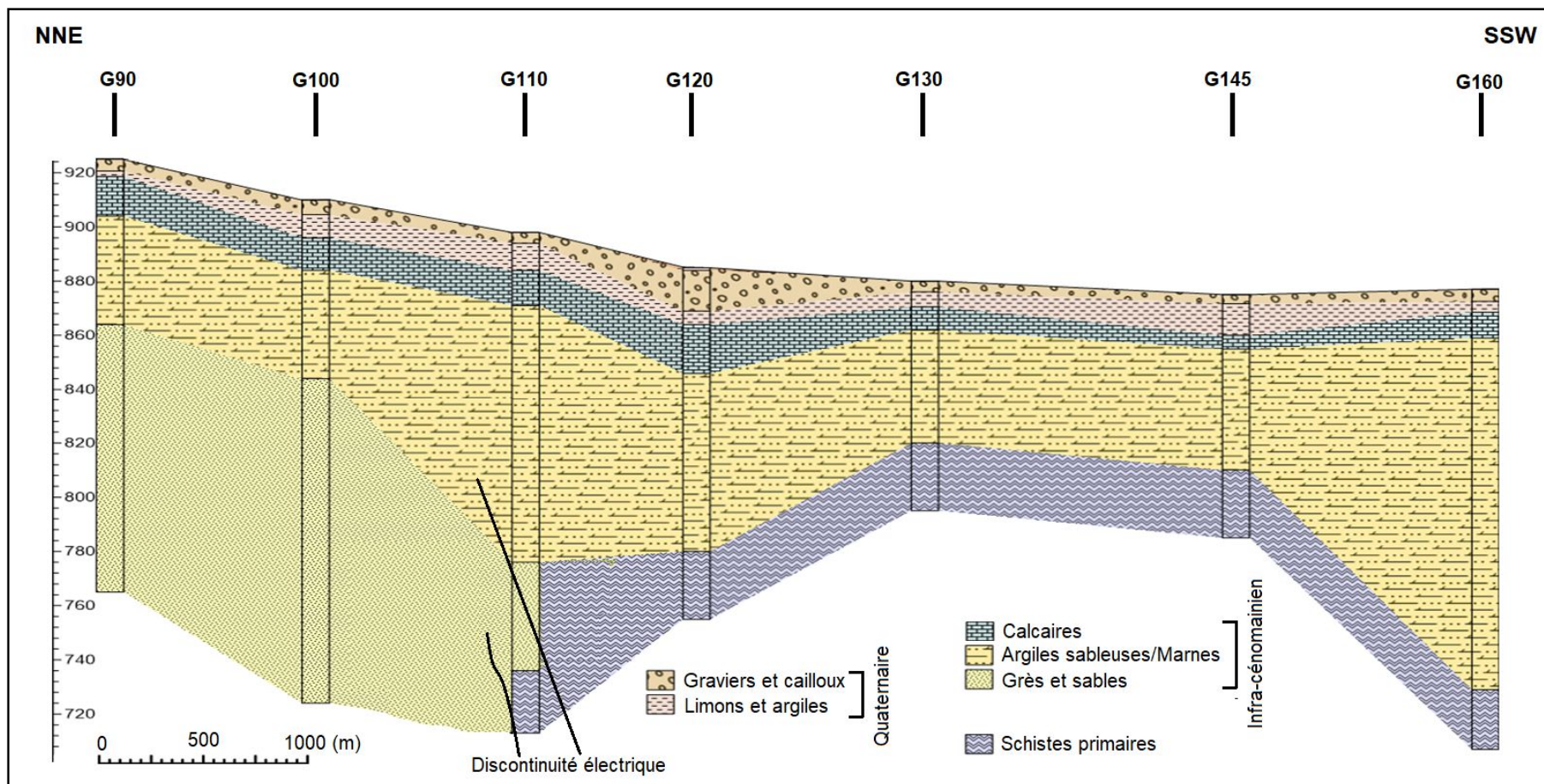


Figure 40 : Coupe géoélectrique N°1 réalisée à l'Ouest de la zone d'étude

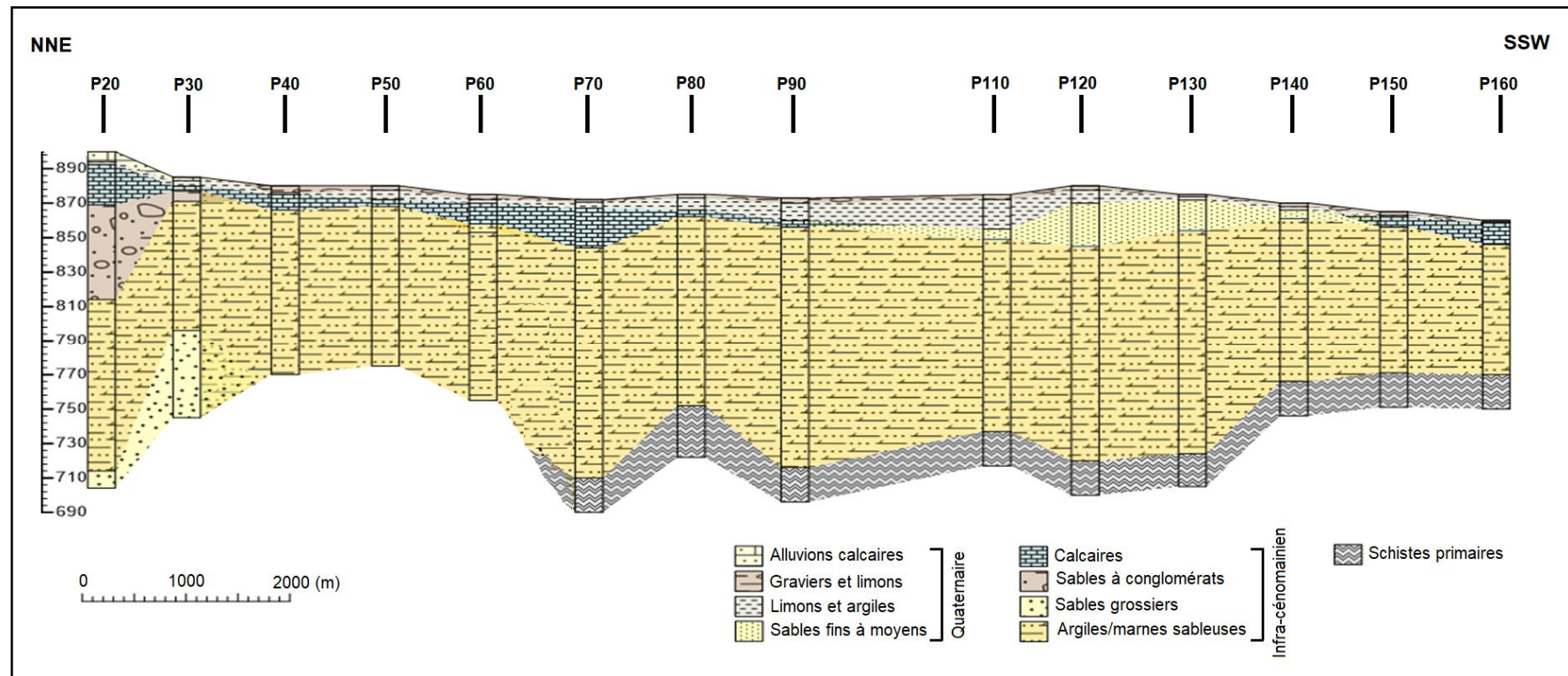


Figure 41 : Coupe géoélectrique N°2 réalisée au centre de la zone d'étude

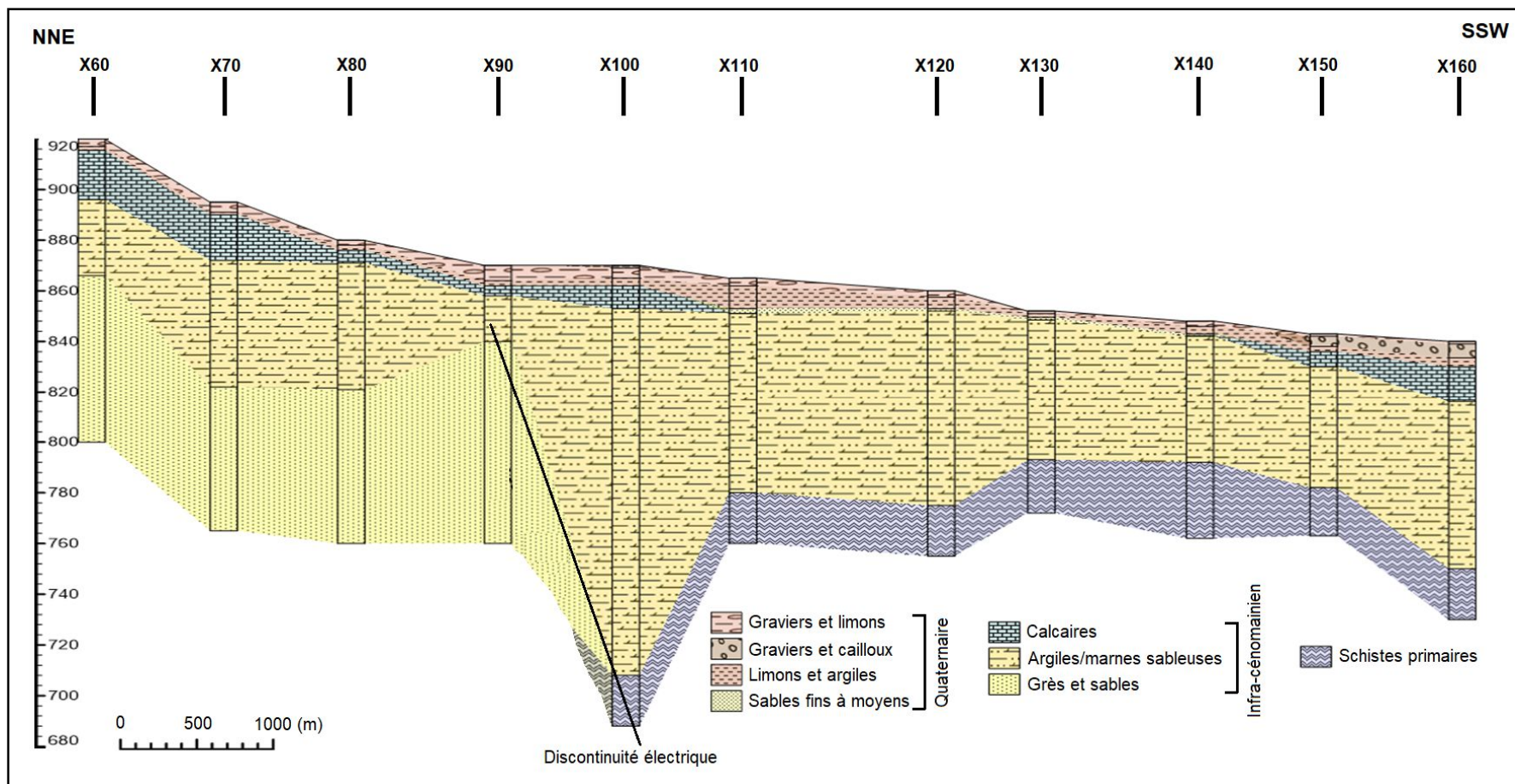


Figure 42 : Coupe géoélectrique N°3 réalisée à l'Est de la zone d'étude

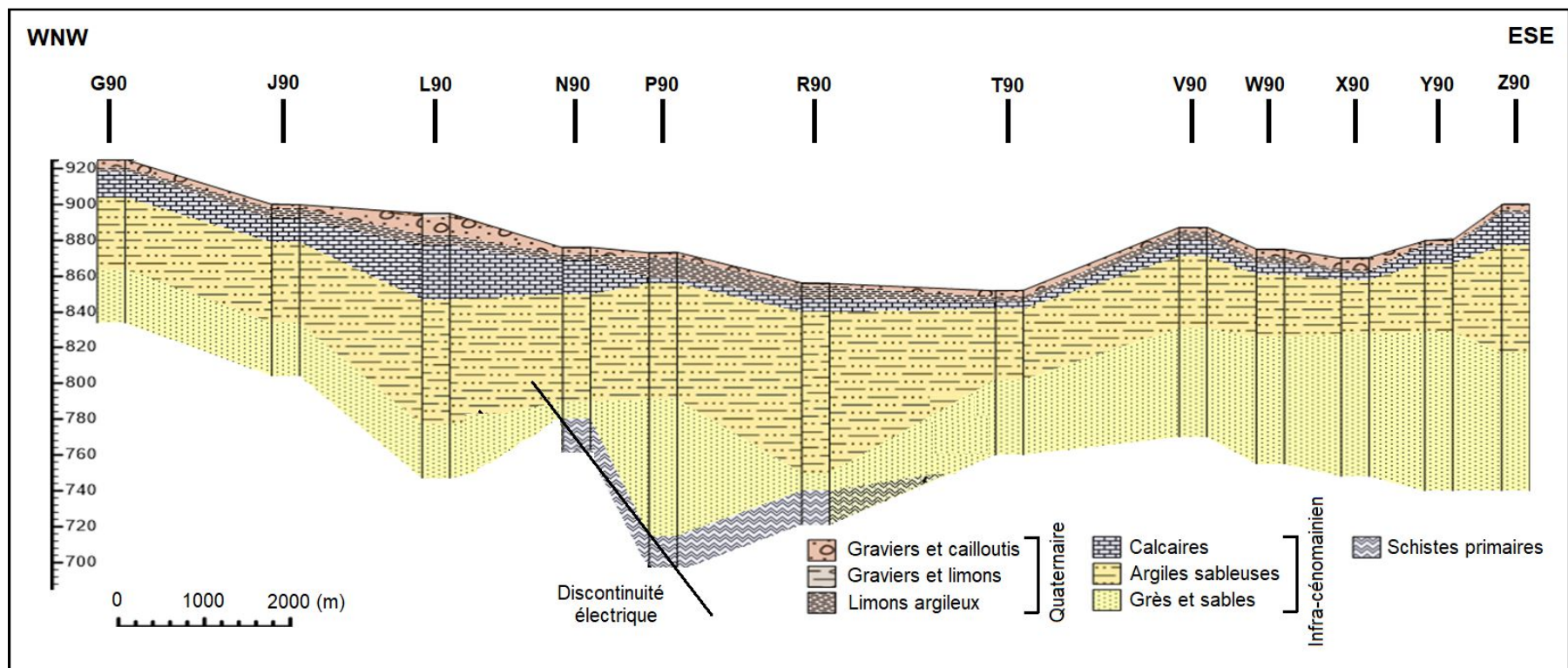


Figure 43 : Coupe géoélectrique N°4 réalisée au Nord de la zone d'étude

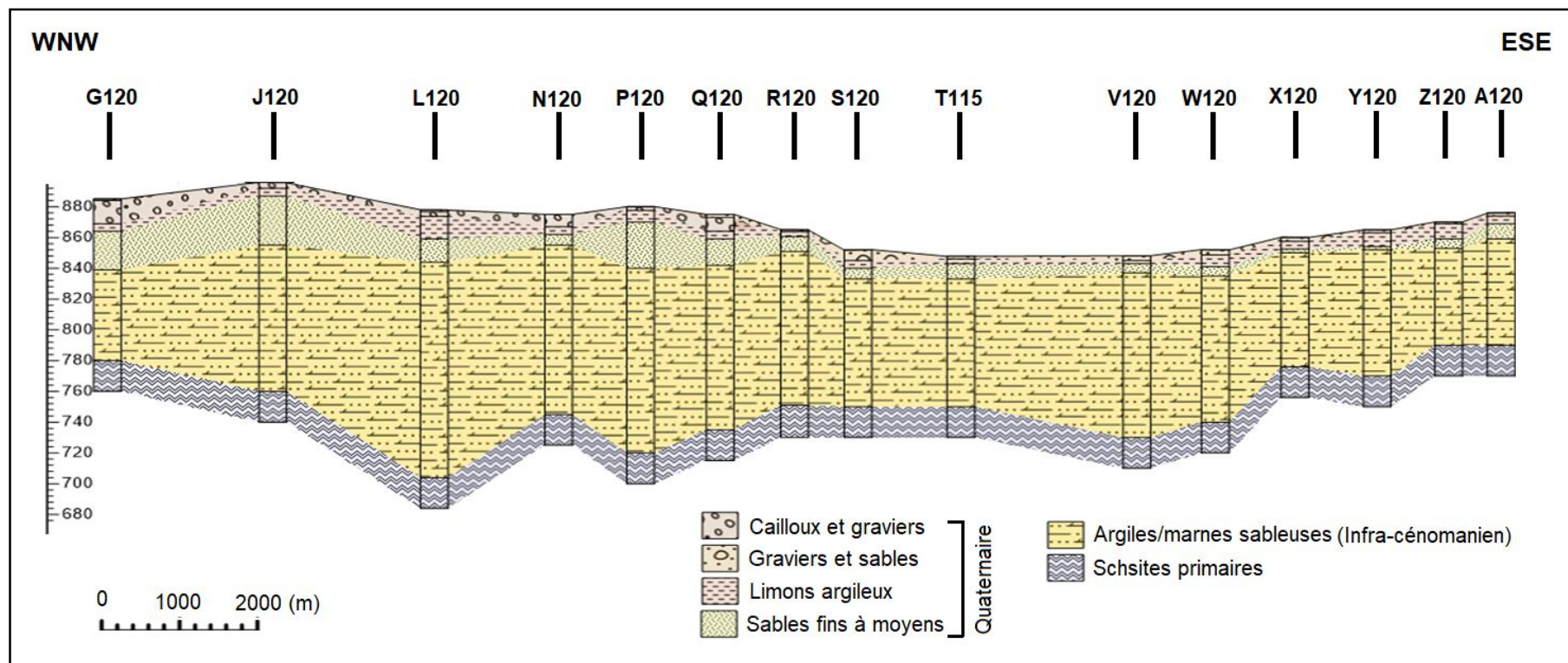


Figure 44 : Coupe géoélectrique N°5 réalisée au Sud de la zone d'étude

2.3 Cartes interprétatives de l'Infra-cénomaniien

2.3.1 Carte des isohypses du toit de l'Infra-cénomaniien

En tenant de la topographie, l'analyse de la carte des isohypses (Fig. 45) montre que la profondeur du toit de l'Infra-cénomaniien augmente, avec un gradient faible, en partant vers le Sud du secteur étudié, pour dépasser parfois 30 m. Les terrains infra-cénomaniens sont donc peu profond au NE et au NW de la zone d'étude (< 20 m), avec des altitudes qui varient entre 860 et 900 m. Cette variation de la profondeur du toit de l'Infra-cénomaniien serait lié, d'une part, à la variation de l'épaisseur de des formations cénomano-turonniennes et/ou de la couverture quaternaire, et aux failles pouvant soulever légèrement les terrains infra-cénomaniens au Nord de la zone d'étude, d'autre part.

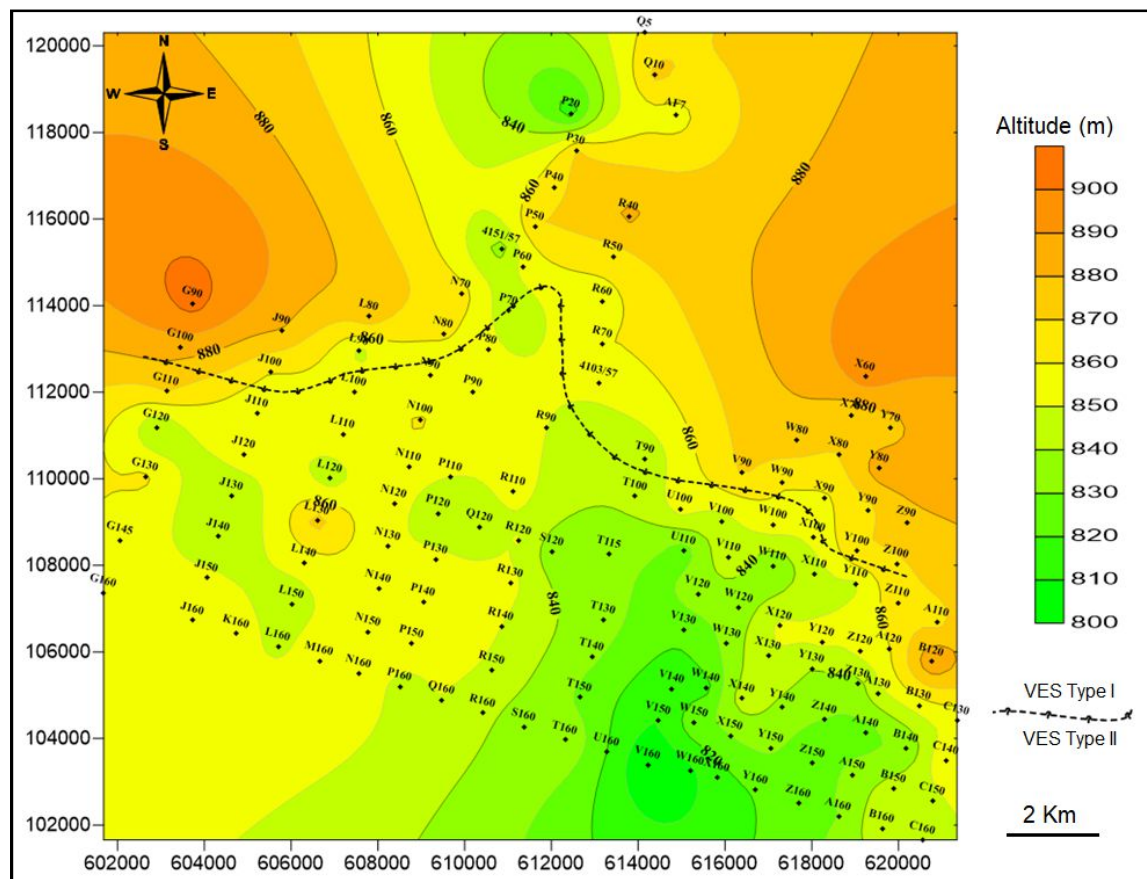


Figure 45 : Carte des isohypses du toit de l'Infra-cénomaniien dans la région Nord-Erfoud

2.3.2 Carte des isopaques de l'Infra-cénomaniien

La détermination de l'épaisseur de l'Infra-cénomaniien, à partir de l'interprétation des sondages électriques, est basée essentiellement sur des corrélations possibles entre les sondages d'étalonnage

réalisés au voisinage des forages mécaniques et les logs lithologiques de ces forages. L'examen de la carte obtenue (Fig. 46) montre que l'épaisseur des terrains infra-cénomaniens (Argiles et marnes sableuses, grès et sables) varie entre 5 et 250 m. Au NE de l'aire prospectée, on enregistre des épaisseurs importantes avec un maximum de 250 m au droit du sondage AF7. Les épaisseurs moyennes comprises entre 80 et 140 m couvrent la majeure partie de la zone étudiée, avec des valeurs particulières supérieures à 140 m, enregistrées au droit des sondages L100, L110, L120, U100, U110, V100, V110, W100 et X100. Vers le Sud, l'Infra-cénomanien voit son épaisseur diminuer (entre 20 et 60 m), pour qu'elle devienne faible à l'extrême SE (< 20 m) au droit des deux sondages C140, C150 et C160.

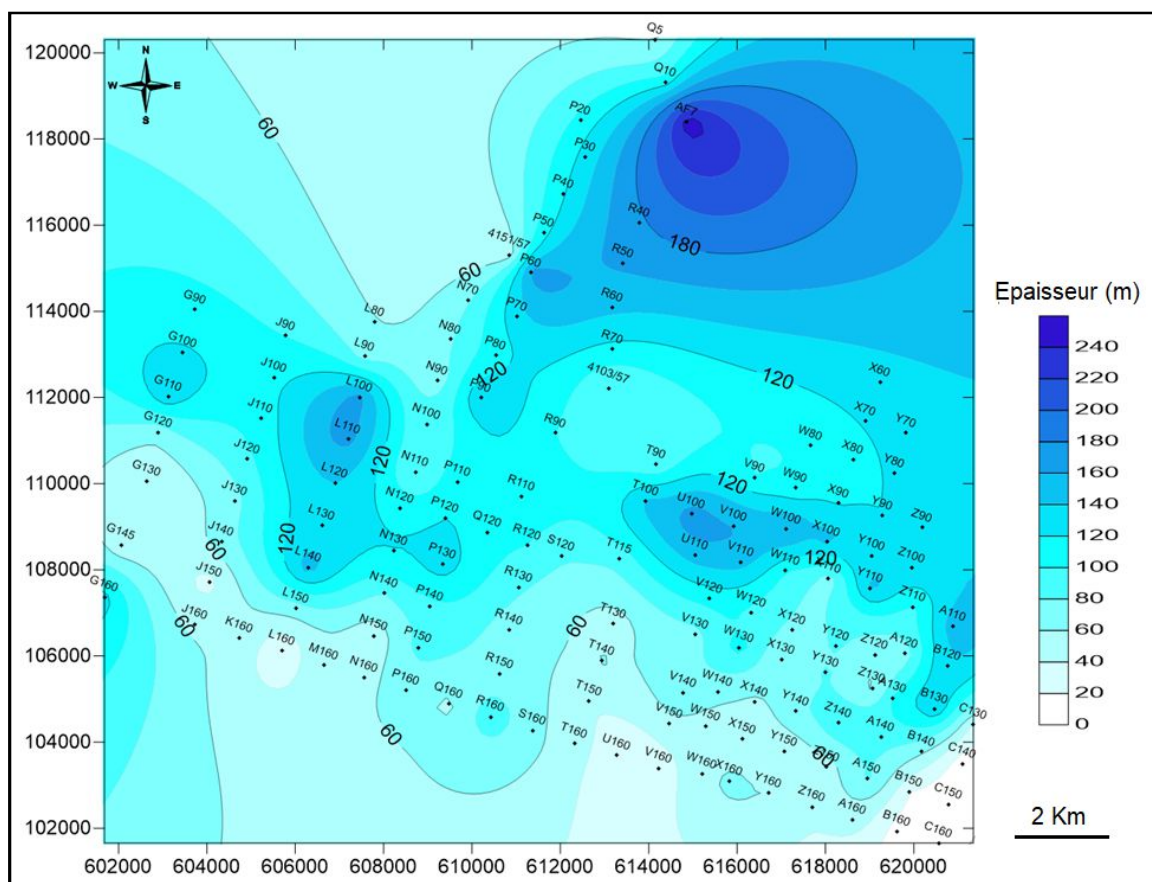


Figure 46 : Carte des isopaques des terrains infra-cénomaniens dans la région Nord-Erfoud

3. Localisation de l'étude géoélectrique locale

Pour compléter les résultats obtenus à partir de la réinterprétation des sondages électriques réalisés par la Compagne Africaine de Géophysique (CAG, 1987), nous avons initié une étude géoélectrique dans la région de Zaouia Jdida, qui a pour objectif de délimiter l'horizon aquifère potentiel en place. Dans cet axe, nous rappelons la méthode, le matériel utilisé et les données

lithologiques locales à bases desquelles nous réaliserons l'interprétation des mesures de résistivités obtenues. A partir de l'exploitation de ces résultats, nous présenterons les coupes géoélectriques et les cartes interprétatives de l'horizon aquifère identifié.

3.1 Mise en œuvre sur le terrain

Le travail géophysique entrepris dans la région de Zaouia Jdida, a consisté à réaliser un total de 22 sondages électriques, installés le long de quatre profils. La figure 47 représente le Modèle Numérique de Terrain de la zone d'étude et l'implantation des différents points VES. Les sondages sont dénotés de 1P1 jusqu'à 5P4.

L'appareil de mesure utilisé durant cette étude est *MAE « Molisana Apparecchiature Elettroniche » advanced geophysics instruments*, qui permet d'effectuer la mesure de la résistivité apparente par un géorésistivimètre numérique (Fig. 48). Cet équipement se caractérise par une résolution et une précision maximales dans le sondage géoélectrique et par la rapidité de fonctionnement. L'alimentation est fournie par la batterie intégrée et/ou par une batterie externe (12V). Deux bobines de câble électrique (700 m chacune) sont utilisées avec les électrodes d'injections, et deux autres bobines (100 m chacune) sont utilisées pour la mesure de potentiel (Fig. 48). Le courant de sortie est régulé automatiquement, avec une précision de mesure de $\pm 2.5 \mu\text{A}$. Son intensité maximale est 5 A et sa puissance maximale arrive à 250 W. La précision de mesure de potentiel est de $\pm 1,5 \mu\text{V}$, tandis que la précision de mesure de la résistivité est de l'ordre de $\pm 0,5\%$. Sur le champ, pour chaque sondage, les mesures sont représentées parallèlement sur un diagramme bi-logarithmique pour suivre l'évolution de la résistivité. Un ruban à mesurer, des marteaux, deux cartes, topographique et géologique, étaient aussi nécessaires.

Dans le terrain, les sondages sont réalisés en empruntant la configuration Schlumberger (Fig. 48) avec une distance $AB/2$ allant de 10 m à 750 m. Le courant est envoyé aux électrodes A et B placées aux limites extérieures du dispositif et la différence de potentiel est mesurée entre les électrodes M et N placées de part et d'autre du centre de celui-ci. Au début du relevé, les espacements AB et MN sont petits. A mesure que le relevé progresse, les électrodes A et B sont éloignées symétriquement du centre, mais l'espacement entre les électrodes M et N reste le même jusqu'à ce que la tension devient trop faible. De ce fait, on procède à un embrayage. Lorsqu'une telle situation se produit, deux lectures sont prises pour le même espacement AB, soit une pour chacun des espacements MN. Dans notre cas, trois embrayages sont réalisés; i) de $MN/2 = 2.5 \text{ m}$ à $MN/2 = 10 \text{ m}$, ii) de $MN/2 = 10 \text{ m}$ à $MN/2 = 50 \text{ m}$ et iii) de $MN/2 = 50 \text{ m}$ à $MN/2 = 100 \text{ m}$.

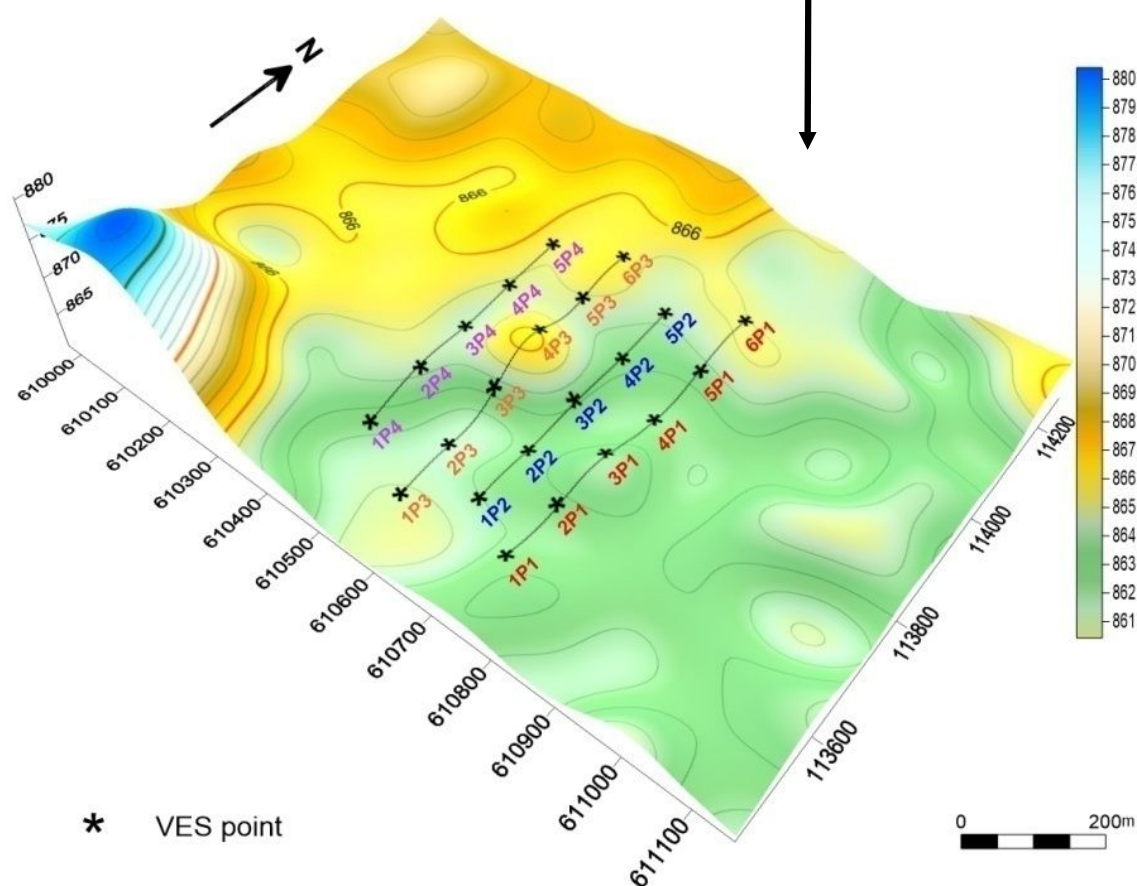
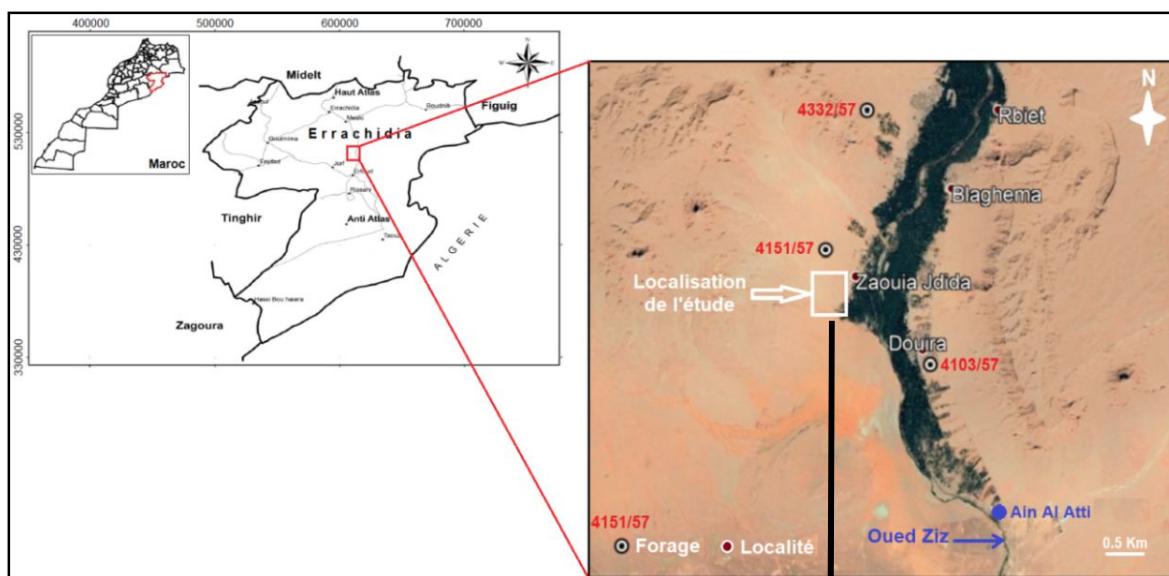


Figure 47 : Situation géographique, Modèle Numérique de Terrain de la zone prospectée et localisation de l'étude géophysique

Les opérateurs devaient être, au moins, au nombre de trois afin d'assurer le bon déroulement des sondages (Fig. 48); un premier situé au centre du dispositif devait contrôler l'envoi de courant et noter les résultats, et les deux autres étaient positionnés aux points de pénétration du courant et déplaçaient les électrodes A et B. Au cours de ce travail, pour assurer une pénétration suffisante du courant dans le sol, nous avons utilisé, dans chaque pôle, deux ou trois électrodes d'injection (Fig. 49), à partir de la séparation $MN/2 = 10$ m. On note que La distance entre les points VES est de 100 m. Cette maille de mesure est choisie pour rendre bonne la corrélation entre les valeurs de résistivité obtenues. Pendant la prise des mesures, il y a annulation automatique du potentiel spontané et réduction du bruit, par le géorésistivimètre.



**Figure 48 : Equipement de mesure de résistivité apparente du sous-sol utilisé dans la région d'étude
Mise en œuvre d'un sondage électrique vertical type Schlumberger**



Figure 49 : Envoi du courant lors de l'acquisition des données de résistivité

3.2 Données de forages et piézométrie

L'interprétation des mesures de résistivité est basée sur les données des forages dans l'aire prospectée. Durant cette étude, trois forages sont pris en compte pour rendre possible la corrélation entre les unités lithologiques et les horizons électriques. Ces derniers vont permettre de:

- Caler les sondages électriques, ce qui fournit des informations capitales sur les variations verticales (aussi horizontales) de la lithologie,
- Déterminer les épaisseurs des différentes formations rencontrées,
- Localiser le toit de la formation géologique ayant un potentiel hydrogéologique,
- S'assurer de la géométrie de la formation aquifère, lors de la réalisation des coupes géoélectriques.

Le premier forage de référence (4151/57) est un forage de reconnaissance (DRPE, 1989) réalisé dans la région de Zaouia Jdida, avec une profondeur totale de 107 m. Le niveau piézométrique est situé à environ 14 m. Des mesures réalisées à différentes profondeurs montrent que le débit fluctue entre 3 et 6 l/s. La température de l'eau augmente avec la profondeur et varie entre 19 et 23 °C, tandis que le résidu sec varie de 2 à 3 g/L (ABH-GRZ). Le deuxième forage (4103/57) est

également un forage de reconnaissance (DRPE, 1989) implanté au niveau de l'aire de Douira, avec une profondeur totale de 102 m. Le niveau piézométrique est enregistré à environ 12 m et le débit de l'eau augmente avec la profondeur pour atteindre 23 l/s. La température mesurée à 52 m affiche une valeur de 20 °C et le résidu sec est de l'ordre de 4.54 g/L (ABH-GRZ).

Pour pouvoir reconnaître les formations plus profondes dans la zone d'étude, un troisième forage de reconnaissance de référence 4332/57 (DRPE, 2002) est pris en considération. Il est réalisé au Nord de Kser Tamâarkite à la localité d'Aferdou, avec une profondeur totale de 222.5 m. Le niveau piézométrique mesuré est situé à la limite de 25.0 m. Le débit de l'eau enregistré est de 10 l/s et sa température est de l'ordre de 25 °C. Le résidu sec arrive à 5.37 g/L (ABH-GRZ).

Les figures (50, 51 et 52) donnent les logs lithologiques correspondants aux trois forages considérés qui cadrent la zone d'étude. Leur analyse montre que les terrains sont essentiellement d'âge Infra-cénomaniens recouverts par des alluvions quaternaires de nature principalement calcaire, et parfois représentés par des graviers et des silts. La figure 53 illustre la corrélation entre les différentes unités lithologiques identifiées dans ces trois forages.

A l'échelle locale, on observe que l'Infra-cénomaniens est hétérogène (Fig. 53); un premier horizon (en vert) est occupé par des formations de nature variée (graviers, calcaire lacustre, grès, sables argileux, argiles rouges et marnes). Cet horizon est bien développé dans la région de Douira avec une épaisseur d'environ 50 m. La présence de ces formations sus-jacentes imperméables (argiles et marnes) explique, entre autres, le caractère artésien de la nappe infra-cénomaniens. Le deuxième horizon (en bleu) est formé principalement par des sables, parfois argileux ou avec des passages de marnes. Ce niveau sableux est plus épais (> 70 m) à l'aire de Zaouia Jdida (Forage 4151/57), mais plus réduit au Nord à Kser Tamâarkite (< 25m). Au droit du Forage 4332/57, une couche de conglomérats (avec argiles et/ou marnes) s'ajoute à la formation sableuse, pour constituer le deuxième horizon. Le troisième horizon (en rose) correspond à un substratum imperméable formé des argiles rouges et des argiles sableuses (forage 4103/57), ou d'une alternance marnes-argiles (forage 4334/57). Son toit se situe à environ 95 m de profondeur et son épaisseur dépasse 100 m au droit du forage (4334/57). Le quatrième horizon profond (en gris), identifié à Kser Tamâarkite (forage 4334/57), est occupé par des sables grossiers calcaires et dont le toit se situe à 212 m.

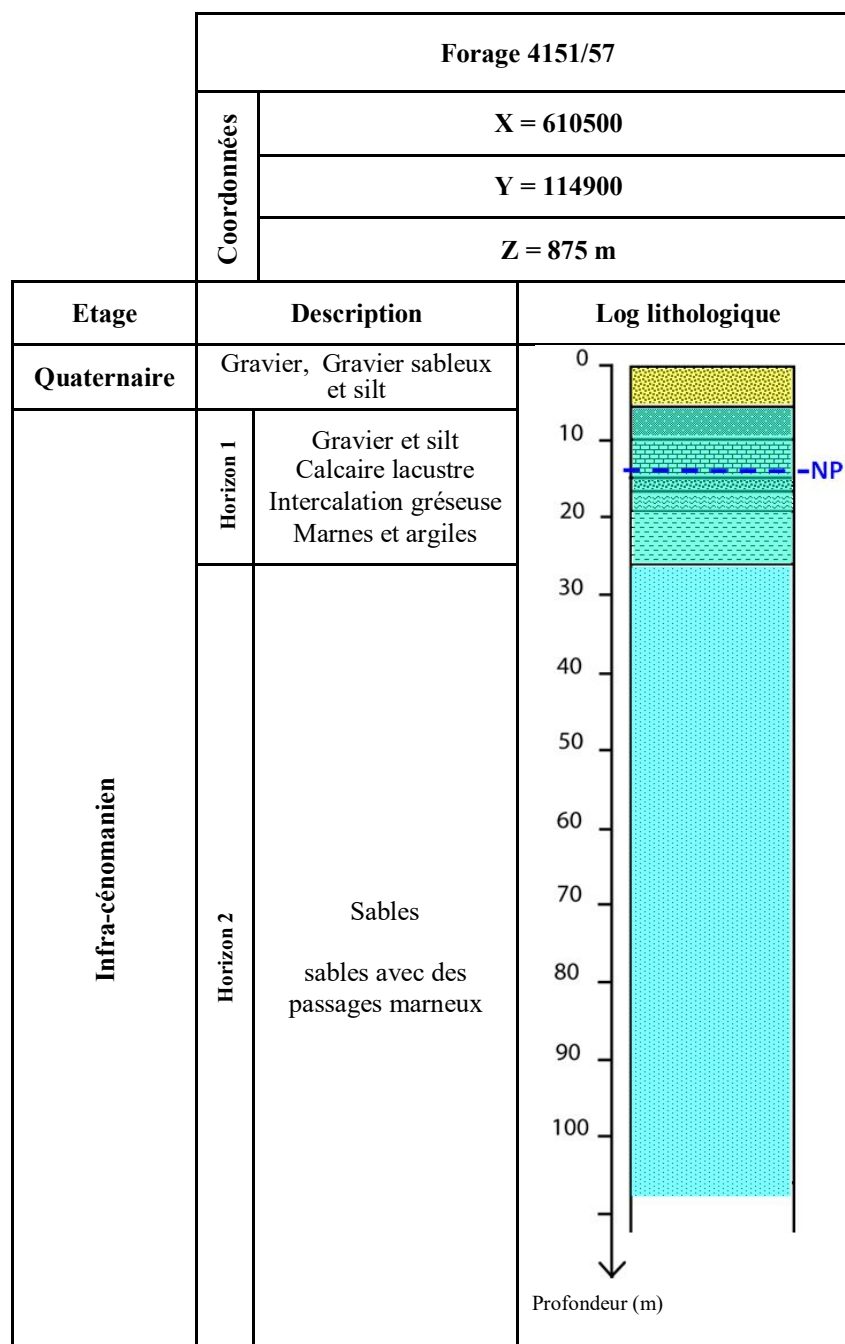


Figure 50 : Log lithologique du forage 4151/57 réalisé à l'aire de Zaouia Jdida

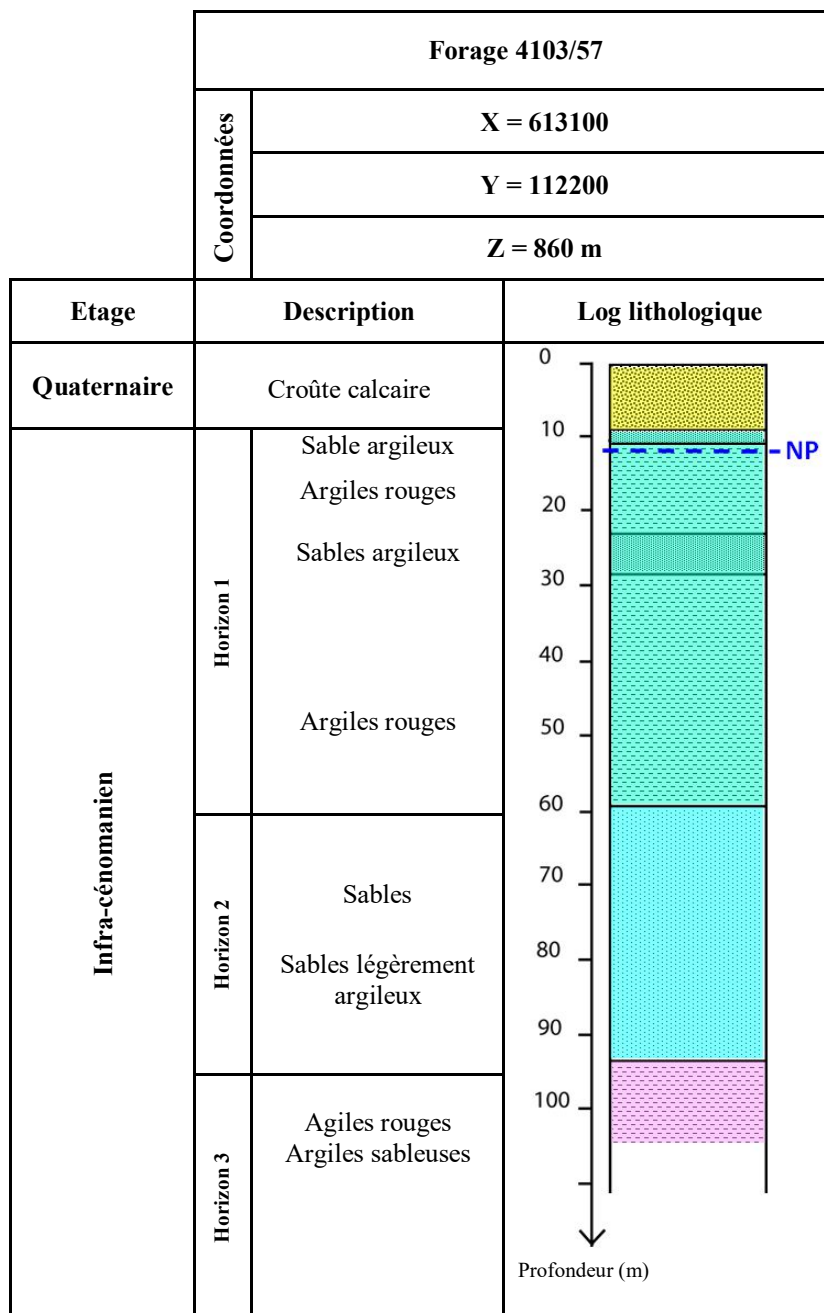


Figure 51 : Log lithologique du forage 4103/57 réalisé à l'aire de Douira

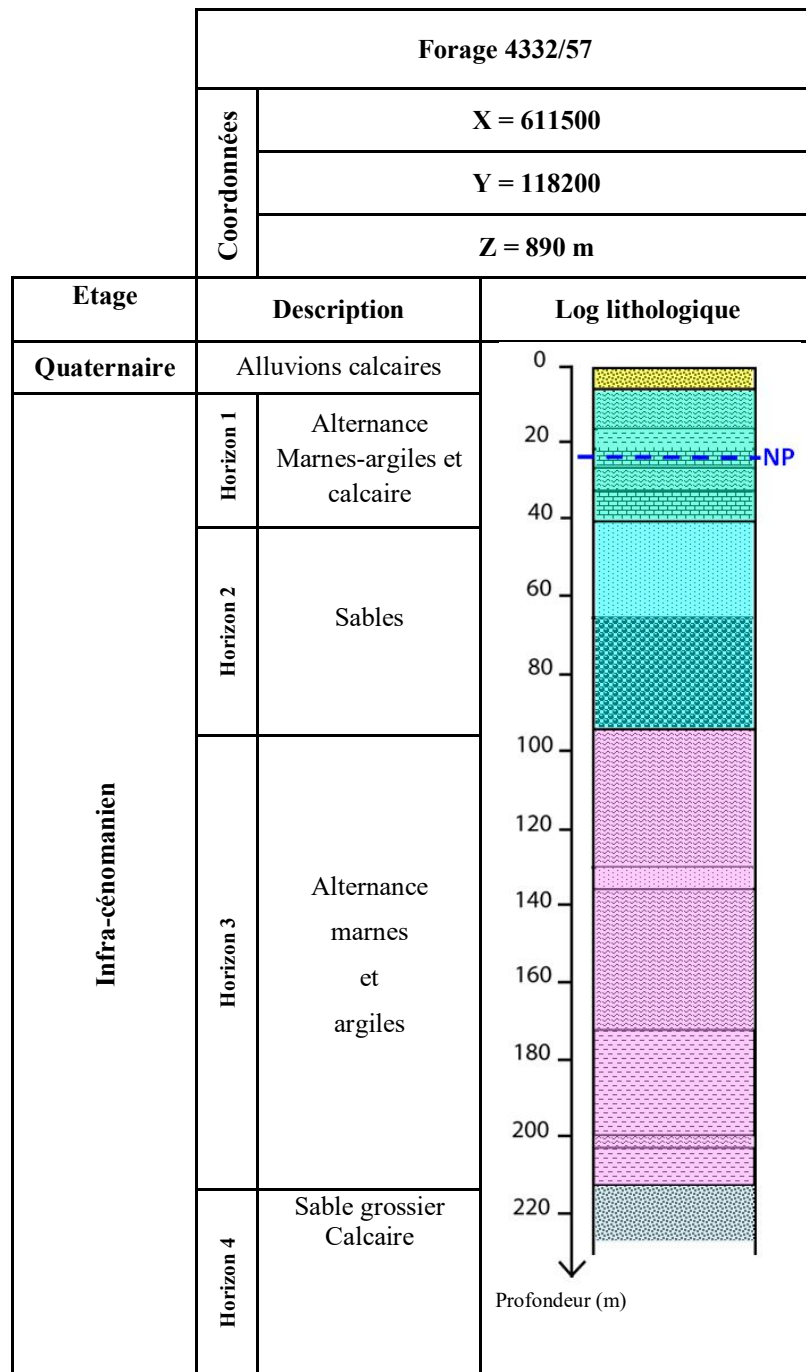


Figure 52 : Log lithologique du forage 4103/57 réalisé à l'aire de Tamâarkite

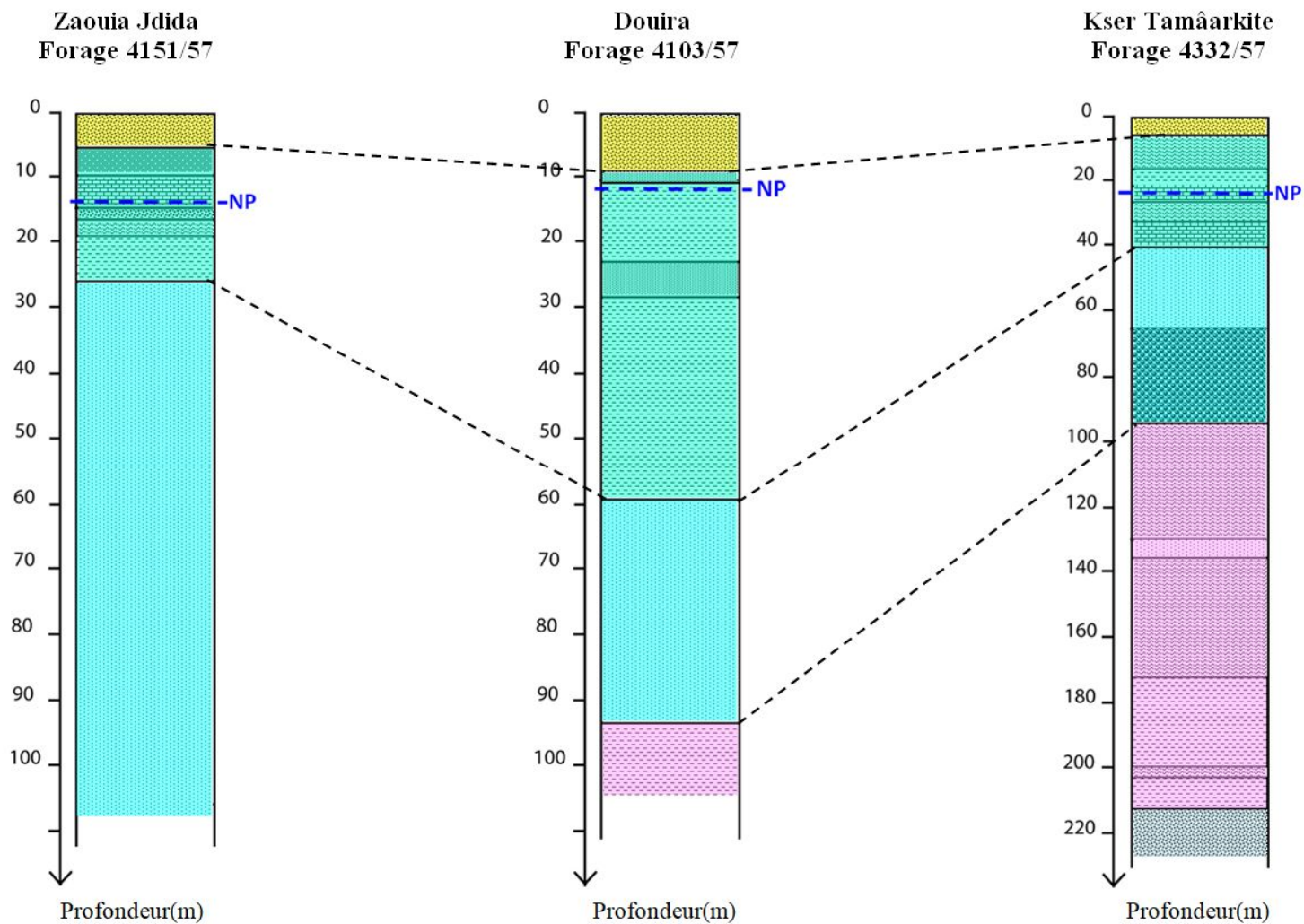


Figure 53 : Corrélation lithologique entre les trois forages utilisés dans le calage des sondages électriques (NP pour niveau piézométrique)

Le suivi du niveau piézométrique de la nappe de l'Infra-cénomanién au niveau du forage 4332/57 (plus au Nord de la zone prospectée) durant la période entre 2012 et 2019, montre des fluctuations de l'ordre de +/-1 m. la valeur minimale enregistrée est de 24.32 m pendant le mois de Décembre 2012, alors le niveau piézométrique a connu une baisse pendant le mois de Juillet 2018, pour qu'il atteigne 25.53 m. Le tableau 6 donne les fluctuations du niveau piézométrique de la nappe infra-cénomaniénne, pendant les années 2017, 2018 et 2019. Des mesures prises dans deux puits à proximité de la zone prospectée ont montré que le niveau piézométrique se situe entre 9 m et 10 m. Ainsi en partant du Nord vers le Sud, la nappe infra-cénomaniénne devient moins profonde.

Tableau 6 : Variation du niveau piézométrique de la nappe de la l'Infra-cénomanién au niveau du forage 4332/57 (ABH-GRZ)

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Sept	Oct	Nov	Déc
NP (m) 2017	24.82	24.9	24.93	25	25.09	25.2	25.33	25.34	25.35	25.34	25.33	25.26
NP (m) 2018	25.2	25.11	25.24	25.33	25.39	25.47	25.53	25.52	25.44	25.41	25.32	25.23
NP (m) 2019	*	*	25.11	25.08	25.14	25.3	25.43	*	*	*	*	*

Le tableau 7 ci-dessous présente des mesures actualisées de conductivité électrique qui donnent une idée sur la salinité des eaux infra-cénomaniénnes, au niveau de deux ouvrages au Nord et au Sud de la zone d'étude. Il faut rappeler que la salinité des eaux montre des variations spatiales et temporelles dans tout le bassin d'Errachidia. Généralement en partant vers le Sud, les eaux de l'Infra-cénomanién deviennent plus polluées. Mais, le résidu sec, à l'aire de Zaouia Jdida, varie de 2 à 3 g/L (ABH-GRZ), ce qui atteste leur bonne qualité.

Tableau 7 : Valeurs de conductivité électrique des eaux de la l'Infra-cénomanién au niveau des forages 4207/57 et 4096/57 (ABH-GRZ)

Lieu de prélèvement	N°IRE	Conductivité (µs/cm) Année 2019	Conductivité (µs/cm) Année 2020
Blaghma (NE de Zaouia Jdida)	4207/57	3040	2810
Douira (SE de Zaouia Jdida)	4096/57	14240	13130

4. Exploitation des résultats de résistivité apparente

Avant de nous intéresser à l'inversion et à l'interprétation quantitative des résultats, l'interprétation qualitative est possible à travers l'établissement des cartes d'isorésistivité apparente, pour différentes séparations AB. Celles-ci donnent une idée sur la variation latérale de la résistivité d'une tranche de terrain, en permettant ainsi de reconstituer une vue d'ensemble sur la localisation des formations résistantes et donc de l'aquifère potentiel. L'épaisseur de cette tranche investiguée augmente avec l'écartement AB.

Nous rappelons que les séparations AB/2 varient de 10 m à 750 m et trois embrayages ont été effectués; i) de MN/2 = 2.5 m à MN/2 = 10 m, ii) de MN/2 = 10 m à MN/2 = 50 m et iii) de MN/2 = 50 m à MN/2 = 100 m. Dans le cadre de ce travail, six cartes ont été établies pour les séparations AB suivantes: AB = 120 m, AB = 200 m, AB = 400 m, AB = 600 m, AB = 800 m, AB = 1000 m. Le tableau 8 ci-après, donne les profondeurs d'investigation correspondantes et déterminées à partir de la longueur du dispositif (L) et le facteur de la profondeur selon l'approche d'Edwards 1977.

Tableau 8 : Profondeurs d'investigation (DOI) correspondantes aux différentes séparations AB

Carte d'isorésistivité	Longueur du dispositif L (m)	Valeur du coefficient n	Facteur de profondeur f	DOI $L \times f$ en (m)
AB = 120 m	120	$n = 1$	0.173	20.76
AB = 200 m	200	$n = 1$	0.173	34.6
AB = 400 m	400	$n = 1$	0.173	69.2
AB = 600 m	600	$n = 2$	0.186	111.6
AB = 800 m	800	$n = 3$	0.189	151.2
AB = 1000 m	1000	$n = 4$	0.190	190.0

L'examen des cartes d'isorésistivité apparente qui caractérisent les dépôts affleurants et en subsurface attribués aux alluvions quaternaires, quoique superficielle, montre des plages résistantes ($> 30 \Omega\text{m}$) pouvant correspondre aux alluvions calcaires résistants, et des aires conductrices ($< 20 \Omega\text{m}$) qui reflètent les zones où les alluvions sont probablement humides.

4.1 Cartes d'isorésistivité apparente AB = 120 m et AB = 200 m

Ces deux cartes (Fig. 54 et 55) caractérisent les dépôts en subsurface jusqu'à une profondeur de 34.6 m. On y observe clairement que les formations concernées par la séparation AB = 120 m continuent profondément selon les mêmes distributions des résistivités pour les retrouver dans la carte AB = 200 m. Les résistivités apparentes varient entre 16 et 60 Ω m. En outre, L'examen de ces cartes montre que la tranche de terrain investigué est électriquement hétérogène et pourrait être attribuée au premier horizon hétérogène de l'Infra-cénomaniens. On y distingue:

- Une zone conductrice pouvant être corrélée respectivement aux argiles rouges (ou marnes) et aux argiles sableuses de l'Infra-cénomaniens,
- Des plages plus résistantes avec un maximum au droit des sondages 3P1, 5P1, 1P2, 5P2, 5P3 et 4P4, qui pourraient correspondre aux sables argileux infra-cénomaniens, avec des intercalations de grès et/ou de calcaire lacustre.

4.2 Cartes d'isorésistivité apparente AB = 400 m, 600 m, 800 m et 1000 m

Pour ces cartes plus profondes (Fig. 56, 57, 58 et 59), l'effet des formations en subsurface devient faible. Elles intéressent des tranches de terrain jusqu'à une profondeur de 190.0 m. La résistivité apparente voit ses valeurs augmenter significativement, en dépassant 100 Ω m. Cela permet de dire que ces cartes pourront déjà constituer des cartes préalables d'identification des zones hydrogéologiques potentielles. On y observe que les formations deviennent plus résistantes et pourraient être corrélées aux sables (sables avec passages de marnes ou légèrement argileux) de l'Infra-cénomaniens. On note également que les formations concernées par la séparation AB = 400 m continuent profondément selon les mêmes variations de la résistivité pour les retrouver dans les trois cartes AB = 600 m et AB = 800 m et AB = 1000 m. On y distingue deux zones:

- Zone conductrice (<20 Ω m) réduite au SE de l'aire d'étude. Les valeurs enregistrées de la résistivité pourraient refléter que les sables infra-cénomaniens sont argileux à l'Est,
- Zone résistive plus large pouvant être corrélée aux sables de l'Infra-cénomaniens plus épais au Nord qu'au Sud et à l'Ouest qu'à l'Est de l'aire prospectée.

A la lumière des données lithologiques, les quatre dernières cartes d'isorésistivité suggèrent que les variations de la résistivité sont principalement liées aux variations de l'épaisseur, en témoignant ainsi que les sables infra-cénomaniens sont plus épais au Nord qu'au Sud et à l'Ouest qu'à l'Est de la zone d'étude, particulièrement le long de deux profils P3 et P4.

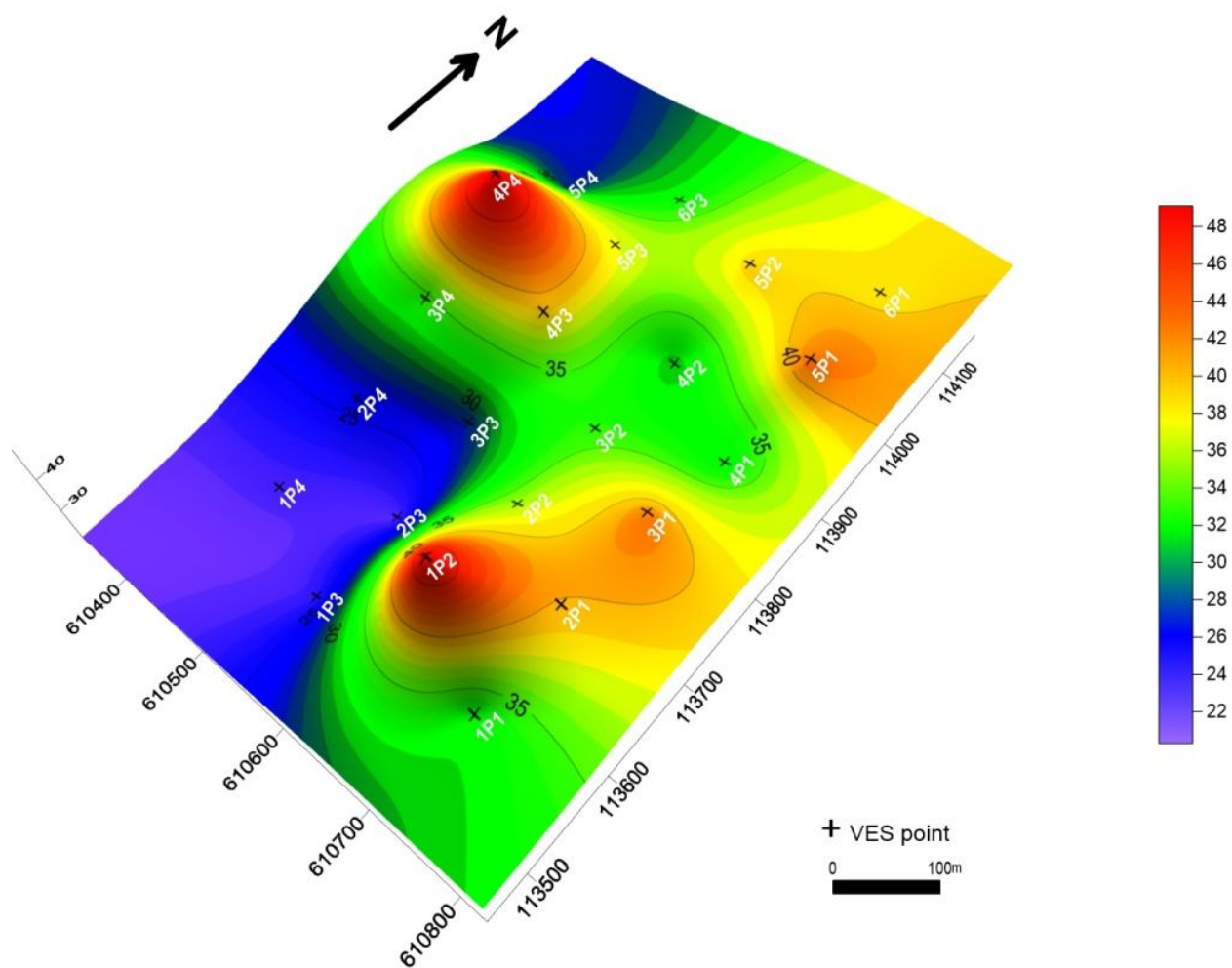


Figure 54 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 120 m

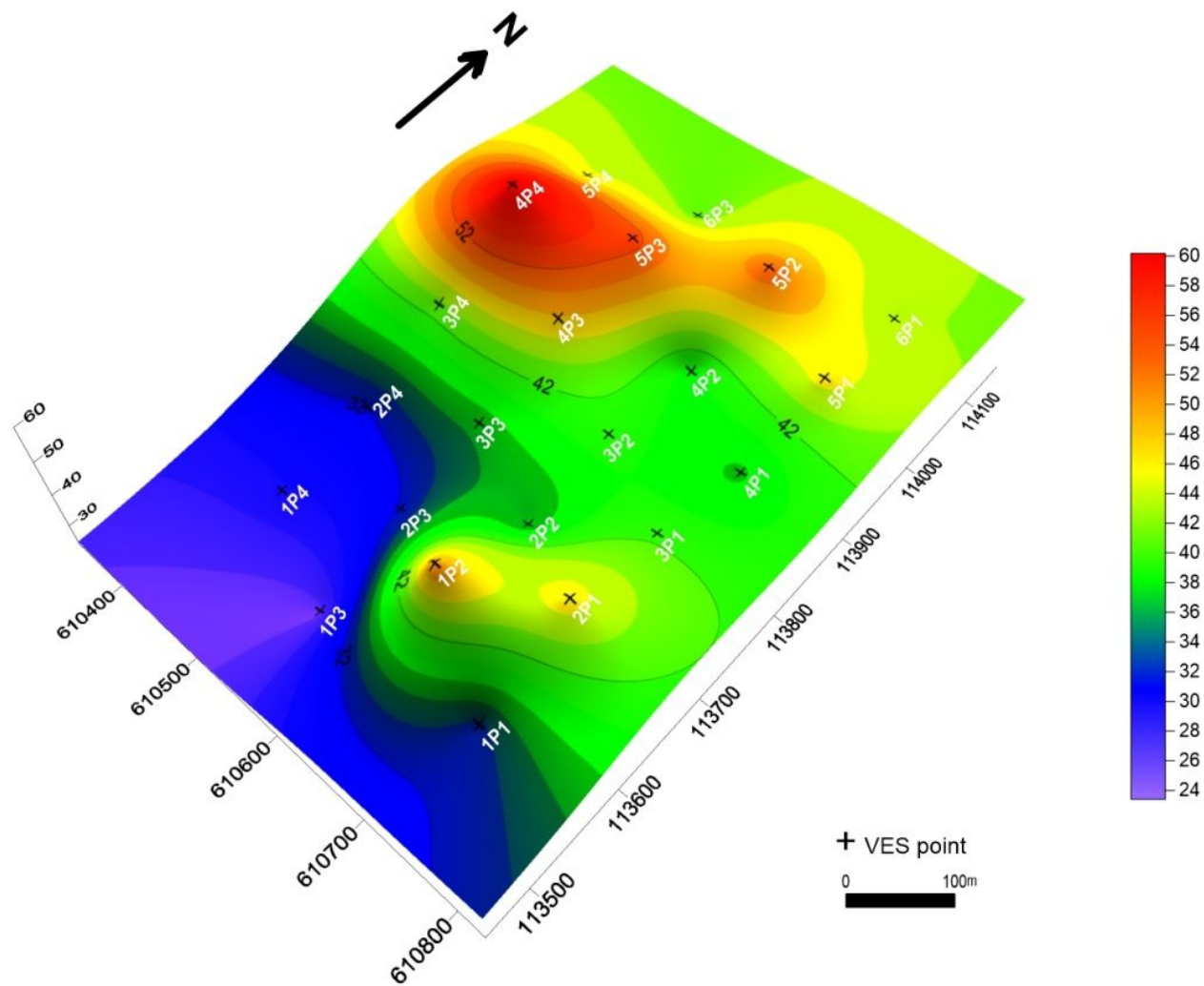


Figure 55 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 200 m

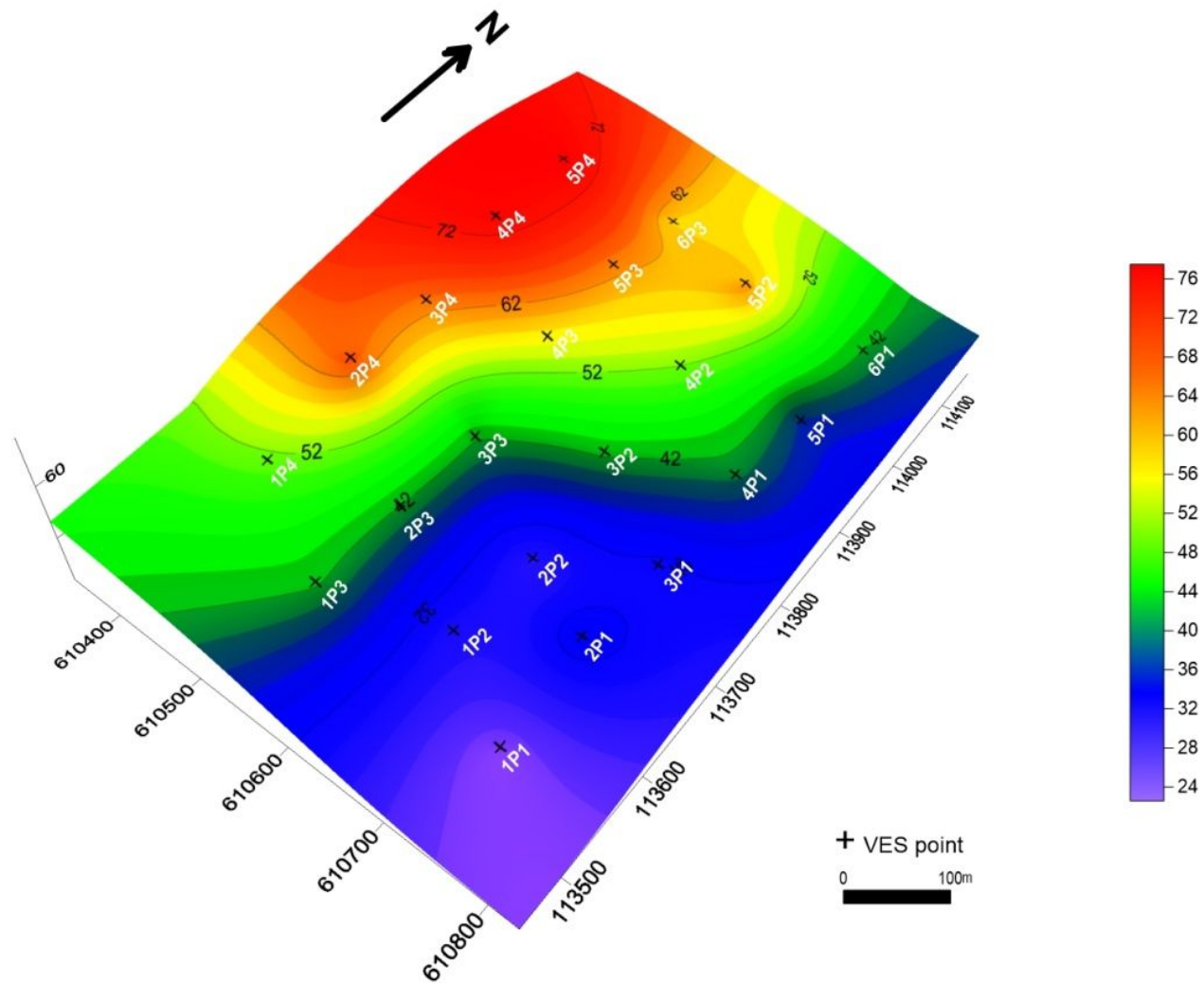


Figure 56 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 400 m

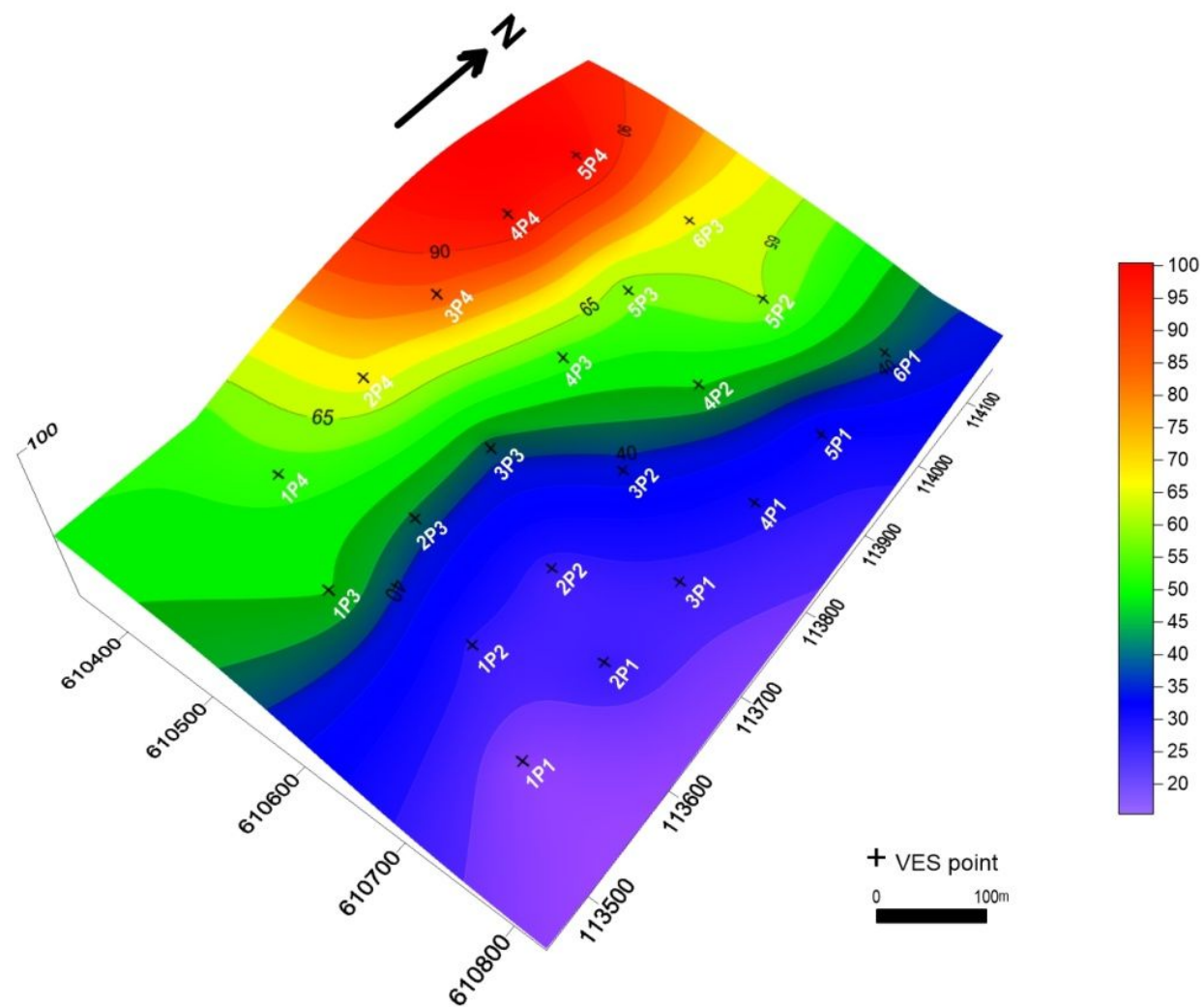


Figure 57 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 600 m

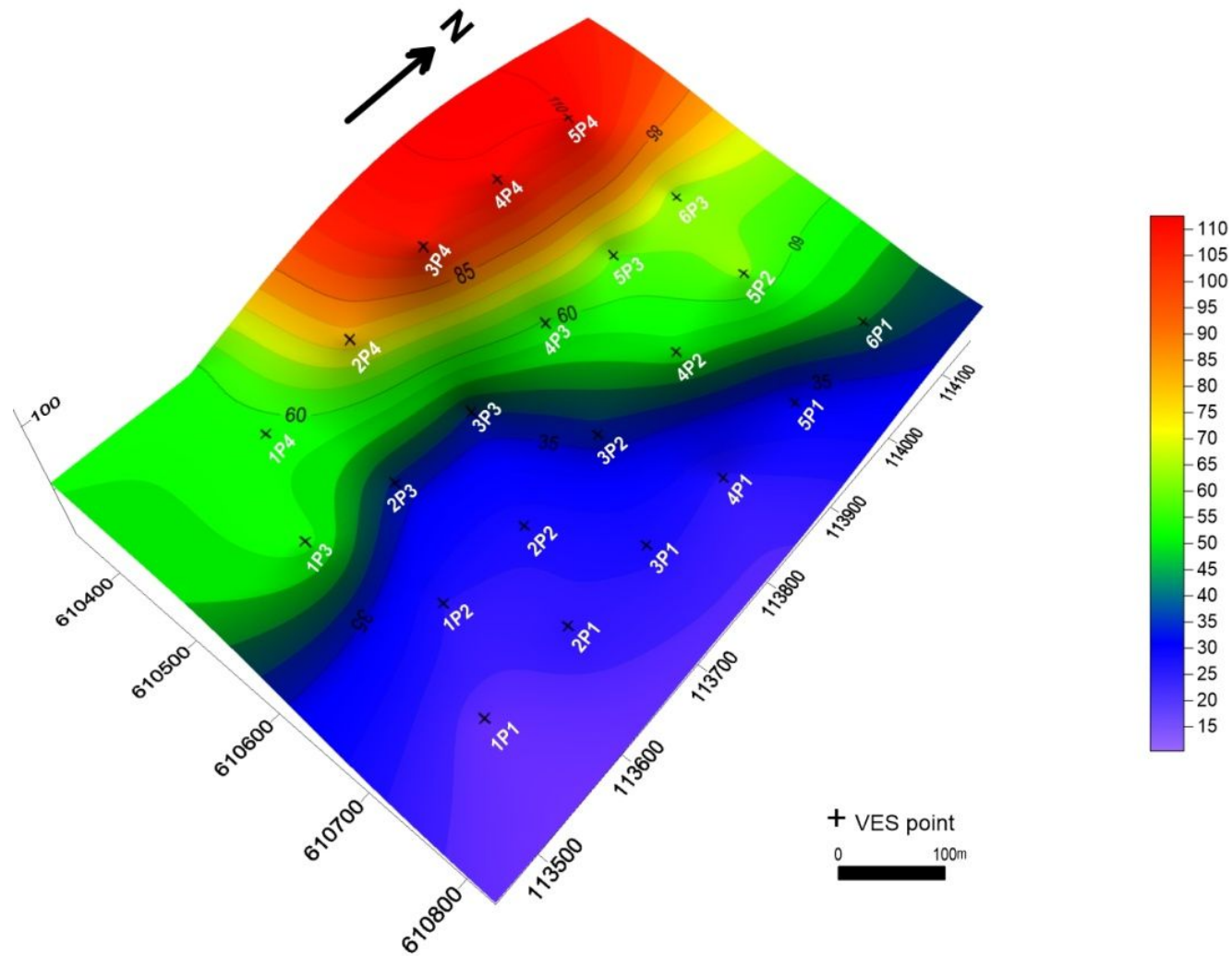


Figure 58 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 800 m

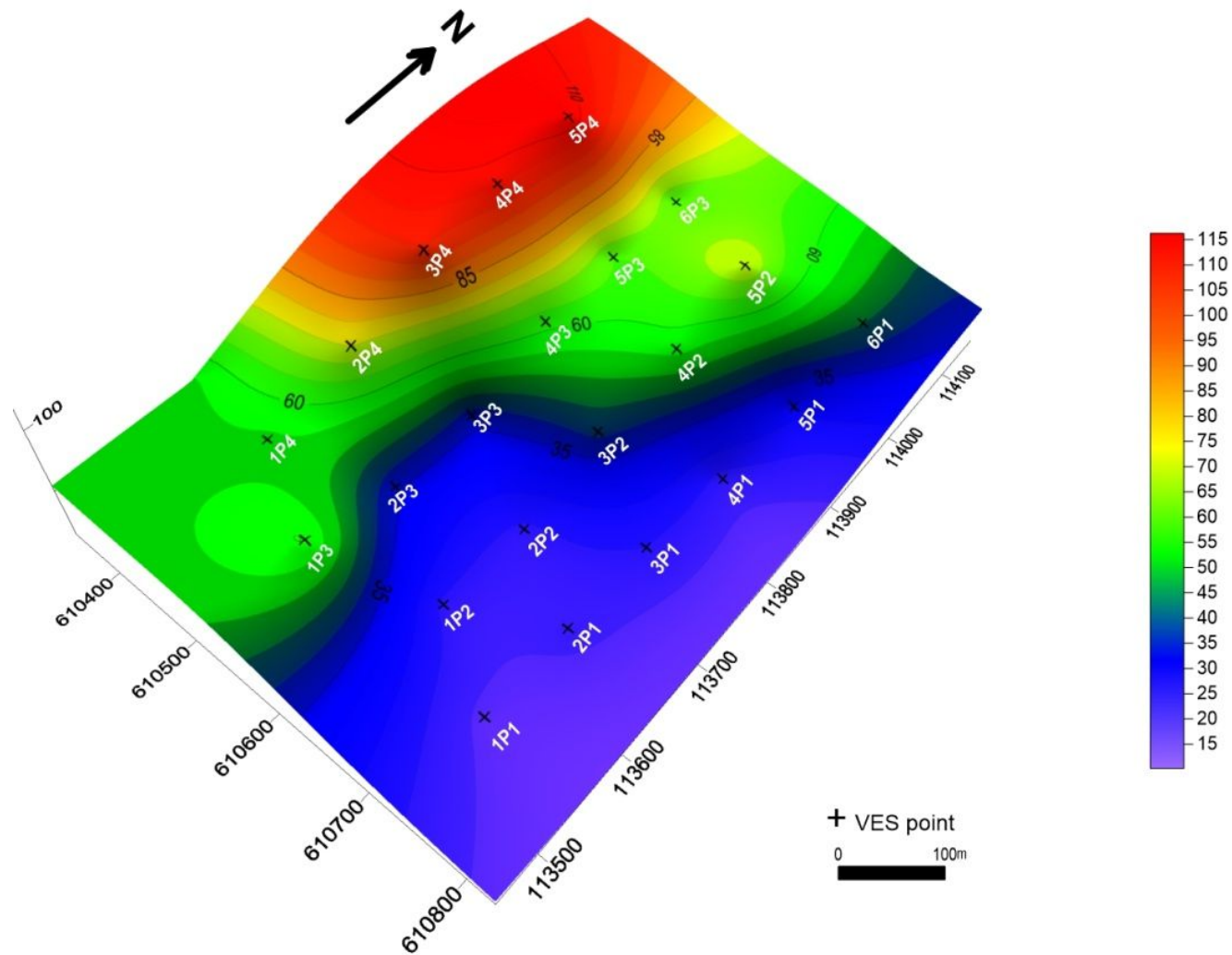


Figure 59 : Carte d'isorésistivité apparente AB = 1000 m

5. Inversion des résultats de résistivité électrique

5.1 Caractérisation des courbes de résistivité

L'inversion consiste à déterminer les résistivités vraies et les épaisseurs/profondeurs des différents horizons électriques identifiés. Le tableau 9 présente un résumé de résultats d'inversion. A partir des mesures de terrain, trois types (I, II et III) de courbes de résistivité VES ont été obtenus. Chaque courbe est menée d'un modèle électrique du sous-sol à la verticale d'un point déterminé.

Dans cette section, chaque type est représenté uniquement par une courbe VES représentative de l'ensemble des sondages regroupés dans ce type. La comparaison entre les couches lithologiques illustrées par les forages et les horizons électriques identifiées sur les diagrammes des sondages électriques, permet d'établir des corrélations géoélectriques.

Le type I est représenté par la courbe VES du sondage 2P1 (Fig. 60). La courbe débute par la présence d'une couche superficielle résistante (R_q) ayant une résistivité de $56 \Omega m$ et une épaisseur de 5 m, qui correspond aux alluvions du Quaternaire. Ces derniers surmontent un terrain conducteur C1 ($11 \Omega m / 7 m$) et un autre résistant R1 ($40 \Omega m / 11 m$) constituant un complexe conducteur/résistant noté (R,C) et attribué aux formations de subsurface de l'Infra-cénomaniens, représentées par des sables argileux et des intercalations gréseuses. La quatrième couche plus résistante ($104 \Omega m / 40 m$) représente le Niveau Résistant Supérieur (NRS) correspondant aux sables infra-cénomaniens. En profondeur, on rencontre le Niveau Conducteur Inférieur (NCI) avec une résistivité de $11 \Omega m$, attribué aux argiles rouges et/ou argiles sableuses de l'Infra-cénomaniens.

Le type II est représenté par la courbe VES du sondage 3P2 (Fig. 61). En surface, on rencontre les alluvions quaternaires relativement résistantes R_q ($35 \Omega m$) et développées sur une épaisseur de 4 m. Les trois couches sous-jacentes respectivement C1 ($5.3 \Omega m / 5 m$), R1 ($114 \Omega m / 14 m$) et C2 ($33 \Omega m / 8 m$) sont attribuées au complexe (R,C), formé des argiles et sables argileux avec des grès intercalés, allant jusqu'à une profondeur de 31 m. Elles reposent sur un terrain résistant ($74 \Omega m / 60 m$) correspondant au niveau (NRS) attribué aux sables infra-cénomaniens, qui lui repose sur un niveau conducteur (NCI), représenté par les argiles rouges et les argiles sableuses de l'Infra-cénomaniens ($15 \Omega m / 110 m$). Le sondage se termine par une couche résistante ($135 \Omega m$) plus profonde notée NRP (Niveau Résistant Profond) pouvant être attribuée aux sables calcaires d'âge également Infra-cénomaniens. Cet horizon est identifié au niveau du forage 4332/57 réalisé

dans la localité d'Aferdou (X = 611500, Y = 118200, Z = 890 m) au nord de l'aire prospectée. Le toit de ce niveau NRP est situé à une profondeur de 220 m.

Tableau 9 : Résumé des résultats d'inversion des sondages électriques verticaux
 ρ_i résistivité vraie de la couche ; h_i épaisseur de la couche

Point VES	Résistivités des couches								Epaisseurs des couches						
	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	ρ_6	ρ_7	ρ_8	h_1	h_2	h_3	h_4	h_5	h_6	h_7
1P1	7.8	14	103	8.6	-	-	-	-	5.2	5.9	24		-	-	-
2P1	56	11	40	104	11	-	-	-	5	7	11	40	-	-	-
3P1	40	8.6	30	144	17	-	-	-	2.6	4.3	8.7	23	-	-	-
4P1	37	8	34	99	14	-	-	-	3.3	4.7	12	33	-	-	-
5P1	31	8.4	40	140	28	-	-	-	5.4	4.8	6.6	27	-	-	-
6P1	47	7.1	105	23	64	19	172	-	4.6	5.2	31	3.3	18	111	-
1P2	56	12	47	90	28	-	-	-	4.7	4.9	9.7	37	-	-	-
2P2	66	8	15	53	19	-	-	-	3.5	2.7	3.7	42	-	-	-
3P2	35	5.3	114	33	74	15	135	-	4	5	14	8	60	110	-
4P2	30	5.3	102	35	93	19	183	-	3.4	5.7	3	4.5	58	120	-
5P2	59	6.1	166	22	150	23	293	-	5.4	4.8	4.3	5.3	55	85	-
1P3	21	6.6	18	48	11	63	90	-	3	5	8	12	12	50	-
2P3	92	9.1	50	7	82	16	71	8	5	8	9	9	20	20	100
3P3	49	11	30	83	16	87	18	-	5	7	18	20	20	80	-
4P3	21	10	92	33	102	33	106	-	8.8	3.5	7.2	11	96	96	-
5P3	36	5.1	151	46	177	22	268	-	4.2	5	7.3	5.1	59	108	-
6P3	29	9	80	12	500	100	20	-	5	7	9	9	40	100	-
1P4	21	9.9	28	6.8	93	208	4.3	-	7.6	6.8	13	7.4	13	109	-
2P4	43	9.7	48	8.1	312	100	19	-	6	8	9.1	9	51	119	-
3P4	74	12	149	9.9	54	405	28	-	2.8	2.7	2.3	8.5	83	155	-
4P4	40	146	15	600	127	-	-	-	4.7	6.4	17	74	-	-	-
5P4	63	8.2	40	10	445	129	-	-	3	5	10	10	60	-	-

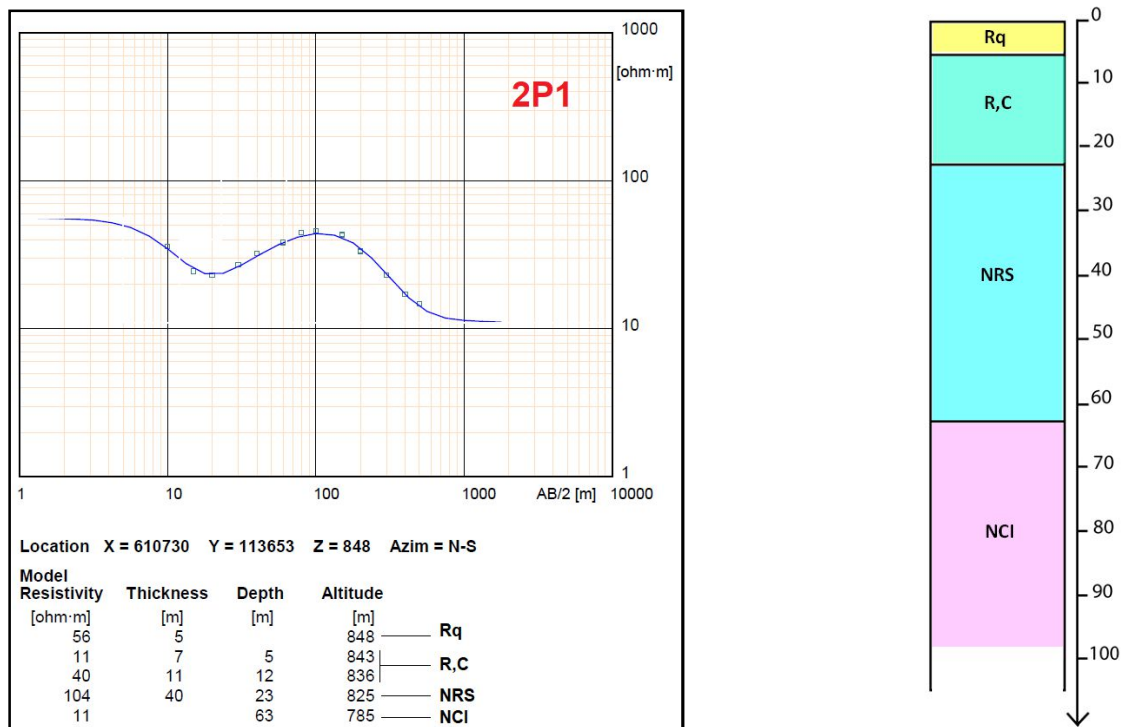


Figure 60 : Courbe de résistivité du sondage 2P1 représentative de type I, modèle électrique et log géoélectrique correspondant

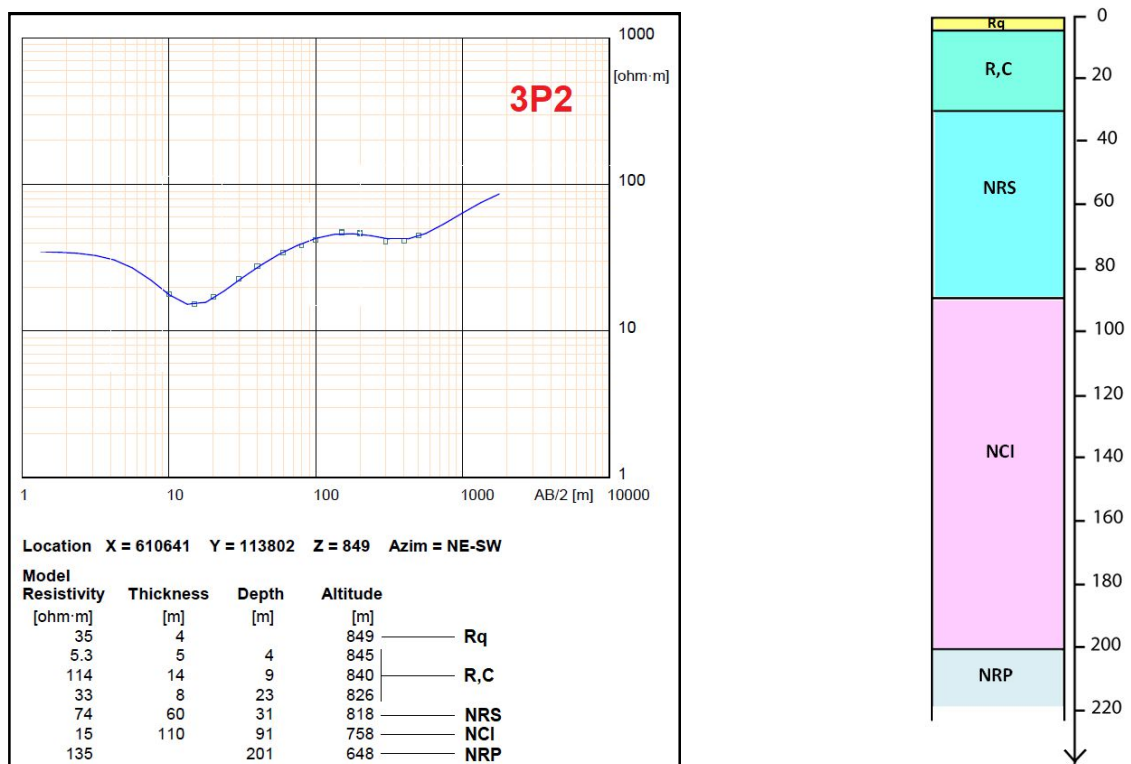


Figure 61 : Courbe de résistivité du sondage 3P2 représentative de type II, modèle électrique et log géoélectrique correspondant

Le type III est représenté par la courbe VES du sondage 1P4 (Fig. 62). Comme dans le cas du type II, les terrains en surface sont occupés par les alluvions quaternaires Rq (21 Ωm / 7.6 m). Ils surmontent les formations du complexe (R,C), allant jusqu'à une profondeur de 34 m, et formées de trois couches de qualités différentes, respectivement C1 (9.9 Ωm / 6.8 m), R1 (28 Ωm / 13 m) et C2 (6.8 Ωm / 7.4 m). Ces formations reposent, ensuite, sur le terrain résistant NRS (dans ce type, le terrain NRS est identifié avec deux horizons dont les résistivités sont respectivement 93 Ωm et 208 Ωm), dont l'épaisseur est très importante (122 m) et qui est occupé par les sables infra-cénomaniens. En profondeur, le sondage rencontre aussi le niveau NCI (4.3 Ωm) attribué aux argiles rouges et argiles sableuses de l'Infra-cénomanien.

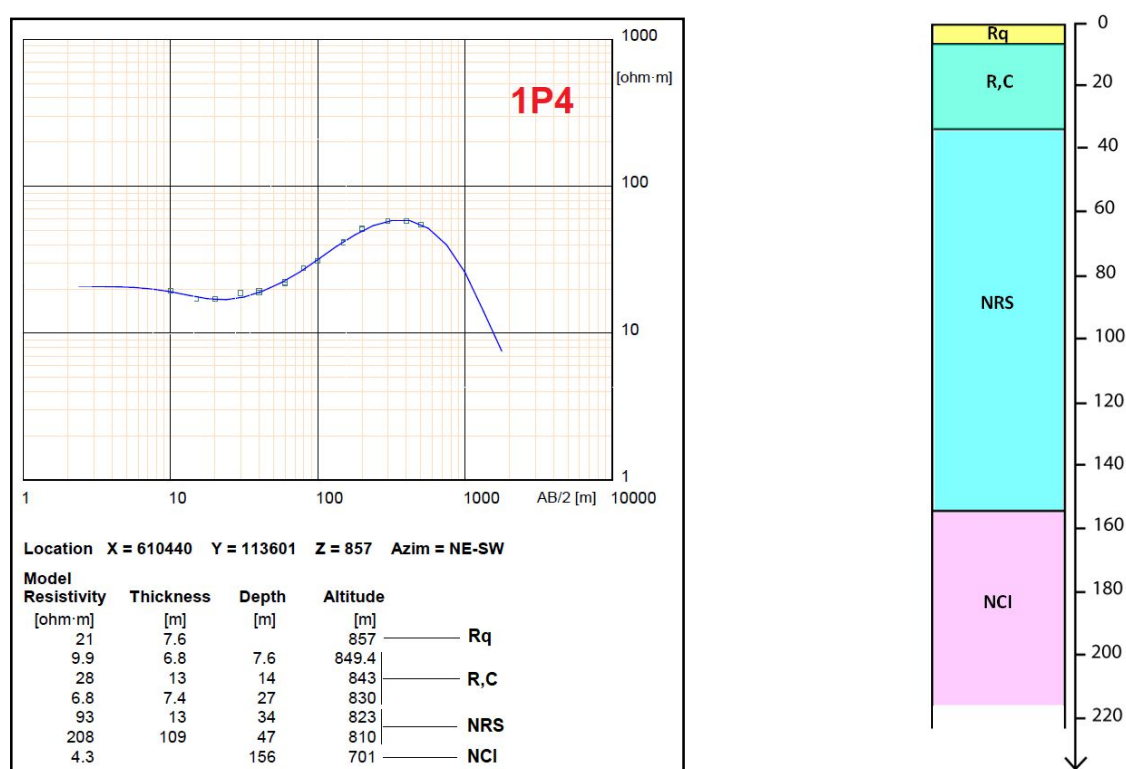


Figure 62 : Courbe de résistivité du sondage 1P4 représentative de type III, modèle électrique et log géoélectrique correspondant

Tenant compte de l'ensemble des résultats de résistivité interprétée, nous avons réalisé un log géoélectrique synthétique avec des valeurs moyennes des épaisseurs des différents horizons identifiés (Fig. 63). Pour toute la zone prospectée, l'inversion et l'interprétation des mesures de résistivité apparente montrent que l'aquifère potentiel principal est le niveau NRS représenté par les sables infra-cénomaniens, dont les résistivités sont comprises entre 64 et 600 Ωm , avec une épaisseur moyenne de l'ordre de 70 m. Cet aquifère repose sur un substratum imperméable (NCI) correspondant aux argiles rouges et argiles sableuses de l'Infra-cénomanien, dont la résistivité varie

entre 4 et 33 Ωm . Les résultats obtenus ont aussi permis de mettre en évidence un deuxième niveau résistant (NRP) dans la zone d'étude, formé des sables calcaires, dont le toit est situé à une profondeur d'environ 200 m. Sa résistivité fluctue entre 100 et 293 Ωm . Mais, les séparations AB utilisées dans le présent travail n'ont pas permis de délimiter le dit niveau.

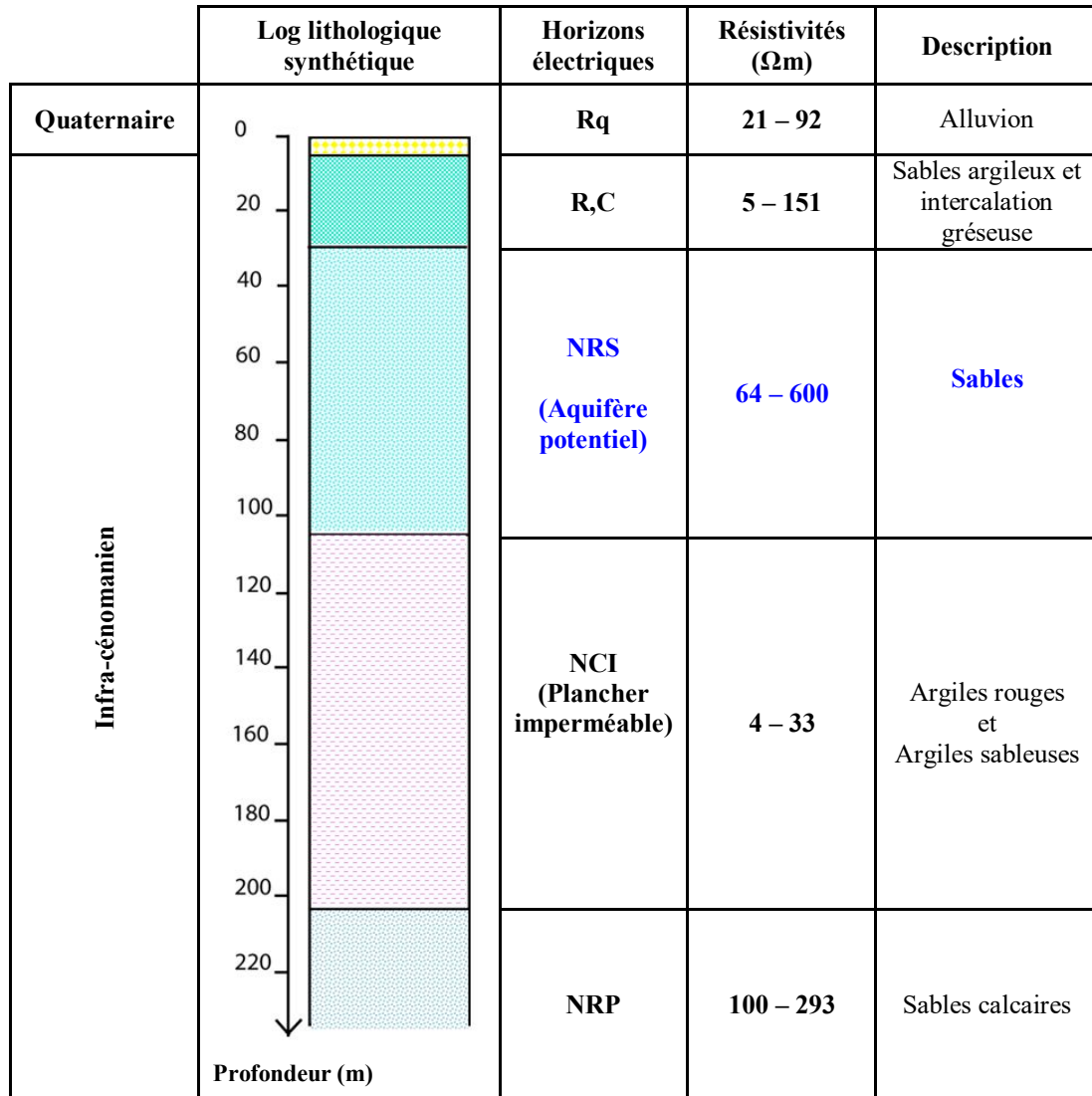


Figure 63 : Log géoélectrique synthétique montrant l'horizon aquifère potentiel (NRS) dans la zone d'étude

5.2 Analyse des coupes géoélectriques

A partir des données de résistivités interprétées, cinq coupes géoélectriques sont établies (Fig. 64), dont l'objectif est de montrer l'extension des couches géoélectriques et de reconnaître la géométrie de l'horizon aquifère dans la zone étudiée. Ces coupes géoélectriques permettent aussi

de visualiser la variation verticale et latérale de la lithologie suivant les valeurs de la résistivité. Nous allons donc nous focaliser sur l'analyse de l'évolution de l'épaisseur de l'aquifère potentiel (NRS) et sur la présence ou l'absence des discontinuités électriques (les valeurs affectées aux couches géoélectriques correspondent à leurs résistivités).

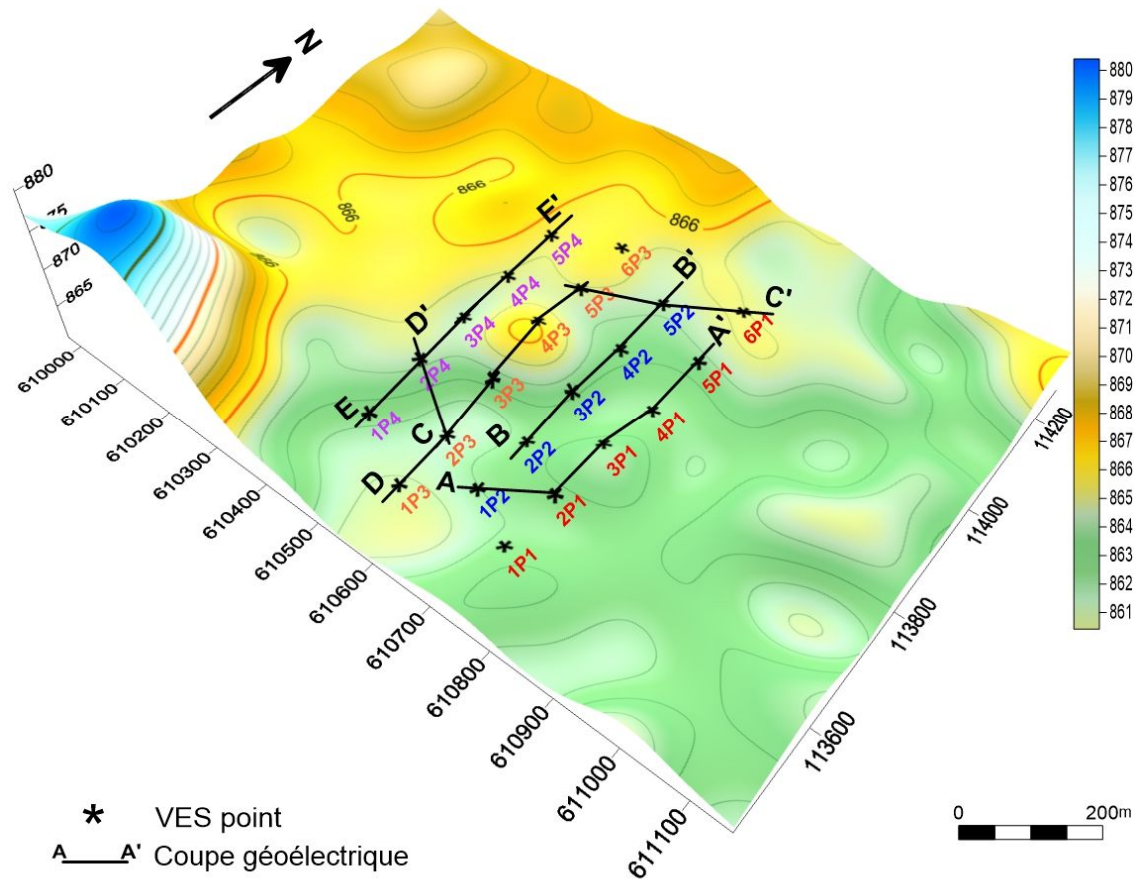


Figure 64 : MNT, localisation de l'étude géophysique et emplacement des coupes géoélectriques

La coupe géoélectrique AA' (Fig. 65) concerne cinq sondages (1P2, 2P1, 3P1, 4P1 et 5P1). Elle montre que l'épaisseur des sables infra-cénomaniens (NRS) varie entre 23 m (3P1) et 40 m (2P1), et sa résistivité est comprise entre 90 et 144 Ωm . Le substratum imperméable affiche des résistivités comprises entre 11 et 28 Ωm . Cette coupe met en évidence une discontinuité électrique observée entre les deux sondages 2P1 and 3P1, pouvant être imputée au passage d'une faille qui serait impliquée dans le mouvement des eaux souterraines de l'aquifère infra-cénomaniens.

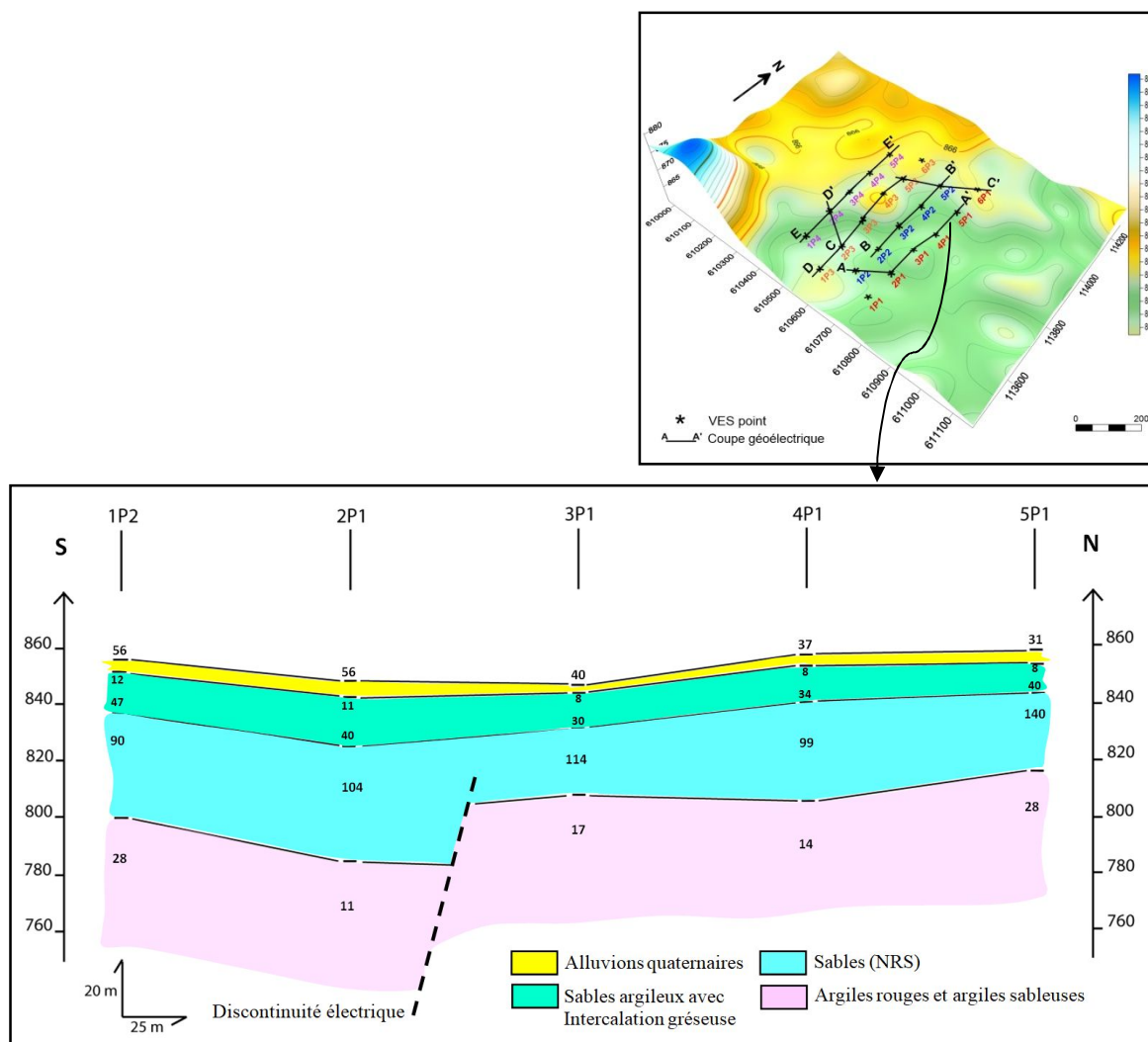


Figure 65 : Coupe géoélectrique AA'

La coupe géoélectrique BB' (Fig. 66) réunit les quatre points VES (2P2, 3P2, 4P2 et 5P2). Cette coupe suggère que l'épaisseur des sables infra-cénomaniens varie entre 55 m (5P2) and 70 m (3P2) et sa résistivité entre 74 et 150 Ωm . Elle signale la présence d'une discontinuité électrique repérée entre 3P2 et 4P2. Elle est attribuée vraisemblablement à une faille affectant la formation sableuse, qui pourrait représenter un axe de circulation préférentielle des eaux de l'Infra-cénomaniens. La coupe indique aussi la présence d'une deuxième formation résistante (NRP) corrélée aux sables calcaires de l'Infra-cénomaniens, dont la résistivité est comprise entre 137 et 293 Ωm . On note la présence de deux autres discontinuités électriques pouvant correspondre à deux éventuelles failles profondes ayant affecté les terrains infra-cénomaniens. Celles-ci représenteraient deux axes d'écoulement profond des eaux de l'Infra-cénomaniens dans la l'aire prospectée.

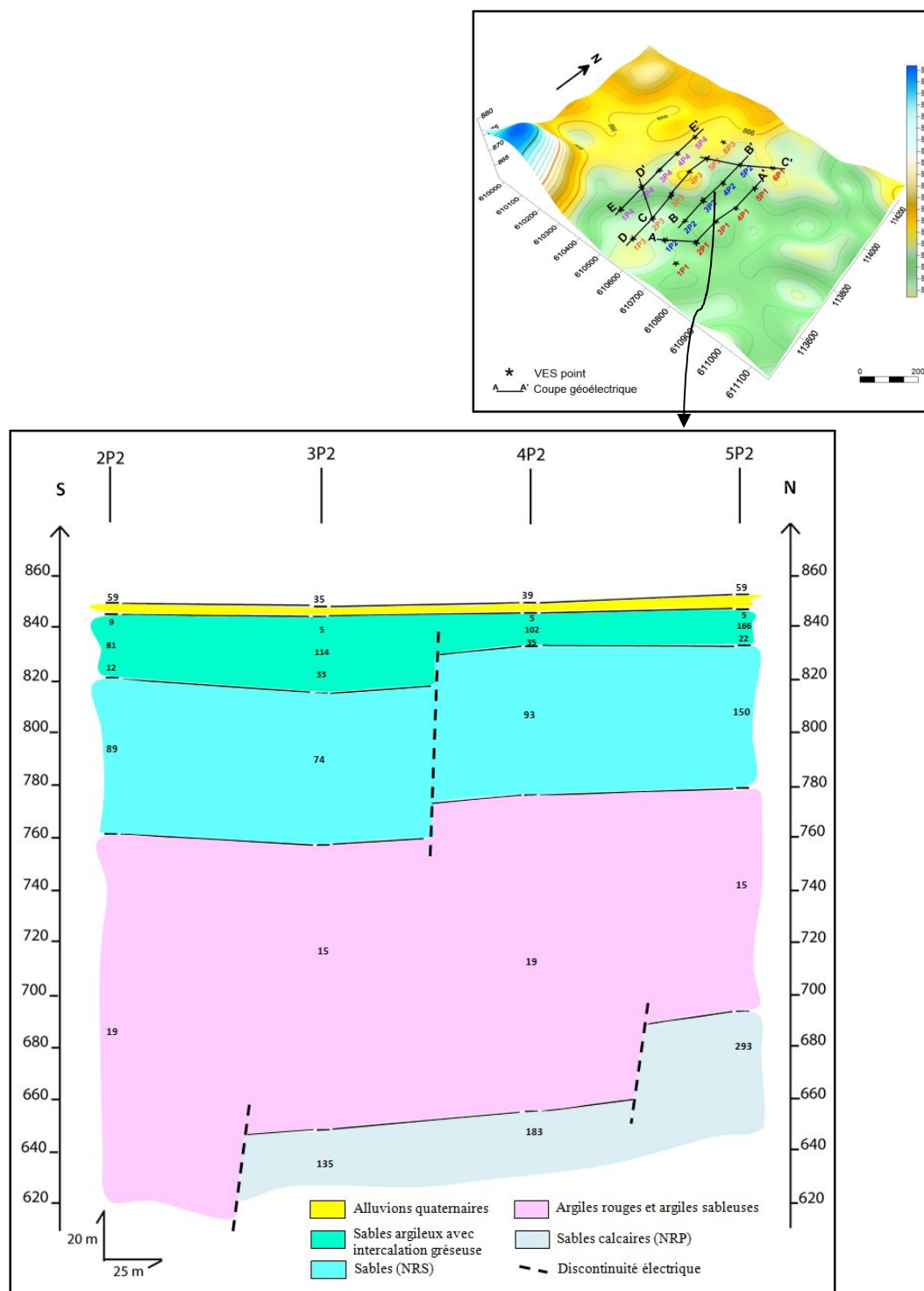
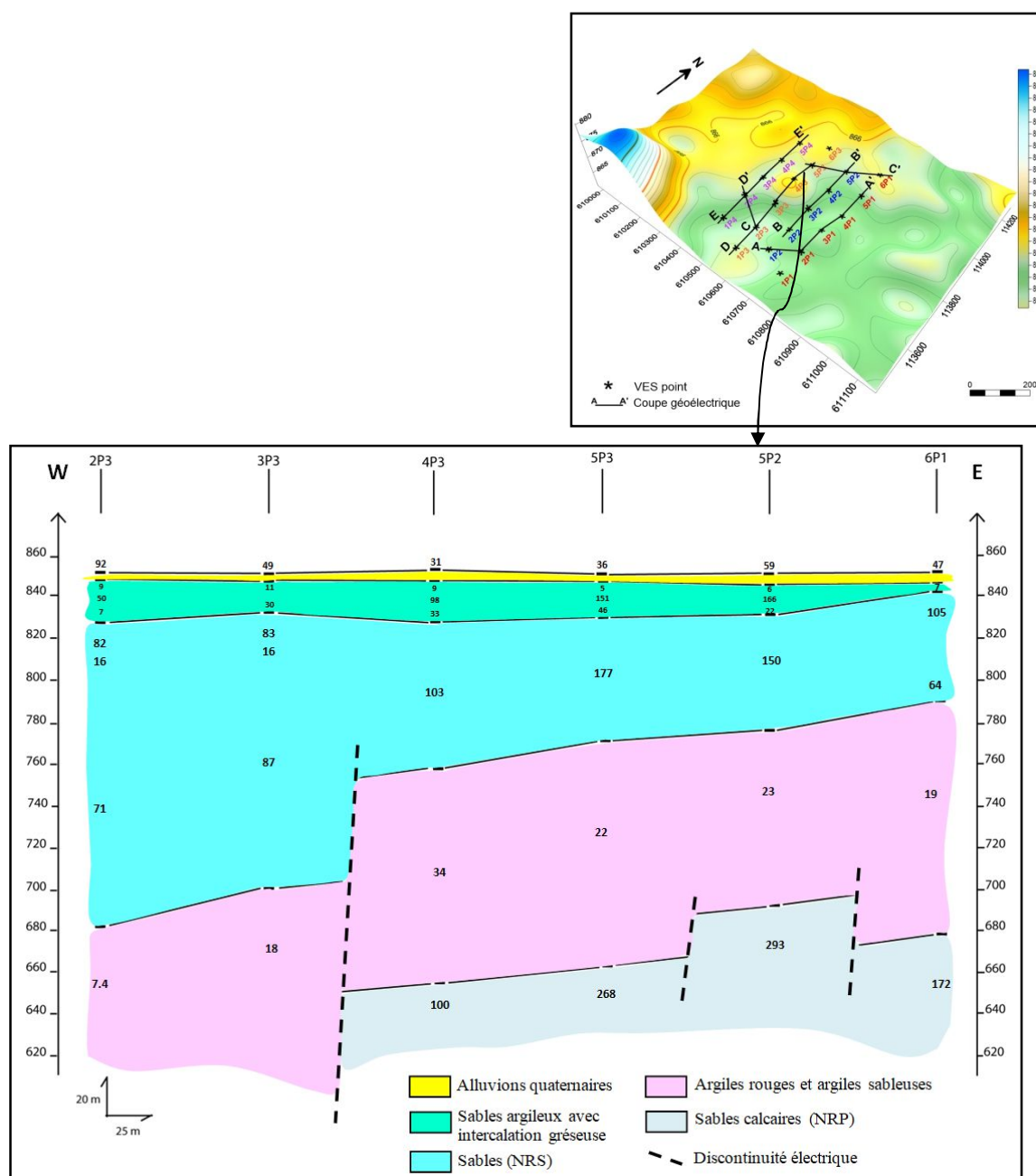


Figure 66 : Coupe géoélectrique BB'

La coupe géoélectrique CC' (Fig. 67) passe par six points VES (2P3, 3P3, 4P3, 5P3, 5P2 et 6P1). Elle indique que l'épaisseur des sables infra-cénomaniens augmente pour atteindre 140 m (2P3), tandis que sa résistivité varie entre 64 et 177 Ωm . La résistivité des sables calcaires

résistants (NRP) varie entre 172 et 293 Ωm . Une première discontinuité électrique est mise en évidence entre les deux points VES 3P3 et 4P3; elle est liée au passage d'une faille ayant affecté les terrains de l'Infra-cénomaniens. Deux autres discontinuités électriques sont repérées entre les sondages 5P3 et 5P2 et entre 5P2 et 6P1, qui peuvent être imputées à des zones de fracture. L'ensemble faille/fractures serait impliqué dans la circulation des eaux de l'aquifère infra-cénomaniens.



La coupe géoélectrique DD' (Fig. 68) concerne les trois points VES (1P3, 2P3 et 2P4). Elle montre que la formation sableuse (NRS) devient plus épaisse; on enregistre une épaisseur de 122 m au droit du sondage 1P4. Sa résistivité fluctue entre 63 Ωm (1P2) et 312 Ωm (2P3). L'horizon sableux affiche une valeur faible de résistivité de l'ordre de 16 Ωm au droit du sondage 2P3, qui correspondrait à un passage argileux (ou marneux). La coupe met en évidence une discontinuité électrique entre les deux points VES 2P3 et 2P4 pouvant être lié au passage d'une fracturation.

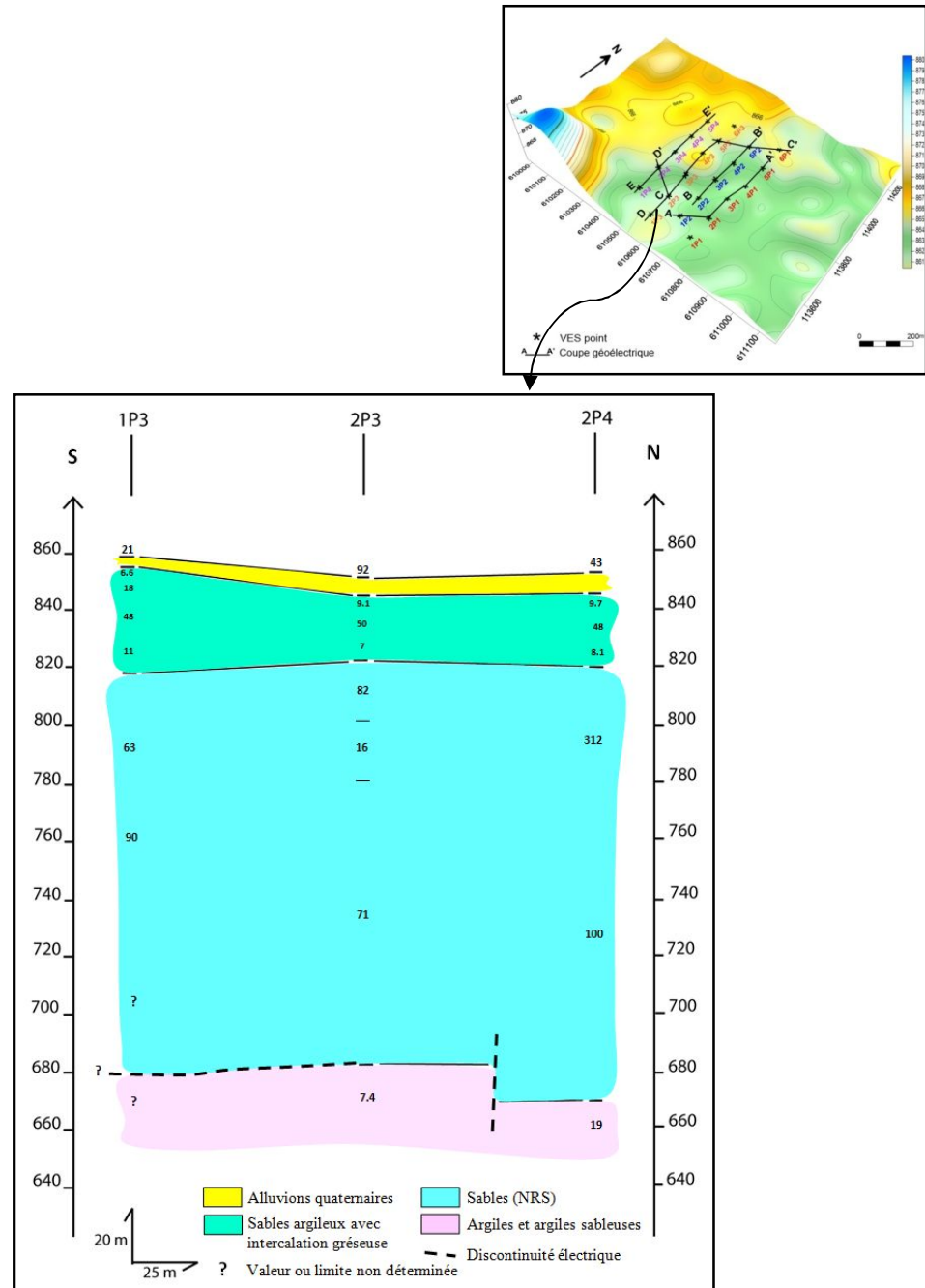


Figure 68 : Coupe géoélectrique DD'

La coupe géoélectrique EE' (Fig. 69), réalisée dans l'extrême Ouest de la zone prospectée, regroupe les cinq sondages le long du profil 4. On y observe clairement que les sables infra-cénomaniens (NRS) sont devenus plus épais (170 m). La réponse électrique montre des valeurs importantes de résistivité, allant jusqu'à 600 Ωm (4P4), et des valeurs plus ou moins faibles au niveau des deux sondages 1P4 (93 Ωm) et 3P4 (56 Ωm). Ces dernières pourraient correspondre aux zones où les sables sont plus ou moins argileux (ou marneux). La coupe révèle la présence de deux discontinuités électriques interprétées comme des failles ayant affecté les terrains de l'Infra-cénomarien, qui auront un rôle dans la circulation des eaux souterraines.

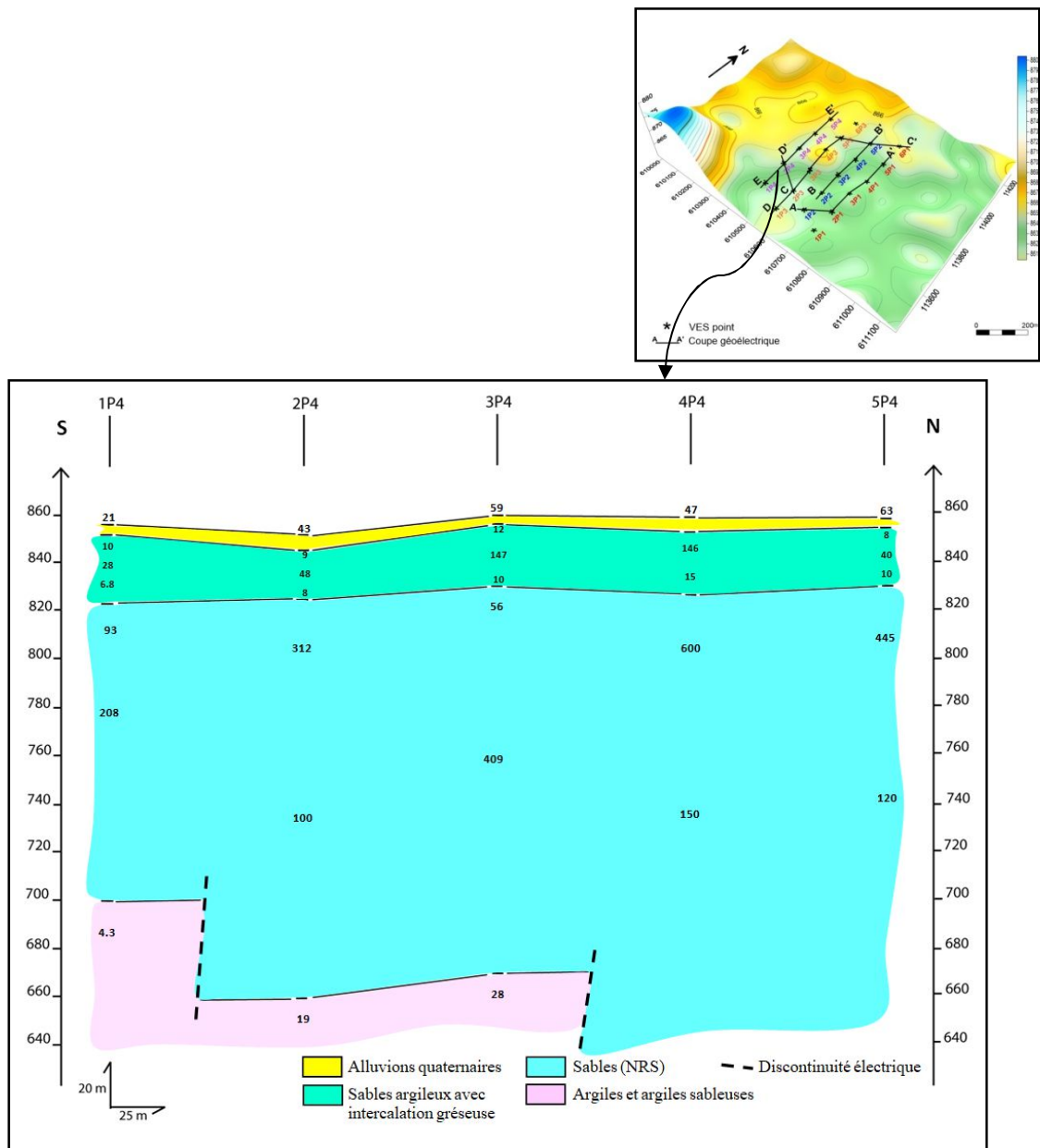


Figure 69 : Coupe géoélectrique EE'

5.3 Analyse des cartes interprétatives de l'horizon aquifère

5.3.1 Carte des isopaques des sables résistants NRS

Les résultats de l'interprétation quantitative des sondages électriques ont permis d'établir la carte des isopaques du niveau NRS (Fig. 70). Elle représente la distribution des épaisseurs du niveau prospecté. La carte montre que l'épaisseur des sables infra-cénomaniens (NRS) augmente généralement de l'Est à l'Ouest et varie entre 24 m et 170 m. Les sondages réalisés à l'Est de l'aire d'étude (profil P1) indiquent des épaisseurs faibles comprises entre 24 m et 50 m. Le long du profil P2, l'épaisseur des sables varie entre 50 m et 70 m. Des valeurs importantes de l'épaisseur du niveau résistant NRS qui dépassent 80 m, sont enregistrées le long des deux profils P3 et P4, avec un maximum de 170 m et 155 m respectivement au droit des deux sondages 2P4 et 3P4.

5.3.2 Carte des isohypses du toit des sables résistants NRS

Afin de visualiser la variation de la profondeur du toit des sables infra-cénomaniens, nous avons dressé la carte des isohypses qui donne distribution des altitudes du toit du niveau résistant NRS (Fig. 71). En tenant compte de la topographie, la carte des isohypses obtenue montre que la profondeur du toit de l'horizon sableux augmente progressivement et généralement en direction de l'Ouest de la zone prospectée, pour dépasser le seuil de 30 m; l'altitude varie alors entre 818 m et 828 m. Au NE de l'aire d'étude, ce niveau résistant est beaucoup moins profond ($< 10\text{m}$), avec une variation d'altitude du toit des sables comprise entre 843 m et 848 m, aux droit des sondages 4P1, 5P1 et 6P1. L'analyse de cette carte montre également la présence de petites dépressions, avec une diminution d'altitude à moins de 820 m. Elles sont localisée entre les deux sondages 2P1 et 3P1, entre 2P2 et 4P2, entre 1P3 et 2P3 et entre 1P4 et 2P4. Ces dépressions auraient une implication dans le stockage de l'eau souterraine.

5.3.3 Carte de la résistance transversale des sables résistants NRS

La résistance transversale (T_r) du niveau NRS est calculée à partir des produits des épaisseurs des sables infra-cénomaniens et de leurs résistivités vraies, au droit de chaque sondage. La carte correspondante (Fig. 72) montre que cet aquifère potentiel affiche des valeurs de T_r qui augmente en partent de l'Est à l'Ouest de l'aire investiguée. Elle varie entre $2472\ \Omega\text{m}^2$ et $56400\ \Omega\text{m}^2$ avec une moyenne de $18082.6\ \Omega\text{m}^2$. L'analyse de cette carte permet de distinguer trois zones:

- Une zone est où la résistance transversale des sables est faible $T_r < 5000\ \Omega\text{m}^2$,
- Une zone intermédiaire avec $5000 < T_r < 50000\ \Omega\text{m}^2$,

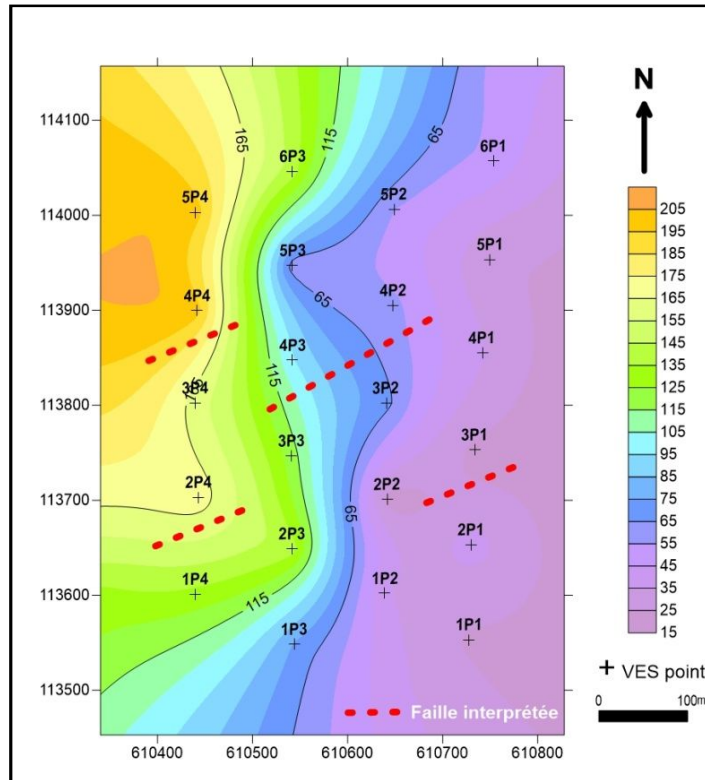


Figure 70: Carte des isopaques des sables résistants NRS

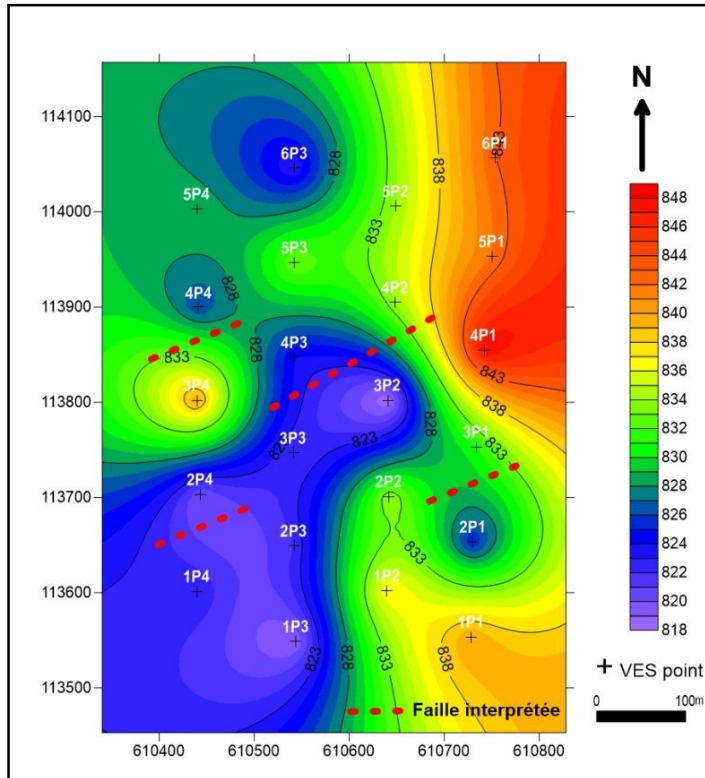


Figure 71 : Carte des isohypses du toit des sables résistants NRS

- Une zone ouest où l'horizon aquifère sableux enregistre de fortes valeurs de résistance transversale $Tr > 50000 \Omega m^2$.

Quantitativement, la résistance transversale d'un aquifère est en relation direct sa transmissivité dans différents contextes géologiques et climatiques, y compris dans un contexte tabulaire semi-aride (Asfahani, 2012 ; 2016). En effet, la carte obtenue suggère que la transmissivité des l'aquifère infra-cénomaniens (NRS) augmente de l'Est à l'Ouest. Certes, les fortes valeurs de la résistance transversale correspondent aux zones où les sables infra-cénomaniens sont plus épais, comme illustré par la carte des isopaques (Fig. 70), mais aussi probablement aux zones avec de forte transmissivité. Dans ce cas, ces zones auraient un intérêt hydrogéologique certain, puisque la transmissivité constitue un paramètre hydraulique capital dans la pratique hydrogéologique.

5.3.4 Carte de la conductance longitudinale des sables résistants NRS

La conductance longitudinale (S_l) du niveau résistant NRS est déterminée à partir des quotients des épaisseurs des sables infra-cénomaniens et de leurs résistivités vraies, au droit de chaque sondage. La carte obtenue (Fig. 73) montre que l'aquifère sableux affiche des valeurs de la conductance longitudinale comprises entre $0.2 \Omega^{-1}$ to $1.8 \Omega^{-1}$ avec une moyenne d'environ $0.6 \Omega^{-1}$. Celle-ci présente des anomalies délimitées par les points VES 1P2, 4P2, 1P3, 4P3, 1P4 et 3P4, avec une valeur maximale de $1.8 \Omega^{-1}$. Ces anomalies correspondraient aux zones pouvant avoir un potentiel hydraulique souterrain important. Ce résultat coïncide avec la présence d'une dépression comme illustré dans la carte des isohypses (Fig. 71), ce qui permettra de dire que la zone délimitée par les points VES 1P2, 4P2, 1P3, 4P3, 1P4 et 3P4 aurait un fort potentiel hydrogéologique.

L'analyse des coupes géoélectriques nous a permis d'identifier des discontinuités électriques interprétées comme des failles ayant affecté les terrains infra-cénomaniens. Elles sont ajoutées aux cartes interprétatives pour contribuer à l'évaluation du potentiel hydrogéologique dans l'aire prospectée. A la lumière des données géologiques et structurales régionales, les structures géologiques principales dans le bassin d'Errachidia sont généralement orientées NE-SW (carte géologique du Maroc; feuille de Tafilalt-Taouz 1/ 200 000). En comparaison avec cette donnée structurale, particulièrement au Nord de la région d'Erfoud, les failles interprétées pourraient être liées aux manifestations locales des principales structures géologiques. En termes hydrogéologiques, ces failles constituent des axes de drainage qui vont contribuer, entre autres, à la convergence des écoulements souterrains et représenteraient la circulation préférentielle des eaux de l'Infra-cénomaniens. Dans ce sens et étant donné que la salinité des eaux souterraines dans

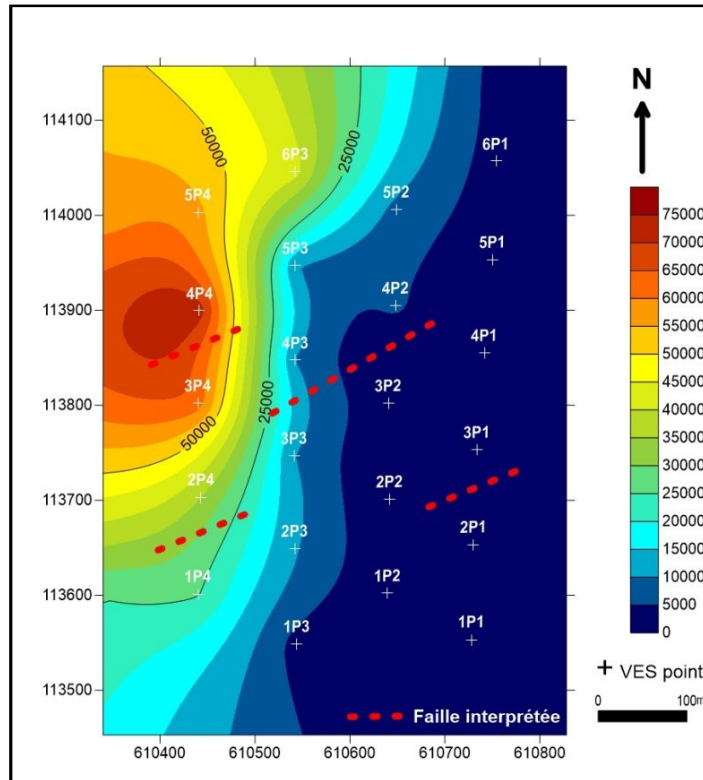


Figure 72 : Carte de la résistance transversale des sables résistants NRS

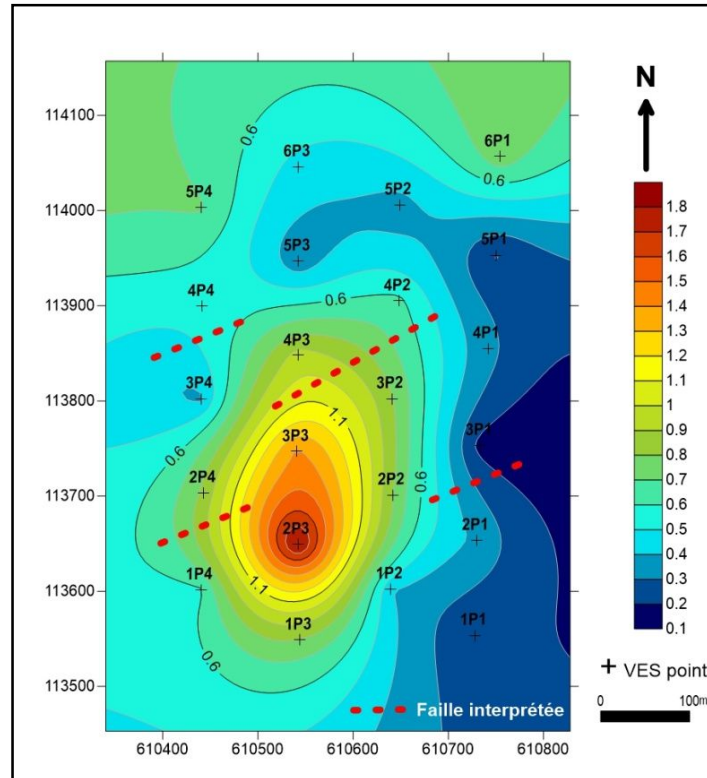


Figure 73 : Carte de la conductance longitudinale des sables résistants NRS

le bassin augmente du Nord vers le Sud (Aoubouazza et *al.*, 2013), l'exploitation des ces zones permettra l'extraction de l'eau non contaminée dans la région de Zaouia Jdida, au Nord de la région de Ain Al Atti.

6. Conclusion

Dans la région de Zaouia Jdida, la rareté, voire l'absence, des mesures géophysiques conduit exclusivement à l'introduction des méthodes traditionnelles dans l'exploration hydrogéologique. De ce fait, l'application de la technique géophysique dans la zone d'étude constitue une contribution à l'élaboration d'une base de données, en l'occurrence locale, pour une meilleure reconnaissance de la ressource en eau souterraine. Elle aidera donc à faire des décisions hydrogéologiques concernant l'exploitation de l'aquifère en place, dans les terrains infra-cénomaniens.

Dans la présente étude, la méthode géoélectrique confirme son importance et son efficacité dans l'exploration hydrogéologique. Dans la zone d'étude, les résultats d'inversion des résistivités apparentes, corrélés avec les données de la géologie locale, ont permis d'identifier l'aquifère potentiel en place ; il s'agit d'un niveau résistant supérieur (NRS) formé des sables de l'Infra-cénomaniens, dont les résistivités sont comprises entre 64 et 600 Ωm . Cet aquifère repose sur un plancher imperméable conducteur (NCI) occupé par les argiles rouges et les argiles sableuses également d'âge Infra-cénomaniens, dont la résistivité fluctue entre 4 et 33 Ωm .

Les coupes géoélectriques ont permis de visualiser la géométrie de cet horizon aquifère potentiel, et ont montré que les sables infra-cénomaniens deviennent plus épais vers le Nord et vers l'Ouest de l'aire prospectée. La carte des isopaques a indiqué que l'épaisseur varie de 24 m (1P1) à 170 m (2P4), avec une moyenne d'environ 70 m. La carte des isohypses a révélé que la profondeur du toit du niveau résistant NRS diminue progressivement vers l'Est du secteur prospecté où les sables infra-cénomaniens sont moins profonds (< 10 m). En outre, la carte de la résistance transversale a montré que les sables infra-cénomaniens ont des valeurs de $T_r > 50000 \Omega\text{m}^2$ à l'Ouest de la zone d'étude, en suggérant ainsi que l'aquifère aurait une transmissivité importante. La conductance longitudinale, quant à elle, a fait ressortir une anomalie délimitée par les points VES 1P2, 4P2, 1P3, 4P3, 1P4 et 3P4, en témoignant ainsi une zone avec un potentiel hydraulique souterrain important. L'analyse des coupes géoélectriques nous a également permis de localiser des discontinuités électriques, interprétées comme des failles pouvant être impliquées dans le drainage et la convergence des écoulements profonds des eaux de l'Infra-cénomaniens. Le couplage de toutes

ces informations a permis de suggérer que la partie ouest de la zone d'étude pourrait avoir un fort potentiel hydrogéologique.

CHAPITRE V

Résultats de mesures en prospection horizontale

1. Introduction

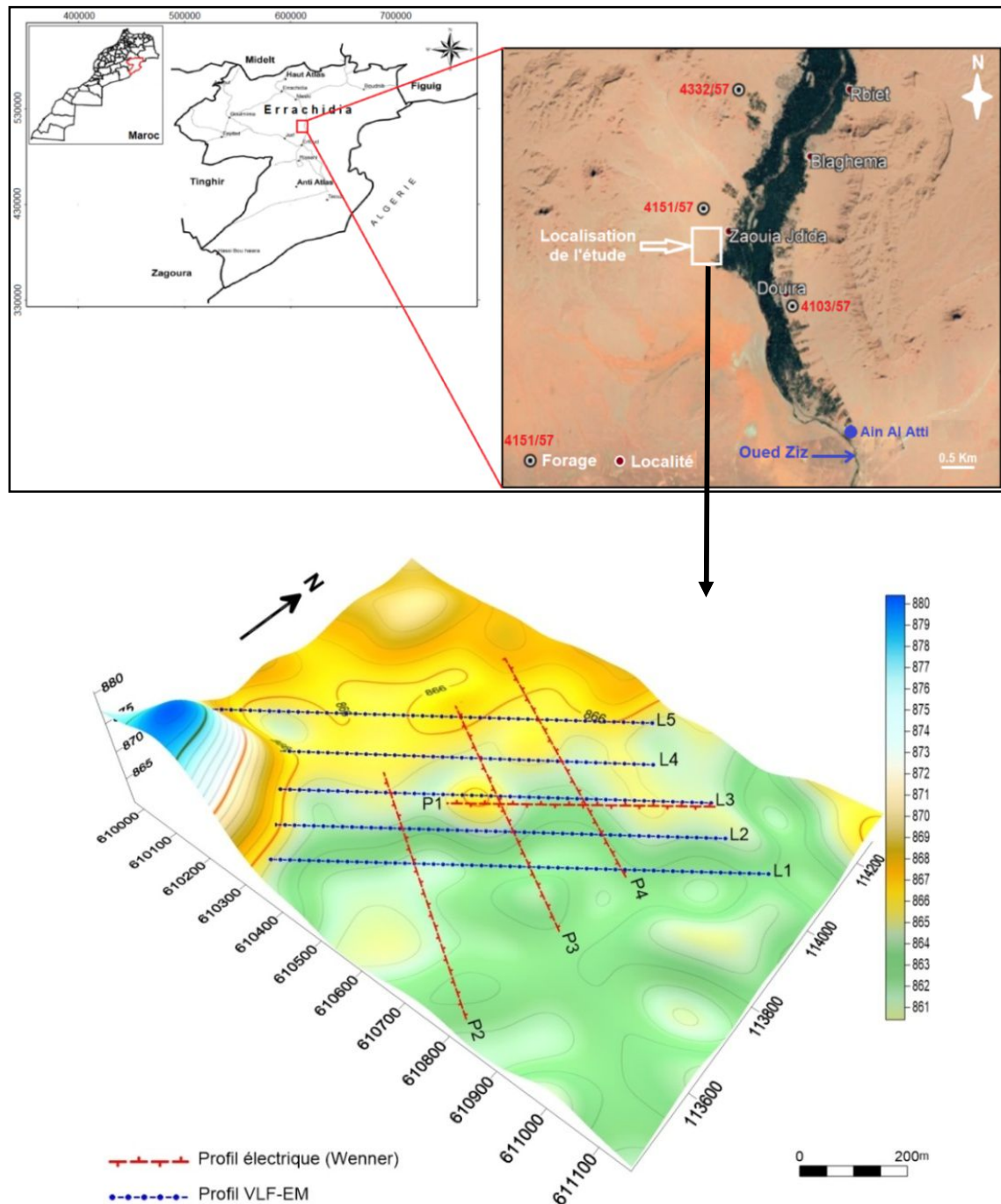
Les méthodes géophysiques ont toujours été introduites dans la caractérisation des systèmes aquifères dans différents contextes géologiques. A base des données géologiques locales, elles permettent la localisation/délimitation des horizons aquifères et la détermination des natures des couches et leurs épaisseurs/profondeurs. Dans la pratique hydrogéologique, le principal défi pour les hydrogéologues et les géophysiciens est l'implantation optimale d'un forage productif destiné à l'extraction de l'eau souterraine. De ce fait, après avoir délimité un horizon aquifère potentiel, la recherche des zones plus favorables pour la circulation des eaux est indispensable pour atteindre cet objectif.

La recherche des zones de fracturation constitue alors un chapitre inévitable dans la caractérisation de l'aquifère dans une région donnée. Les fractures constituent des cibles hydrogéologiques importantes dans l'exploration géophysique, vu qu'elles sont considérées comme des conducteurs hydrauliques pouvant être hydrogéologiquement actifs. Leur présence dans un horizon aquifère amplifie le potentiel hydrogéologique, de fait qu'elles permettent une circulation préférentielle et un stockage des eaux souterraines. L'exploration des zones de fracturation peut être réalisée par plusieurs méthodes géophysiques dont la méthode électromagnétique et la méthode électrique. Le choix de la technique électromagnétique VLF revient au fait qu'elle assure une détection rapide et sommaire des zones de fracturation, et les résultats sont interprétés aisément d'une manière qualitative. Le recours à la technique de trainé électrique repose sur le fait qu'elle est couramment utilisée dans la mesure de la variation latérale de la résistivité du sous-sol. Elle révèle des résultats importants dans la localisation des fractures, particulièrement dans un contexte sédimentaire tabulaire, comme dans le cas du bassin d'Errachidia, dont fait partie la zone d'étude.

Dans ce contexte, après avoir délimité l'aquifère potentiel dans la région de Zaouia Jdida, qui est formé des sables infra-cénomaniens, nous avons introduit les deux techniques, électromagnétique et électrique, pour localiser les zones de fracturation éventuelle. Dans ce chapitre, nous allons donc rappeler les techniques et le matériel utilisés. Puis, nous présenterons les résultats de la technique VLE-EM et ceux de la technique de trainé électrique. L'ensemble des fractures identifiées sera reporté sur le Modèle Numérique de Terrain de l'aire prospectée.

2. Localisation de l'étude et mise en œuvre sur le terrain

La deuxième partie du travail géophysique mené dans la région de Zaouia Jdida a consisté à réaliser 5 profils électromagnétiques et 4 traînées électriques. La figure 74 représente le Modèle Numérique de Terrain de la zone d'étude et l'implantation des lignes électromagnétiques et électriques.



3. Résultats de mesure en prospection horizontale

3.1 Résultats de mesures VLF-EM

L'acquisition des données électromagnétiques a été faite en utilisant le receveur *T-VLF Iris Instruments* (Fig. 75), opéré en mode *Tilt*, dans le but de déterminer les paramètres de l'ellipse de polarisation. Selon ce mode, il est convenable de mesurer les composantes du champ magnétique secondaire, en choisissant un transmetteur VLF situé dans la même direction que les structures supposées, pour assurer un couplage maximal. Durant la présente étude, afin de détecter les fractures éventuelles, nous avons choisi la station GBR localisée en Rugby (Angleterre) qui est caractérisée par une puissance de 750 KW et une fréquence de signal de 16 KHz. Les lignes VLF, orientées NE-SW, sont mises en œuvre sur une longueur de 1000 m, et les mesures de *Tilt* ont été prises avec un pas de 20 m.

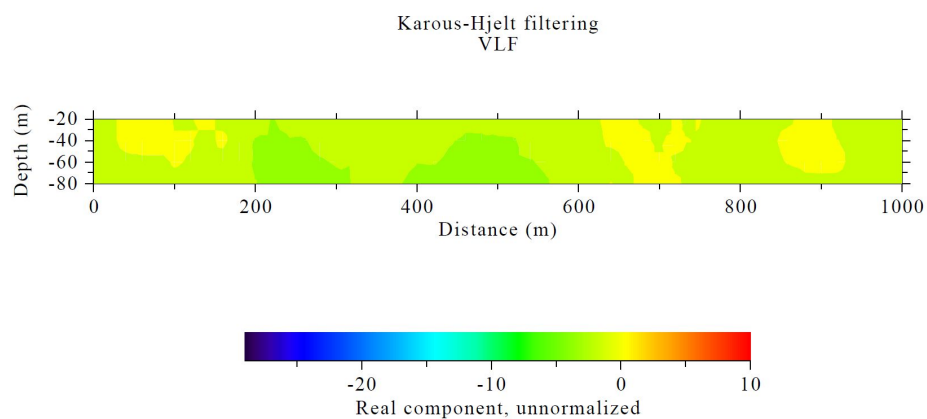


Figure 75 : Mise en œuvre de la technique VLF-EM et acquisition des données par le récepteur *T-VLF*

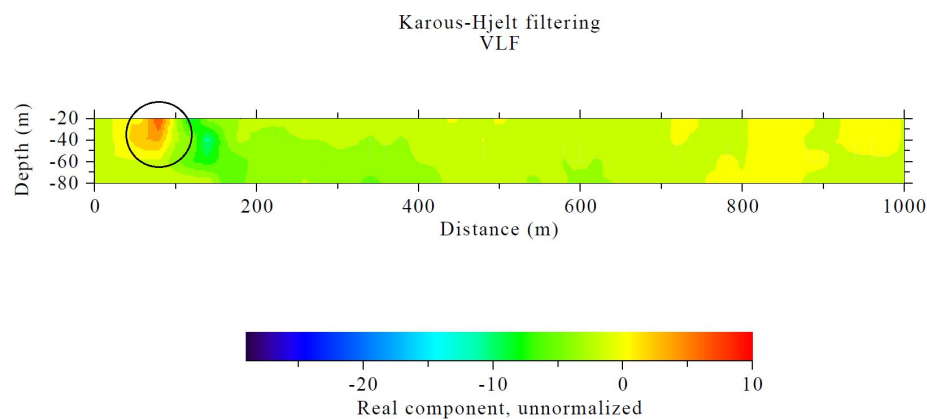
Le traitement des données VLF-EM consiste en la filtration des mesures. Deux filtres, Karous-Hjelt (KH) et Fraser, ont été appliqués à la composante réelle (*Tilt*) du champ magnétique secondaire. L'interprétation semi-quantitative des résultats permet de caractériser les zones conductrices, à travers l'analyse des anomalies positives de KH et de Fraser.

Après avoir appliqué le filtre KH, les pseudo-sections de densité du courant sont établies pour les lignes VLF (Fig. 76). Celles-ci permettront de localiser les zones conductrices le long des profils réalisés.

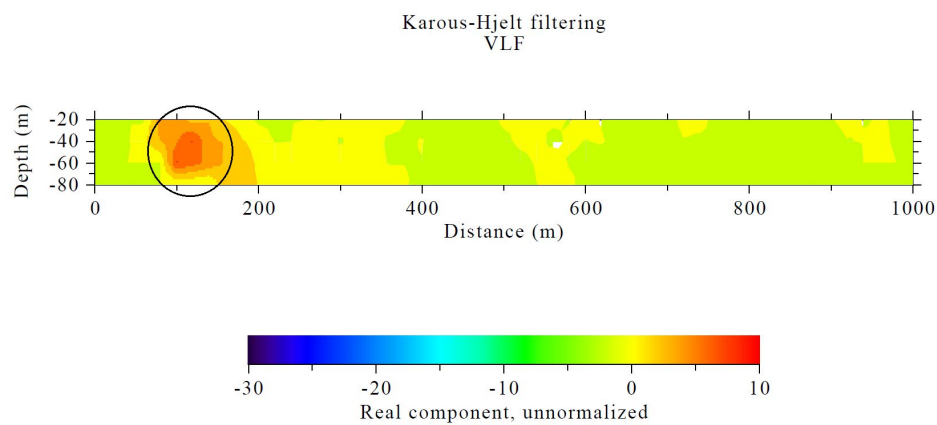
- Le long de la ligne L1, aucune anomalie n'est enregistrée. Cela permet de conclure l'homogénéité de la tranche de terrain concernée,
- Pour la ligne L2, la pseudo-section indique, au début du profil, une anomalie faiblement prononcée en subsurface, qui pourrait correspondre à une fracture modérée ayant affectée les terrains quaternaires et les formations infra-cénomaniennes de subsurface,
- La pseudo-section obtenue pour la ligne L3 montre une réponse positive plus prononcée entre 100 et 125 m, à partir du début du profil, correspondant à un axe conducteur. Celui-ci, pourrait être lié à la présence d'une zone de fracture, située entre 100 et 125 m et à une profondeur allant de 30 à 60 m,
- A partir de la ligne L4, la pseudo-section, indique une anomalie moins prononcée, probablement liée à un axe faiblement conducteur. Ce dernier pourrait être le résultat d'une fracture secondaire en relation avec des fractures principales,
- Pour la ligne L5, la pseudo-section relève une anomalie positive indiquant le passage d'une zone conductrice entre 90 et 120 m, à partir du début du profil. Celle-ci est interprétée comme une fracturation à une profondeur comprise entre 20 et 60 m.



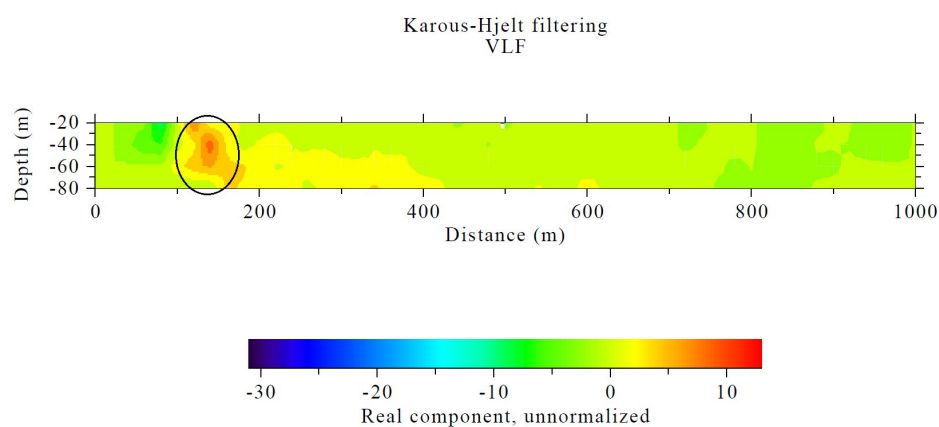
a) Pseudo-section obtenue pour la ligne L1



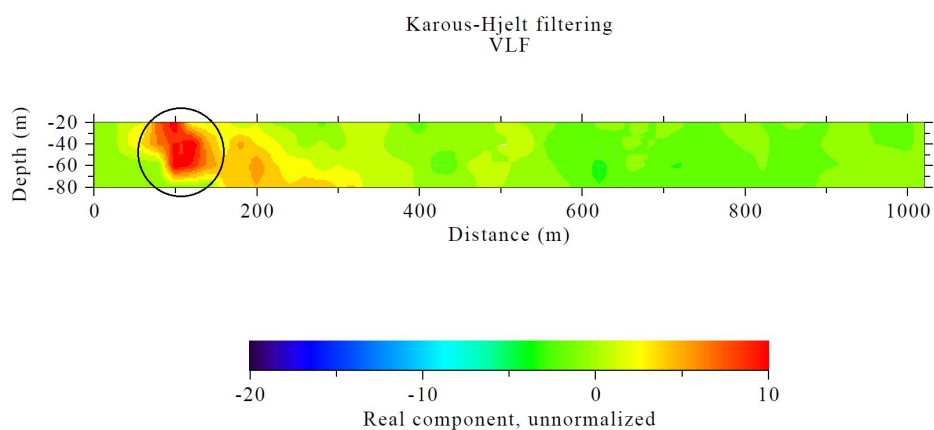
b) Pseudo-section obtenue pour la ligne L2



c) Pseudo-section obtenue pour la ligne L3



d) Pseudo-section obtenue pour la ligne L4



e) Pseudo-section obtenue pour la ligne L5

Figure 76 : Pseudo-sections de densité du courant obtenues pour les différentes lignes VLF

Pour le Filtre Fraser, Les données filtrées sont transformées en une carte de contour (Fig. 77). La carte montre des anomalies positives et permet, entre autres, de visualiser la continuité de ces anomalies. On distingue deux axes conducteurs principaux, orientés NW-SE; le premier croise les deux lignes L2 et L3 et sensiblement la ligne L1, tandis que le deuxième recoupe les deux lignes L4 et L5 et sensiblement la ligne L3. Ces deux axes pourraient être interprétés comme deux zones de fracturation principale dans l'aire d'étude. On note aussi la présence d'autres anomalies positives réduites dans l'espace, notamment détectées le long des deux lignes L1 et L5. Elles seraient probablement associées à des axes conducteurs secondaires.

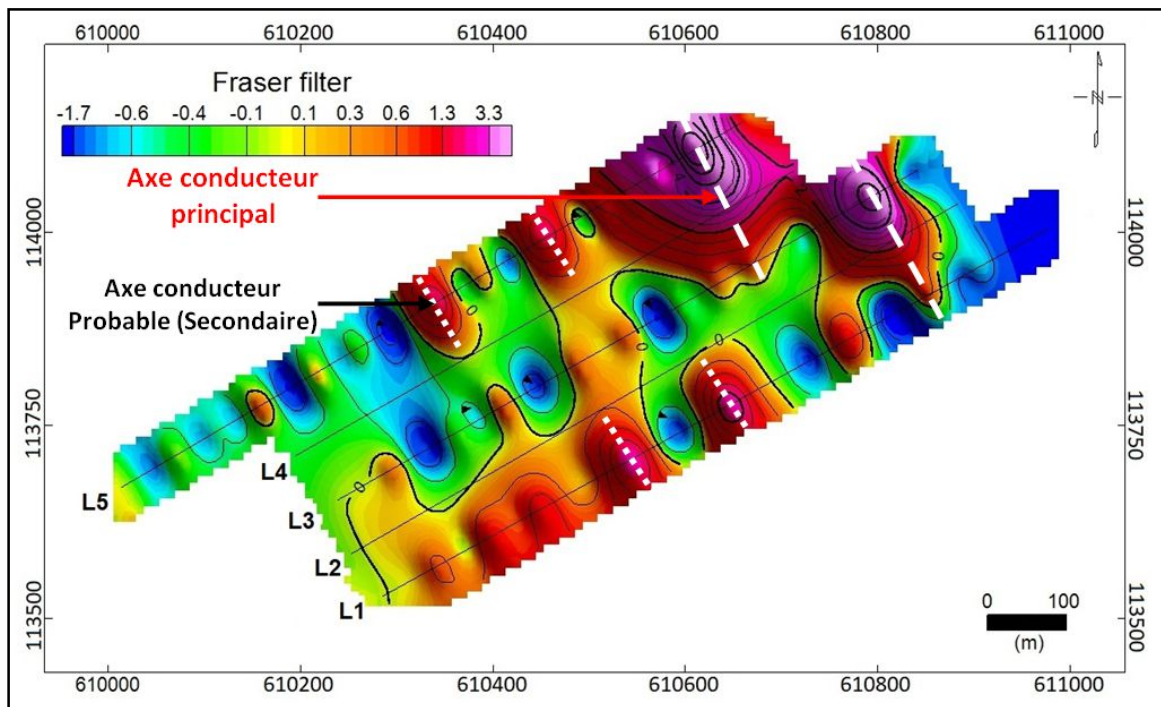


Figure 77 : Carte de contours interprétative des valeurs du Filtre Fraser

L'application des deux filtres à la fois (KH et Fraser), sur la composante réelle du champ magnétique, permet de garder seulement les anomalies plus accentuées. Pour cela, nous avons élaboré un modèle 3D (Fig. 78), qui montre uniquement deux anomalies conductrices sévères associées à deux zones de fracturation principale, orientées NW-SE. Il faut noter que les valeurs positives maximales issues des deux filtres utilisés, sont enregistrées au début des lignes L2, L3, L4 et L5.

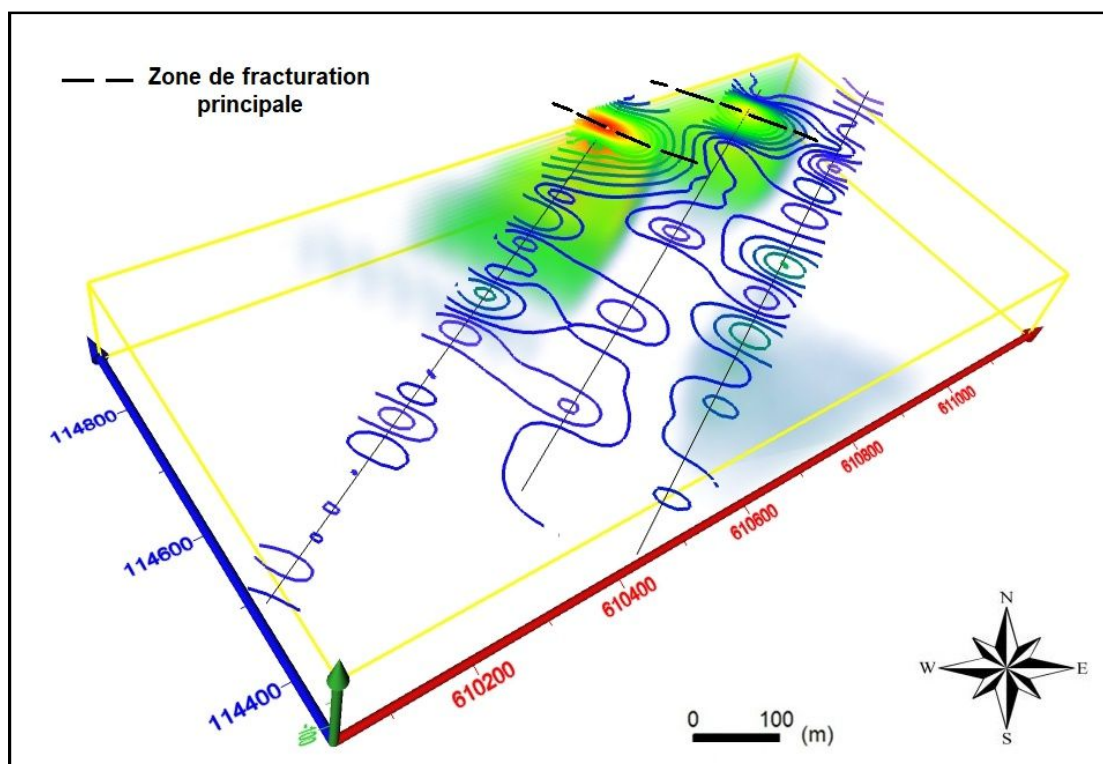


Figure 78 : Modèle 3D interprétatif des valeurs intégrées des deux filtres KH et Fraser

3.2 Résultats de mesures de résistivité électrique

Dans l'objectif d'explorer latéralement la zone d'étude et de mettre en évidence les différents contacts structuraux qui la traversent. Cinq profils électriques en dispositif Wenner, orientés NW-SE et NE-SW, ont été réalisés avec une séparation $AB = 300$ m, soit $a = 100$ m (Fig. 79). Ce choix tient compte des résultats des sondages électriques, pour atteindre une profondeur d'investigation d'environ 60 m. Pour chaque profil, 50 mesures ont été prises avec un pas de 10 m. Pour un bon fonctionnement de traîné électrique, les opérateurs doivent être au moins de cinq, de telle manière que chacun déplace une électrode et le dernier s'occupe de déplacer l'appareil de prendre les mesures de résistivité apparente.

Le diagramme (Fig. 80) est établi à partir des profils réalisés sur une longueur de 500 m. Ce diagramme suggère une fluctuation importante de la résistivité électrique apparente.

L'ensemble de ces profils montre une chute de la résistivité (fluctuante entre 30 et 45 Ω m environ) observée à des distances variables du début des profils respectifs. Des diminutions notables sont aussi signalées vers la fin des différents profils, en direction du SE. Ces derniers suggèrent également la présence d'une zone relativement résistante rencontrée au milieu du terrain

prospecté. En effet, il convient de dire que les anomalies repérées au début du diagramme sont surtout imputées au passage d'une zone d'anomalie de fracturation dont l'alignement est orienté selon une direction NW-SE et NE-SW.

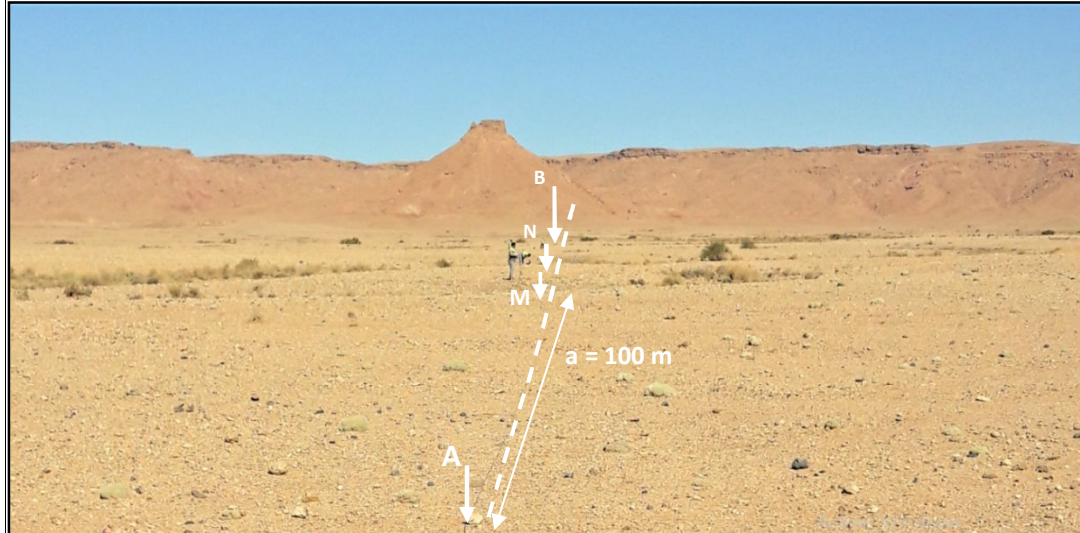
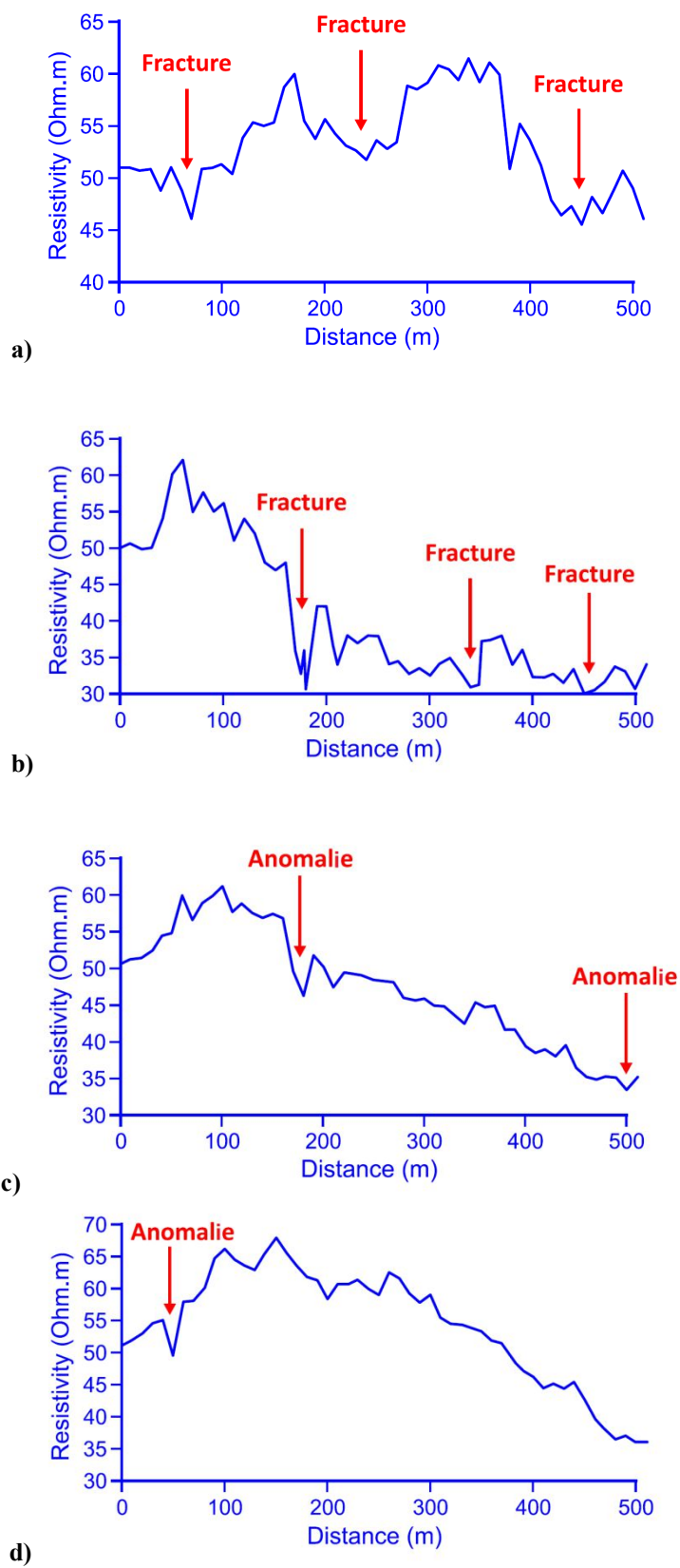


Figure 79 : Mise en œuvre de traîné électrique en dispositif Wenner

**AB correspondent aux électrodes d'injection
MN correspondent aux électrodes de mesure**

Il faut noter aussi que les anomalies localisées par les deux profils P3 et P4 sont moins importantes par rapport aux autres qui sont plus individualisées. En effet, elles pourraient correspondre à des zones de fractures secondaires réduites dans l'espace. Vers le SE, la diminution générale de la résistivité apparente serait liée, parfois, à la variation latérale du faciès au sein des terrains infra-cénomaniens, traduisant ainsi le passage des sables résistants vers les sables argileux moins résistants, parfois, à la diminution de l'épaisseur des sables vers l'Est de la zone d'étude.

L'intégration des résultats des mesures en prospection horizontale et les résultats des sondages électriques, en l'occurrence les coupes géo-électriques confirme la deuxième supposition, où les couches de sables infra-cénomaniens moins épaisses ont été rencontrées par les sondages réalisés à l'Est, le long du premier profil (1P1, 2P1, 3P1, 4P1, 5P1 et 6P), ce qui influence donc la valeur de la résistivité apparente de la tranche de terrain exploré.



**Figure 80 : Mesures de résistivité apparente en fonction de la distance, en dispositif Wenner
(AB = 300 m ; a = 100 m)**

4. Conclusion

Dans cette étude, les deux méthodes, électromagnétique et électrique, ont prouvé leur efficacité dans la détection et la localisation des zones conductrices pouvant correspondre aux zones de fracturation. La figure 81 montre la distribution spatiale de ces zones dans l'aire prospectée. Les anomalies électromagnétiques plus individualisées le long de la ligne L3 sont confirmées par les mesures de résistivité électrique le long du profil P1. Dans la partie nord de la zone d'étude, la corrélation entre les différentes anomalies a permis de mettre en évidence des axes de fracturation orientés NW-SE. Plus au Sud, le long du profil P2, des chutes de résistivité électrique ont traduit le passage des zones de fractures, probablement orientées NE-SW. Tenant compte des résultats des sondages électriques, ces fractures seraient liées aux discontinuités électriques interprétées comme des zones de failles ayant affecté les terrains infra-cénomaniens.

Les zones de fractures mises en évidence auront un rôle incontournable dans la pratique hydrogéologique locale. Elles seront impliquées dans la circulation préférentielle et le stockage des eaux souterraines de l'aquifère infra-cénomaniens. La présence de ces zones amplifiera alors le potentiel hydrogéologique dans la région de Zaouia Jdida.

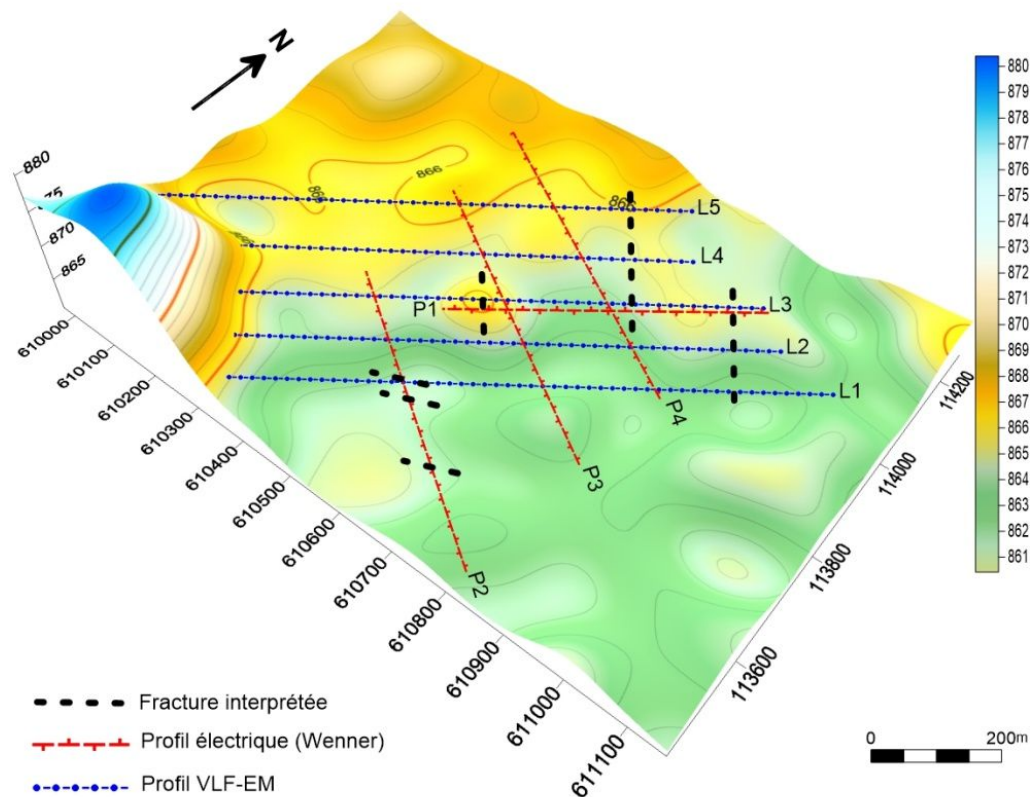


Figure 81 : Diagramme 3D montrant la localisation des fractures interprétées dans la zone d'étude

Conclusions générales et perspectives

La recherche de l'eau souterraine et la caractérisation d'un système aquifère, par prospection géophysique, constituent une préoccupation pour la population des zones arides et semi-aride, et un challenge pour les scientifiques. Dans la région d'Errachidia Tafilalt, en dépit de son système aquifère mutlicouches, la contamination des eaux amplifie l'inquiétude et rend le travail hydro-géophysique plus délicat, ce qui impose l'intégration des différentes approches avant de prendre une décision hydrogéologique.

Le présent travail s'est appuyé sur les deux méthodes géophysiques, électrique et électromagnétique, qui ont montré leur importance et leur efficacité dans l'évaluation du potentiel hydrogéologique de la zone de Zaouia Jdida, au Nord de la région de Ain Al Atti. Cette évaluation s'est faite en deux volets; i) la compréhension de la relation entre les différents contacts structuraux et de la potentialité de l'aquifère infra-cénomaniens. Ceci, est rendu possible à travers la caractérisation de la variation de la profondeur et de l'épaisseur de l'aquifère en question. ii) La mise en relief des différentes discontinuités électriques et la détection/localisation des zones de fractures au sein de l'horizon aquifère probable.

La présente étude a permis de disposer des informations importantes sur l'aquifère infra-cénomaniens à l'aire de Zaouia Jdida, qui concordent parfaitement avec les données géologiques locales disponibles. En effet, pour les sondages VES, l'inversion des mesures de résistivité apparente a confirmé que l'horizon aquifère potentiel est le niveau résistant supérieur (NRS) formé des sables infra-cénomaniens, qui affichent des résistivités vraies comprises entre 64 et 600 Ωm . Cet horizon repose sur un substratum imperméable, correspondant à un niveau conducteur inférieur (NCI) formé d'argiles rouges et argiles sableuses appartenant aussi aux terrains infra-cénomaniens, et dont la résistivité vraie fluctue entre 4 et 33 Ωm .

A base des résistivités vraies, les coupes géoélectriques ont permis de caractériser la géométrie de l'aquifère potentiel dans l'aire prospectée. Généralement, les terrains sont tabulaires et les sables infra-cénomaniens voient leur épaisseur diminuer progressivement vers l'Est, pour enregistrer des valeurs minimales au droit des sondages électriques réalisés le long du profil P1. La carte des isopaques a montré que l'épaisseur des sables varie entre 24 m et 170 m. Des valeurs d'épaisseur significatives qui dépassent 80 m sont enregistrées le long des deux profils P3 et P4, avec un maximum de 170 m au droit des deux sondages 2P4 et 3P4. La carte des isohypses a relevé que la profondeur du toit du niveau résistant NRS diminue progressivement vers l'Est du secteur

prospecté, où les sables infra-cénomaniens sont moins profonds (< 10 m), tandis qu'à l'Ouest, la profondeur dépasse parfois 30 m. Les mesures de résistivités vraies et d'épaisseurs ont ensuite permis de calculer la résistance transversale (Tr) et la conductance longitudinale (S_l) de l'horizon aquifère. Ainsi, la résistance transversale des sables a enregistré de fortes valeurs à l'Ouest de la zone d'étude ($Tr > 50000 \Omega m^2$) qui pourraient correspondre à des zones avec une transmissivité importante. Ces zones auront par la suite un intérêt hydrogéologique certain. La conductance longitudinale, avec une moyenne d'environ $0.6 \Omega^{-1}$, a montré une anomalie délimitée par les points VES 1P2, 4P2, 1P3, 4P3, 1P4 et 3P4, témoignant ainsi une zone avec un potentiel hydraulique souterrain important. Ce résultat est favorisé par la présence d'une dépression délimitée par les mêmes points VES.

Les coupes géoélectriques nous a également permis d'établir la géométrie de l'aquifère sableux en place et d'identifier des discontinuités électriques interprétées comme des failles ayant affecté les terrains infra-cénomaniens. En termes hydrogéologiques, ces failles constituent des axes de drainage et auront un rôle capital dans la convergence des écoulements profonds des eaux de l'Infra-cénomaniens. En plus, la méthode VLF-EM et la technique de traîné électrique ont mis en évidence un réseau de fractures dans le secteur prospecté. L'ensemble de failles/fractures identifiées constituent des zones de forte potentialité hydrogéologique ; elles seront impliquées dans la circulation préférentielle et dans le stockage des eaux souterraines de l'Infra-cénomaniens.

A travers ce mémoire, nous soulignons l'importance des résultats obtenus qui réside dans le fait qu'ils ont permis de caractériser l'aquifère potentiel en place, et ont contribué à la délimitation des zones non contaminées par l'extension de la salinité. Dans ce sens, l'exploitation de l'aquifère sableux de l'Infra-cénomaniens, particulièrement, à travers les axes préférentiels de la circulation des eaux, permettrait l'extraction de l'eau non contaminée dans la localité de Zaouia Jdida. De ce fait, les données recueillies durant ce travail géophysique ouvrent une autre piste visant à utiliser les eaux infra-cénomaniennes plus en amont de la région de Ain Al Atti. Ces eaux participeraient au maintien et au développement de l'activité agricole, en contribuant ainsi à la préservation de l'équilibre oasien. Cela, aura des retombées socio-économiques sur la population.

Les données recueillies dans cette thèse peuvent être renforcées davantage et les études doivent continuer à être menées. Ainsi, Le présent travail ouvre des perspectives qui se concrétiseraient par les actions suivantes:

- Dans le contexte tabulaire, les résultats obtenus laissent envisager l'application d'autres méthodes géophysiques, en l'occurrence, la tomographie de résistivité électrique et la

résonance magnétique, dans le but de mieux caractériser la géométrie de l'aquifère infra-cénomaniens,

- L'hétérogénéité et l'épaisseur importante des terrains infra-cénomaniens, orientent le travail géophysique vers la réalisation d'autres sondages VES avec des séparations AB plus grandes, pour suivre la géométrie du Niveau Résistant Supérieur (NRS), d'une part, et délimiter le Niveau Résistant Profond (NRP), en caractérisant la variation de son épaisseur et de sa profondeur, d'autre part.
- L'utilisation de l'approche géophysique dans l'exploration hydrogéologique nous a confirmé l'importance de la collaboration avec des géologues et des hydrogéologues. Dans ce sens, il serait utile de densifier les essais de pompage dans la zone d'étude, pour calculer les transmissivités. En effet, les résultats de la résistance transversale que nous avons obtenus pour l'horizon aquifère en place, vont servir à établir et valider une relation empirique entre ces deux paramètres. Une telle relation pourrait être appliquée à l'échelle régionale.

Références bibliographiques

- **Abdel Zaher M., Younis A., Shaaban H., Mahmoud Mohamaden I.I., 2021.** Integration of geophysical methods for groundwater exploration: A case study of El Sheikh Marzouq area, Farafra Oasis, Egypt, Egyptian Journal of Aquatic Research, <https://doi.org/10.1016/j.ejar.2021.03.001>
- **ABH-GRZ, 2006.** Agence des Basins Hydrauliques Guir-Rhéris-Ziz. Synthèse hydrogéologique du bassin crétacé d'Errachidia.
- **Adnani M., Azzaoui M.A., Elbelrhiti H., Ahmamou M., Masmoudi L., Chiban M., 2016.** Yardi sand dunes (Erfoud area, southeastern of Morocco): color, composition, sand's provenance, and transport pathways. Arab J Geosci (2016) 9:366. DOI 10.1007/s12517-016-2394-x.
- **Ait Bahammou Y., Benamara A., Azdouz M., Dakir I., Bouikbane H., 2018.** Contribution of Hydrochemistry to the evaluation of the physicochemical quality of groundwater of Ain Al Atti in the region of Erfoud (Morocco). International Journal of Engineering Research and Applications (IJERA), vol. 8, no.10, 2018, pp 40-43.
- **Ait Bahammou Y., Benamara A., Ammar A., Dakir I., 2019.** Fracture zones detection for groundwater exploration integrating Resistivity Profiling and Very Low Frequency electromagnetic methods (Errachidia basin, Morocco). Contributions to Geophysics and Geodesy Vol. 49/2, 2019 (181–194) doi: 10.2478/congeo-2019-0009.
- **Ait El Mokhtar M., 2020.** Rôles des champignons mycorhiziens arbusculaires autochtones et du compost dans l'amélioration de la tolérance du palmier dattier au stress salin. Thèse Doc. Uni. Cadi Ayyad Marrakech. 186p.
- **Alezabawy A.k., Basheer A.A., Selim E.S., 2021.** Delineation and evaluation of the groundwater of fractured limestone aquifer at east of al kurimat area, egypt: geophysical and hydrogeochemical constraints. pure appl. geophys. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02840-w>
- **Al-Tarazi E., Abu Rajab J., Al-Naqa A., El-Waheidi M., 2008.** Detecting leachate plumes and groundwater pollution at Ruseifa municipal landfill utilizing VLF-EM method. Journal of Applied Geophysics. 65 (2008) 121–131. Elsevier. doi:10.1016/j.jappgeo.2008.06.005.
- **Ammary B., 2007.** Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du bassin crétacé d'Errachidia et de la plaine de Tafilalt. Thèse Doc. Uni. Med V Agdal, Rabat. 134p.

- **Amharref M., 1991.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de Ziz. Incidence respective de la sécheresse et du barrage Hassan Addakhil sur les ressources en eau en aval. Thèse Uni. Besançon, 232 p.
- **Andrad R., Goud K., 2011.** Geophysical prospecting as tool for site chracterization for mining dump waste. Journal Earth Science India, 1-8.
- **Aoubouazza M., 2001.** Evaluation des ressources en eau souterraines moyennant les techniques isotopiques dans la region de Aïn El Atti (province d'Errachidia). projet AIEA (INT/5/144). Utilisation durable des terres salées et des eaux saumâtres pour une production agricole durable.
- **Aoubouazza M., Stichler W., Maloszewski P., 2013.** Preliminary Interpretation of Environmental Isotope Data in the Ain El Atti Area (Tafilalt). J Environ Anal Toxicol 3: 170. doi:10.4172/2161-0525.1000170.
- **Aoudia M., Issaadi A., Bersi M., Maizi D., Saibi H., 2020.** Aquifer characterization using vertical electrical soundings and remote sensing: A case study of the Chott Ech Chergui Basin, Northwest Algeria, Journal of African Earth Sciences (2020), doi: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103920>.
- **Archie G. E., 1942.** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. J. Petrol. Technol, 5.
- **Arinze I. J., Emedol C.O., 2020.** Integrated Geophysical Investigation for Shallow-Scale Massive (Pb-Zn) Sulphide and Barite Exploration in the Abakaliki and Obubra Mining Districts (AOMD), Southeastern Nigeria. Mining, Metallurgy & Exploration <https://doi.org/10.1007/s42461-020-00341-3>.
- **Asfahani J., 2007.** Geoelectrical investigation for characterizing the hydrogeological conditions in semi-arid region in Khanasser valley, Syria, J. Arid Environ. 68, 1, 31-52, DOI: 10.1016/j.jaridenv.2006.03.028.
- **Asfahani J., 2011.** Electrical resistivity investigations for guiding and controlling fresh water well drilling in semi-arid region in Khanasser Valley, Northern Syria, Acta Geophys. **59**, 1, 139-154, DOI: 10.2478/s11600-010-0031-8.
- **Asfahani J., 2012.** Quaternary aquifer transmissivity derived from vertical electrical Sounding measurements in the Semi-Arid Khanasser Valley region, Syria. Acta Geophysica, 60, 1143–1158.
- **Asfahani J., 2013.** Groundwater potential estimation using vertical electrical sounding measurements in the semi-arid Khanasser Valley region, Syria, Hydrological Sciences Journal, 58:2, 468-482, DOI: 10.1080/02626667.2012.751109.

- **Asfahani J., 2016.** Hydraulic Parameters Estimation by Using an Approach Based On Vertical Electrical Soundings (VES) in the Semi-arid Khanasser Valley Region, Syria, *Journal of African Earth Sciences* (2016), doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.01.018.
- **Astier J.L., 1971.** Géophysique appliquée à l'hydrogéologie, Masson, 277 p.
- **Attwa M., Henaish A., Zamzam S., 2020.** detection and prediction of geoenvironmental hazards in urban areas and desert lands using an integrated structural and geophysical approach: cases from Egypt. *Waste management in MENA Regions*, 71-92.
- **Baki S., Hilali M., Kacimi I., Kassou N., Nouiyti N., Bahassi A., 2017.** Assessment of groundwater intrinsic vulnerability to pollution in the Pre-Saharan areas - the case of the Tafilalet plain (Southeast Morocco). 15th Water-Rock Interaction International Symposium, WRI-15. *Procedia Earth and Planetary Science* 17 (2017) 590 – 593. Elsevier.
- **Barker R., 1981.** The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable, *Geophysical Prospecting*, 29, 128–143.
- **Barker R., 1989.** Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*, 54, 8, 1031-1037.
- **Benabdelouahab S., Salhi A., Himi M., El Messari J.S., Ponsati A.C., 2019.** Geoelectrical investigations for aquifer characterization and geoenvironmental assessment in northern Morocco. *Environmental Earth Sciences* (2019) 78:209. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8221-4>.
- **Ben Alayet M., Ben Ghaffar S., Zaghdoudi S., Balti H., Gasmi M., 2021.** Contribution of electrical prospecting to the characterization of aquifers in the North Gabes-El Hamma region (Southern Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104159>.
- **Benalla M., 2005.** Etude morpho-dynamique de l'évolution des dunes du Tafilalet (Maroc) : Apport de la sédimentologie et de l'imagerie aérienne et spatiale. Dissertation, Mohammed V University of Rabat, Morocco.
- **Benalla M., Alem E., Rognon P., 2003.** Les dunes du Tafilalet (Maroc): dynamique éolienne et ensablement des palmeraies. *Sci et changement planétaire/Sécheresse J* 14(2):73–83.
- **Benamara A., 2009.** Application de la technique électrique et électromagnétique à l'étude de l'épandage des eaux salées au niveau de la station expérimentale de Ain AL Atti (région d'Errachidia). 2eme Colloque sur la création d'entreprises dans le domaine de l'écotourisme. 21 et 22 Mars 2009. FSTE d'Errachidia.
- **Benamara A., EL Harnafi M., Ammar A., 2017.** Contribution of electromagnetic and tomographic technique to the study of the impact of salinity in soils of the experimental station

of Al Ain Atti (Errachidia, Morocco) XII Maghreb Days of Material Sciences. IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering 186 (2017) 012038 doi:10.1088/1757-899X/186/1/012038.

- **Benmohammadi A., Benmohammadi L., Ballais J.L., 2000.** Analyse des inter-relations anthropiques et naturelles: leur impact sur la recrudescence des phénomènes d'ensablement et de désertification au sud-est du Maroc (vallée de Drâa et vallée de Ziz). *Sci et changement planétaire / Sécheresse J* 11(4):297–308.
- **Ben-Said E., 2015.** Etude hydrogéologique et élaboration d'une base de données spatiale du bassin Crétacé de la province d'Errachidia. Mémoire de fin d'études. Master. Univ. SMBA. Fès.
- **Benson A., Payne K., Stubben M., 1997.** Mapping groundwater contamination using DC resistivity and VLF geophysical methods: A case study. *Geophysics*, 62, 80–86.
- **Bergström G., 1913.** Försök med elektrisk malmletning, *Sveriges Geologiska Undersöknings, Arsbok Stockholm*, 7(6), 1–10.
- **Bersi M., Saibi H., 2020.** Groundwater potential zones identification using geoelectrical sounding and remote sensing in Wadi Touil plain, Northwestern Algeria. *Journal of African Earth Sciences*. <https://doi.org/101016/j.jafrearsci.2020.104014>.
- **Bertrand Y., 1967.** La prospection électrique appliquée aux problèmes des Ponts et Chaussées. *Bull. Liaison des Lab. Routiers*, Paris -XV.
- **Binley A., Kemna A., 2005.** DC resistivity and induced polarization methods, in *Hydrogeophysics*, Rubin Y. & Hubbard S.S. (Eds.), 523 p., Springer, Dordrecht, ISBN: 1-4020-3101-7.
- **Blondel A., 2014.** Développement des méthodes géophysiques électriques pour la caractérisation des sites et sols pollués aux hydrocarbures. Thèse Doc. Earth Sciences. Université Michel de Montaigne -Bordeaux III, French.
- **Bouabdellaoui Y., Michelot J. L., long A., 1995.** Hydrogeochemistry studies in Errachidia basin. Application of environmental isotope techniques and geochemical models in the caracterization of arid zonz deep aquifer systems. Symposium on Isotopes techniques in water resources management, IAEA, Vienna.
- **Bouikbane H., Boualoul M., Benamara A., 2017.** Application of the Electromagnetic VLF Method for the Detection of Fracture Areas in Cause of El Hajeb (Morocco). *International Journal of Science and Research (IJSR)*. Vol. 6 - 10. DOI: 10.21275/ART20176965.
- **Bouikbane H., Boualoul M., Benamara A., EL Kourchia A., 2016.** Contribution of Tomography Electrical Resistivity in Hydrogeological at the Middle Atlas Causse (El Hajeb-

Morocco) International Journal of Engineering Science Inventio. Vol. 5, no. 11, 2016, PP. 12-18.

- **Boughriba M., Melloul A., Zarhloule Y., Ouardi A., 2006.** Extension spatiale de la salinisation des ressources en eau et modèle conceptuel des sources salées dans la plaine des Triffa (Maroc nord-oriental) C. R. Geoscience 338 (2006) 768–774 Géosciences de surface (Hydrologie–Hydrogéologie) Elsevier doi:10.1016/j.crte.2006.07.007.
- **CAG, 1987.** (Compagne Africaine de Géophysique). Prospection géophysique par méthode électrique dans le bassin d’Errachidia-Boudnib. Rapport.
- **Castany G., 1982.** Principes et méthodes de l’hydrogéologie. Bordas, France.
- **Chamayou J., Ruhard J.P., 1977.** Sillon pré-Africain à l'est du Siroua: les bassins de Ouarzazate et de Errachidia-Boudenib. Tome 3 des ressources en eau du Maroc, p 224-242.
- **Chibout M., Benslimane A., El Mokhtar M., El Kanti SM., Faqihi F.Z.,1, Gourari. L., 2020.** Geophysical Study by Electrical Soundings of the Tartar Aquifer Unit, Boujdour Region, Morocco International Journal of Geosciences. Vol.11 No.3. DOI: 10.4236/ijg.2020.113005.
- **Choubert G., 1920-1945.** Essai sur la paléogéographie de Mésocrétacé marocain. Vol. Jubi.Soc. Sc. Natu. Maroc. PP.307-325.
- **Choubert L., 1949.** Essai sur la paléographie du Senonien au Maroc: notes et mémoires Serv. Géol. Maroc, n° 71. Ruhard 1977.
- **Choubert G., Fauve-Muret A., 1960-62.** Evolution de domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In: Livre mémoire P.Fallot, Mém. h. ser. soc. Géol. france, 447-527.
- **Chouteau M., Giroux B., 2006.** Géophysique appliquée II-GLQ 3202: Méthodes électriques, notes de cours. École Polytechnique Montréal. Canada.
- **Cuttillo P.A., Bredehoeft J.D., 2011.** Estimating aquifer properties from the water level response to Earth Tides. Ground Water 49 (4): 600–610.
- **Dahlin T., 1989.** The development of a cable system for vertical electrical sounding and a comparison of the Schlumberger and Offset Wenner methods, Licentiate Thesis, Lund University, Sweden, 77 p.
- **Dahlin T., 1993.** On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications, Doctoral Thesis, Lund University, 187 p.
- **Dahlin T., 2001.** The development of DC resistivity imaging techniques, Computers & Geosciences, 27(9), 1019–1029.
- **Dahlin T., Bernstone C., 1997.** A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode arrays, Proceedings SAGEEP’97, Reno, Nevada, Vol. 2 March 23–26 1997, 927–935.

- **Dahlin T., Zhou B., 2004.** A numerical comparison of 2D resistivity imaging with ten electrode arrays. *Geophysical Prospecting* 52, 379–398.
- **Dakkak H., Zouahri A., Aoubouazza M., Beqqali M., 2005.** Contribution de la piézométrie et de l'hydrochimie à la caractérisation des eaux souterraines d'Ain El Atti (Tafilalet). Actes du Symposium International sur le Développement Durable des Systèmes Oasiens du 08 au 10 mars 2005 Erfoud, Maroc - B. Boulanouar & C. Kradi (Eds.).
- **Dakir I., Benamara A., Aassoumi H., Ouallali A., Ait Bahammou Y., 2019.** Application of Induced Polarization and Resistivity to the Determination of the Location of Metalliferous Veins in the Taroucht and Tabesbaste Areas (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *International Journal of Geophysics* Volume 2019, Article ID 5849019, 11 pages <https://doi.org/10.1155/2019/5849019>.
- **De Lima O.A.L., Niwas S., 2000.** Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geological measurements. *Journal of Hydrology*, 235, 12–26.
- **De Marsily G., 1981.** Hydrogéologie quantitative. Masson, France.
- **De Stadelhofen C.M., 1991.** Application de la géophysique aux recherches d'eau. Lavoisier, Tec&Doc, Paris, 192 p.
- **Descloitres M., 1998.** Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : Application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). Thèse doct., Univ. Paris VI, 238 p.
- **Destombes J., Hollard H., 1986.** Carte géologique de l'Anti-Atlas marocain au 1: 200,000. Feuille Tafilalt –Taouz. – Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 244.
- **Dhakate R., Singh V.S., 2005.** Estimation of hydraulic parameters from surface geophysical methods, Kaliapani Ultramafic Complex, Orissa, India. *Journal of Environmental Hydrology*, 13 (12), 1–11.
- **DRPE, 1989.** Direction de la Recherche et de la Planification de l'Eau, Etablissement et mise au point de modèles de gestion des nappes du bassin de Goulmima, Errachidia.
- **Ebrahimi S., Arab-Amiri A., Kamkar-Rouhani A., 2019.** Geological and Geophysical Studies of Sulfide Copper Mineralization in the Dochileh Area: An Example of Manto-Type Deposit in the Sabzevar Zone, Iran. *Resource Geology*. doi: 10.1111/rge.12222.
- **El Allam M., et El Khadir M., 2005.** Actes du Symposium International sur le Développement Durable des Systèmes Oasiens du 08 au 10 mars 2005 Erfoud, Maroc - B. Boulanouar & C. Kradi (Eds.)
- **Edwards L.S., 1977.** A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, 42, 5, 1020-1036.

- **Essahlaoui A., Sahbi H., El Yamine N., 2000.** Application de la géophysique (méthode géoélectrique) à la reconnaissance du plateau de Meknès (Bassin de Saiss), Maroc. GEOLOGICA BELGICA (2000) 3/1-2 : 35 - 53.
- **Evjen H.M., 1938.** Depth factor and resolving power of electrical measurements. Geophysics, 3, 78-95.
- **Eze C.L., Mamah L.I., Israel-Cookey C., 2004.** Very low frequency electromagnetic (VLF-EM) response from a lead sulphide lode in the Abakaliki lead/zinc field, Nigeria. Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation 5, 159-163.
- **Filahi M., 2008** Contribution des méthodes géophysiques, en particulier du RADAR géologique, et la cartographie des cavités souterraines de la Médina de Béni-Mellal -MAROC. Geophysics [physics.geo-ph]. Thèse Doc. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. French.
- **Fischer G., Le Quag B.V., Müller I., 1983.** VLF ground survey, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional. Geophys. Prospect., 31, 977-991.
- **Fraser D.C., 1969.** Contouring of VLF-EM data. Geophysics, 34, 6, 958–967, doi: 10.1190/1.1440065.
- **George A. M., Abong A. A., Obi D. A., 2013.** Fracture zone detection using very low frequency (VLF) electromagnetic method in parts of Oban Massif, southeastern Nigeria. Advances in Applied Science Research, 2013, 4(6):104-121.
- **Gish O.H., Rooney W.J., 1925.** Measurement of resistivity of large masses of undisturbed earth, Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, 30(4), 161–188.
- **Gnaneshwar P., Shivaji A., Srinivas Y., Jettaiah P., Sundararajan N., 2011.** Very-low-frequency electromagnetic (VLF-EM) measurements in the Schirmacheroasen area, East Antarctica. Polar Science 5 (2011) 11-19. Elsevier. doi:10.1016/j.polar.2010.09.001.
- **Gouasmia M., Mhamdi A., Dhahri F., Moumni L., Soussi M., 2021.** Geophysical and hydrogeological investigation to study the aquifer potential of northern Gafsa basin (central Tunisia). Arabian Journal of Geosciences. *Accepted*.
- **Gouasmia M., Khorchani H., Mhamdi A., Dhahri F., Soussi M., 2018.** Hydrogeological characterization of a carbonate aquifer using geophysical and geochemical approach: case of the Krachoua Formation in Tataouine area, Southern Tunisia. Arabian Journal of Geosciences. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-4150-x>.
- **Grellier S., Guérin R., Robain H., Bobachev A., Vermeersch F., Tabbagh A., 2008.** Monitoring of Leachate Recirculation in a Bioreactor Landfill by 2-D Electrical Resistivity Imaging. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 13, 4.

- **Griffiths D.H., Barker R.D., 1993.** Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211–226.
- **Griffiths D.H., Turnbull J., Olayinka A.I., 1990.** Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array, *First Break*, 8(4), 121–129.
- **Hasan M., Shang Y., Jin W., Akhter G., 2020.** Estimation of hydraulic parameters in a hard rock aquifer using integrated surface geoelectrical method and pumping test data in southeast Guangdong, China. *Geosciences Journal*. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0018-7>.
- **Hollard H., 1974.** Recherche sur la stratigraphie des formations du Dévonien moyen, de l'Emsien supérieur au Frasnien, dans le Sud du Tafilalet et dans le Mader (Anti-Atlas oriental, Maroc). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 264, 7-68.
- **Horo D., Kumar S.P., Singh S., 2020.** Mapping of Gold Mineralization in Ichadiah, North Singhbhum Mobile Belt, India Using Electrical Resistivity Tomography and Self-Potential Methods. *Mining, Metallurgy & Exploration* <https://doi.org/10.1007/s42461-020-00340-4>.
- **Hritta D., 2015.** Contribution à l'étude hydrogéophysique des rides pré-rifaines (Maroc). Apport du SIG et de la géophysique appliquée. Thèse Doc. Uni. My Ismail, Meknès. 211p.
- **Hummel J.N., 1929.** Der scheinbare spezifische Widerstand. – *Z. für Geophysik*, 5, 89-104.
- **Ihbach F.Z., Kchikach A., Jaffal M., Elazzab D., Khadiri Y.O., Jourani E., Peña Ruano J.A., Olaiz O.A., Vizcaíno D.L., 2020.** Geophysical Prospecting for Groundwater Resources in Phosphate Deposits (Morocco). *Minerals* 2020, 10, 842; doi:10.3390/min10100842.
- **Jamal N., Singh N.P., 2018.** Identification of fracture zones for groundwater exploration using very low frequency electromagnetic (VLFEM) and electrical resistivity (ER) methods in hard rock area of Sangod Block, Kota District, Rajasthan, India, *Groundwater for Sustainable Development*, <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2018.05.003>.
- **Jamal N., Singh N.P., 2020.** Electrical resistivity in the delineation of groundwater potential zones: a case study from Kota, Rajasthan, India. *Arabian Journal of Geosciences* (2020) 13:697. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05464-x>.
- **Joly F., Margat J., 1955.** L'Evolution récente du réseau Hydrographique dans la plaine du Tafilalet (Sud-Est Marocain). Editions du Service Géologique du Maroc 123 (1955): 59-72.
- **Kabiri L., 2004.** Contribution à la connaissance, la préservation et la valorisation des Oasis du sud Marocain: cas de Tafilalet. Thèse d'habilitation universitaire, Faculté des Sciences et Techniques, Université My Ismail, Errachidia, Maroc 2004, 262p.
- **Karous M., Hjelt S. E., 1977.** Determination of apparent current density from VLF measurements: report. Contribution No. 89, Department of geophysics, University of Oulu., p. 19.

- **Karous M., Hjelt S. E., 1983.** Linear filtering of VLF dip-angle measurements. *Geophys. Prosp.*, 31, 5, 782–794, doi: 10.1111/j.1365-2478.1983.tb01085.x.
- **Kaufman A., Keller G., 1983.** Frequency and transient soundings. Elsevier.
- **Kchikach A., Jaffal M., Hanich L., 2001.** Apport de la sismique réflexion à la caractérisation de la structure compartimentée du système aquifère crétacé du bassin d'Essaouira (Secteur de Khmis Meskala). First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers Monitoring, Modeling, and Management. Essaouira, Morocco, April 23–25.
- **Kelly W., 1977.** Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Groundwater*, 15, 420–425.
- **Kehinde D., Oyeyemi A., Ahzegbobor P., Aizebeokhai A., Metwaly M., Oladunjoye M.A., Bayo-Solarin B.A., Sanuade O.A., Thompson C.E., Ajayi F.S., Ekhaguere A.O., 2020.** Evaluating the groundwater potential of coastal aquifer using geoelectrical resistivity survey and porosity estimation: A case in Ota, SW Nigeria. *Groundwater for Sustainable Development*. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100488>.
- **Kirsch R., 2006.** *Groundwater Geophysics – A Tool for Hydrogeology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 548 pp., doi: 10.1007/978-3-540-88405-7.
- **Kumar R., Yadav G.S., 2014.** Delineation of fracture zones in the part of Vindhyan fringe belt of Ahraura region, Mirzapur district, Uttar Pradesh, India using integrated very low frequency electromagnetic and resistivity data for groundwater exploration. *Arab J Geosci*. DOI 10.1007/s12517-014-1283-4.
- **Kunetz G., 1966.** *Principles of Direct Current Resistivity Prospecting*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, 103 p.
- **Lghoul M., 2014.** Apport de la géophysique, de l'hydrogéochimie et de la modélisation du transfert en DMA : projet de réhabilitation de la mine abandonnée de Kettara (région de Marrakech, Maroc). Thèse Doc., Univ. Pierre et Marie Curie-Paris VI; Univ. Cadi Ayyad-Marrakech. 269p.
- **Louvat D., Bichara S., 1990.** Etude de plusieurs systèmes aquifères du Maroc à l'aide des isotopes du milieu. Mission préliminaire au projet MOR/8/004, Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA), 11 p.
- **Maillet R., 1947.** The fundamental equations of electrical prospecting geophysics. *Geophysics* 12(4):529–556.
- **Mandal A., Basantaray K.A., Chandroth A., Mishra U., 2019.** Integrated geophysical investigation to map shallow surface alteration/fracture zones of Atri and Tarabalo hot springs, Odisha, India. *Geothermics* 77 (2019) 24–33. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.08.007>.

- **Margat J., 1958.** L'exploitation des nappes phréatiques au Tafilalet, bassins du Ziz et du Rhéris. Rapp. inéd. arch. MTPC/DH/DRE, 27 pp., 10 fig.
- **Margat J., 1959.** Guide du Tafilalet : géologie, hydrogéologie, aménagement hydraulique. Rapp. inéd. arch. MTPC/DDH/DRE, 77 pp., 13 cartes 10 fig.
- **Margat J., 1962.** Mémoire explicatif de la carte hydrogéologique de la plaine de Tafilalet. Notes et mémoires du Serv Géol, n° 150 bis, 275p.
- **Margat J., 1977.** Etude hydrogéologique du bassin quaternaire de Tafilalet. Ressources en Eau du Maroc, 310–380.
- **McGillivray P.R., Oldenburgh D. W., 1990.** Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study. Geophysical Prospecting, 38, 499-524.
- **McNeill J.D., 1990.** Use of electromagnetic methods for groundwater studies. Dans Geotechnical and environmental geophysics, _Edit_e par S. Ward, volume 1, SEG, 191-218.
- **Mechler P., 1982.** Les Méthodes de la Géophysique. Bordas, 200 p.
- **MEND, 1996.** Application of geophysics to Acid Mine Drainage investigations. Mine Environmental Neutral Drainage program, Natural Resources Canada.
- **Michard A., 1976.** Eléments de géologie marocaine. Notes & Mém Serv Géo Maroc n°252 1976: 408 p.
- **Michelot J. L., Sinan M., Krimissa M., Bichara S., Louvat D., 1992.** Hydrologie isotopique des systèmes aquifères de Fes-Meknès, Errachidia et Kheng El Hamam, p.35-36. Projet MOR/8/004.
- **Moharir K.N., Pande C.B., Singh S.K., Del Rio R.B., 2020.** Evaluation of Analytical Methods to Study Aquifer Properties with Pumping Test in Deccan Basalt Region of the Morna River Basin in Akola District of Maharashtra in India. Edited by Muhammad Salik Javaid. Hydrology. DOI: <http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.84632>. ISBN: 978-1-83880-324-7. eBook (PDF) ISBN: 978-1-83881-852-4.
- **Moreira C.A., Casagrande M.F.S., Borssatto K., 2020.** Analysis of the potential application of geophysical survey (induced polarization and DC resistivity) to a long term mine planning in a sulphide deposit Arabian Journal of Geosciences (2020) 13:1083. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-06096-x>. Springer.
- **Morsy M., Rashed M., 2012.** Integrated magnetic, gravity, and GPR surveys to locate the probable source of hydrocarbon contamination in Sharm El-Sheikh area, south Sinai, Egypt. Journal of Applied Geophysics, 88, 131-138.

- **Mosaad A., Shulin S., Wei Q., Abdou Dodo B., Dusabemariya C., Yan Z., 2020.** Geoelectrical tomography data processing and interpretation for Pb-Zn-Ag mineral exploration in Nash Creek, Canada. E3S Web of Conferences 168, 00003 (2020) RMGET 2020. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016800003>.
- **Müller I., Gibert J., et Laurent R., 1984.** Application des méthodes géophysiques électromagnétiques VLF (Very Low Frequency) et micro-sismique à l'étude du karst de Dorvan Cleyzieu (Jura Meridional, France). Bull. du Centre d'Hydrogéol. de Neuchâtel, 5, 3, 145-162.
- **Navas A., Machin J., Gaspar L., Sadiki A., Kabiri L., Faleh A., 2013.** Les sols dans le pays du Ziz (Sud-est marocain), caractéristiques et aspects de dégradation. Ouvrage. projet n° AP/037737/11, du Programme de Coordination Interuniversitaire et d'Investigations Scientifiques, du Secrétariat d'Etat de Coopération Internationale AECID.
- **Ndatuwong L.G., Yadav G.S., 2013.** Identifications of fractured zones in part of hard rock area of Sonebhadra District, U.P., India using integrated surface geophysical method for groundwater exploration. Arab J Geosci. DOI 10.1007/s12517-013-0880-y.
- **Nemer Z., Khaldoui F., Benaissa Z., Belaroui A., Goumrassa A., Akziz D., Djeddi M., 2021.** Groundwater potential and quality mapping using GIS-RS modeling and Vertical Electrical Soundings (VES) in El-Hamiz Sub-watershed, Algiers, Algeria. Research square. *Accepted*.
- **Niwas S., De Lima, O.A., 2003.** Aquifer parameter estimation from surface resistivity data. Groundwater, 41 (1), 94–99.
- **Ohm G.S., 1827.** Die galvanische Kette, mathematisch Bearbeitet, T.H. Riemann (Ed.), Berlin.
- **Omolara A., Olatunde I.P., 2020** Subsurface characterization using electrical resistivity and MASW techniques for suitable municipal solid waste disposal site. SN Applied Sciences (2020) 2:1549. <https://doi.org/10.1007/s42452-020-03320-x>.
- **Orellana E., Mooney H. M., 1966.** Master tables and curves for electrical sounding over layered structure. Interciencia, (Madrid, 1966).
- **Parasnis D.S., 1986.** Principle of applied Geophysics, Fourth edition. Science Paperbacks, Chapman and Hall.
- **Paterson N.R., Ronka V., 1971.** Five years of surveying with the very low frequency electromagnetic method. Geoexploration 9, 7e26.
- **Petersson W., 1907.** Om malmsökande medelst elektricitet, Jern-Kontorets Annaler 2–3, 153-171.
- **Phillips W.J., Richards W.E., 1975.** A study of the effectiveness of the VLF method for the location of narrow mineralized zones. Geoexploration 13, 215e226.

- **Rakotondrasoa G., 1995.** Prospection électromagnétique fréquentielle et temporelle, Théorie et application à l'hydrogéologie. Thèse doct., Univ. Paris VI, 251 p.
- **Ramesh G.V.N., Venkateswara Rao B., 1998.** The very low frequency electromagnetic method (VLF-EM) in groundwater exploration. *J. Appl. Hydrology*, 11, 47-56.
- **Ritz M., Brown W.L., Moreau C., Ohnenstetter D., 1996.** An audiomagnetotelluric study of the Meugueur-Meugueur ring structure, Aïr, Niger: ring dyke or cone sheet. *J. Appl. Geophys.*, 34, 229-236.
- **Robert A., De Stadelhofen M.C., 1983.** L'interprétation graphique des sondages électriques. Bulletin de l'IGL No 4, Lausanne.
- **Roy A., 1972.** Depth of investigation in Wenner three-electrode and dipole-dipole DC resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 20, 329-340.
- **Roy A., Apparao A., 1971.** Depth of investigation in direct - current methods. *Geophysics*, 36, 5, 943-959.
- **Rucker D.F., Glaser D.R., Osborne T., Maehl W.C., 2009.** Electrical resistivity characterization of a reclaimed gold mine to delineate acid rock drainage pathways. *Mine Water and the Environment*, 28, 146-157.
- **Salem H.S., 1999.** Determination of fluid transmissivity and electric transverse resistance for shallow aquifers and deep reservoirs from surface and well-log electric measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3 (3), 421–427.
- **Saydam A.S., 1981.** Very low frequency electromagnetic interpretation using tilt angle and ellipticity measurements. *Geophysics* 46, 1594e1606.
- **Schlumberger C., 1920.** Etude sur la Prospection Electrique du Sous-sol, Gaultier-Villars et Cie., Paris, 94 p.
- **Sharma S.P., Baranwal V.C., 2005.** Delineation of groundwater-bearing fracture zones in a hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data. *J. Appl. Geophys.*, 57, 2, 155–166, doi: 10.1016/j.jappgeo.2004.10.003.
- **Sharma S., Biswas A., Baranwal V., 2014.** Very Low-Frequency Electromagnetic Method: A Shallow Subsurface Investigation Technique for Geophysical Applications. In: Sengupta D. (eds) *Recent Trends in Modelling of Environmental Contaminants*. Springer, New Delhi. https://doi.org/10.1007/978-81-322-1783-1_5.
- **Slichter L.B., 1933.** The interpretation of the resistivity prospecting method for horizontal structures, *Physics*, 4, 307–322.
- **Snineh M., Laftouhi N., Mehdi K., El Mandour A., Hejjaj A., Mandi L., 2018.** Contribution of the MRS method to identifying fractured basement rock aquifers in an arid area: a case study

near the Bleida mine site in Morocco. *Environmental Earth Sciences* (2018) 77:102. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7269-x>.

- **Sono P., Nthaba B., Shemang E.M, Kgosidintsi B., Seane T., 2020.** An integrated use of induced polarization and electrical resistivity imaging methods to delineate zones of potential gold mineralization in the Phitshane Molopo area, Southeast Botswana. *Journal of African Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104060>.
- **Soulaimani S., Chakiri S., Manar A., Soulaimani A., Miftah A. Bouiflane M., 2020.** Potential-field geophysical data inversion for 3D modelling and reserve estimation (Example of the Hajjarmine, Guemassamassif, Morocco): magnetic and gravity data case. *Comptes Rendus Géoscience-Sciences de la Planète* 2020, 352, no 2, p. 139-155 <https://doi.org/10.5802/crgeos.10>.
- **Soulaimani S., Manar A., Chakiri S., Allouza M., Ezzayani J., El Hmidi F., Nouaim W., 2017.** 3D modeling and reserves estimation using gravity data of Hajjar central orebody (Marrakech region, Morocco). *Bull. Inst. Sci. Sect. Sci. La Terre*, pages 25–34.
- **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 du Radium*, 1(4), 132–140.
- **Tassis G.A., Tsourlos P.I., Rønning J.S., 2020.** Detection and characterization of fracture zones in bedrock in marine environment: possibilities and limitations. *Near Surface Geophysics*, 2020, 18, 91–103. doi: 10.1002/nsg.12086.
- **Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990.** *Applied Geophysics*, 2e Ed., 790 p., Cambridge University Press, New York, ISBN: 0521339383.
- **Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A., 1976.** *Prospection géophysique. Tome 2: Propriétés électriques des roches polarisation spontanée, tellurique et magnétotellurique, prospection électromagnétique.* ERG Éditions, Cambridge University Press, 221 p.
- **Turberg P., Müller I., Flury F., 1994.** Hydrogeological investigation of porous environments by radiomagnetotelluric-resistivity (RMT-R 12- 240 kHz). *J. appl. Geophys.*, 31, 133-143.
- **Upadhyay A., Singh A., Pratima Panda K., Sharma S.P., 2019.** Delineation of gold mineralization near Lawa village, North Singhbhum Mobile Belt, India, using electrical resistivity imaging, self-potential and very low frequency methods. *Journal of Applied Geophysics*. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103902>.
- **Vargemezis G., 2007.** Interpretation of VLF measurements related to hydrogeological surveys. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 40, 2, 593–604, doi: 10.12681/bgsg.16340.

- **Worthington P.F., 1993.** The uses and abuses of the Archie equations: the formation factor–porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics*, 30, 215–228.
- **Yadav G.S., Abolfazli H., 1998.** Geoelectrical soundings and their relationship to hydraulic parameters in semi-arid regions of Jalore, northwestern India. *Journal of Applied Geophysics*, 39, 35–51.
- **Yawar H., Rogerio U., Welitom B., José N., Omar H., Cristobal C., Khurram A., Jie D. Martin C.S., 2020.** The Potential Use of Geophysical Methods to Identify Cavities, Sinkholes and Pathways for Water Infiltration. *Water* 2020, 12, 2289; doi:10.3390/w12082289.
- **Yochim A., Zytner R.G, McBean E.A., Endres A.L., 2013.** Estimating water content in an active landfill with the aid of GPR. *Waste Management*, 33, 2015-2028.
- **Youssef M. A. S., 2020.** Geoelectrical analysis for evaluating the aquifer hydraulic characteristics in Ain El-Soukhna area, West Gulf of Suez, Egypt, *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 9:1, 85-98, DOI: 10.1080/20909977.2020.1713583.
- **Zerouali E., Wafik A., Najine A., Radouani F., Didi S., Alaoui M., 2018.** Application of Geophysics for the Detection of Derangement of Phosphate Layers in the Oulad Abdoun Basin in Morocco. *European Scientific Journal* October 2018 edition Vol.14, No.30 ISSN: 1857 – 7881 (Print) e - ISSN 1857- 7431.
- **Zhody A.R., Eaton G.I., Masay D.R., 1974.** Application of subsurface geophysics to groundwater investigation. *Technical water resources investigation*, Washington Geological Survey.

Annexes

A 1 : Coordonnées Lambert des différents points VES implantés dans la région de Zaouia Jdida

Point VES	X	Y	Z
1P1	610728	113553	851.8
2P1	610730	113653	848
3P1	610734	113753	847
4P1	610742	113855	857
5P1	610750	113953	859.8
6P1	610754	114057	853
1P2	610639	113602	856
2P2	610642	113701	850
3P2	610641	113802	849
5P2	610648	113905	850
5P2	610649	114006	853
1P3	610544	113549	859
2P3	610542	113649	853
3P3	610541	113747	852
4P3	610542	113848	854
5P3	610542	113947	854
6P3	610542	114046	853
1P4	610440	113601	857
2P4	610443	113703	852
3P4	610440	113802	860
4P4	610441	113900	858
5P4	610440	114003	857.8

**A 2 : Mesures de résistivités apparentes le long des quatre profils P1, P2, P3 et P4
(région de Zaouia Jdida)**

• **Profil 1**

AB/2 (m)	MN/2 (m)	1P1 ρ_a (Ωm)	2P1 ρ_a (Ωm)	3P1 ρ_a (Ωm)	4P1 ρ_a (Ωm)	5P1 ρ_a (Ωm)	6P1 ρ_a (Ωm)
10	2.5	10.5	36.1	16.6	20.3	23.5	26.5
15	2.5	12.5	24.4	18.2	16.7	21.3	22.2
20	2.5	14.7	24.7	20.1	20.1	22.5	21.7
30	2.5	19.7	26.9	27.4	28.8	26.1	26.1
40	2.5	24.9	32.3	34.1	29.1	33.0	34.4
40	10	23.5	33.1	30.7	27.1	29.0	29.9
60	2.5	32.4	38.2	45.3	33.8	41.9	39.3
60	10	31.3	39.8	41.8	31.7	37.5	34.8
80	10	35.3	45.9	43.3	36.1	44.0	41.1
100	10	33.3	47.2	41.6	37.5	46.9	44.1
150	10	24.4	44.8	35.6	37.4	41.6	41.7
150	50	28.8	43.7	34.4	45.9	41.6	44.5
200	10	18.7	34.3	30.8	32.9	38.9	23.2
200	50	22.5	34.3	31.2	40.7	37.7	42.0
300	50	16.8	23.5	23.0	27.7	30.3	42.4
400	50	12.3	19.1	-	-	30.2	45.2
500	50	14.5	15.0	-	-	28.5	49.5
500	50	11.0	-	-	-	-	49.7
500	100	13.7	-	-	-	-	45.1
700	50	26.4	-	-	-	-	45.1
700	100	11.0	-	-	-	-	47.2
750	100	13.9	-	-	-	-	49.3

- **Profil 2**

AB/2 (m)	MN/2 (m)	1P2 ρ_a (Ωm)	2P2 ρ_a (Ωm)	3P2 ρ_a (Ωm)	4P2 ρ_a (Ωm)	5P2 ρ_a (Ωm)
10	2.5	61.0	19.4	17.8	13.4	35.8
15	2.5	34.6	21.9	15.2	12.2	27.1
20	2.5	28.6	21.4	17.1	14.6	23.4
30	2.5	33.0	26.6	22.6	20.7	26.1
40	2.5	37.4	30.5	27.6	25.3	32.5
40	10	39.0	30.8	27.4	24.0	28.7
60	2.5	48.2	36.3	34.1	31.2	39.5
60	10	47.0	37.3	33.5	29.7	37.0
80	10	52.8	38.8	37.7	36.9	45.3
100	10	50.3	36.3	41.2	39.3	51.5
150	10	47.5	32.4	46.2	45.3	56.1
150	50	30.9	28.1	43.7	52.0	56.0
200	10	43.8	25.5	46.1	45.3	61.2
200	50	29.0	27.7	42.7	52.1	61.8
300	50	25.6	22.8	37.9	50.9	65.4
400	50	-	-	38.4	53.0	66.4
500	50	-	-	41.5	56.7	75.2

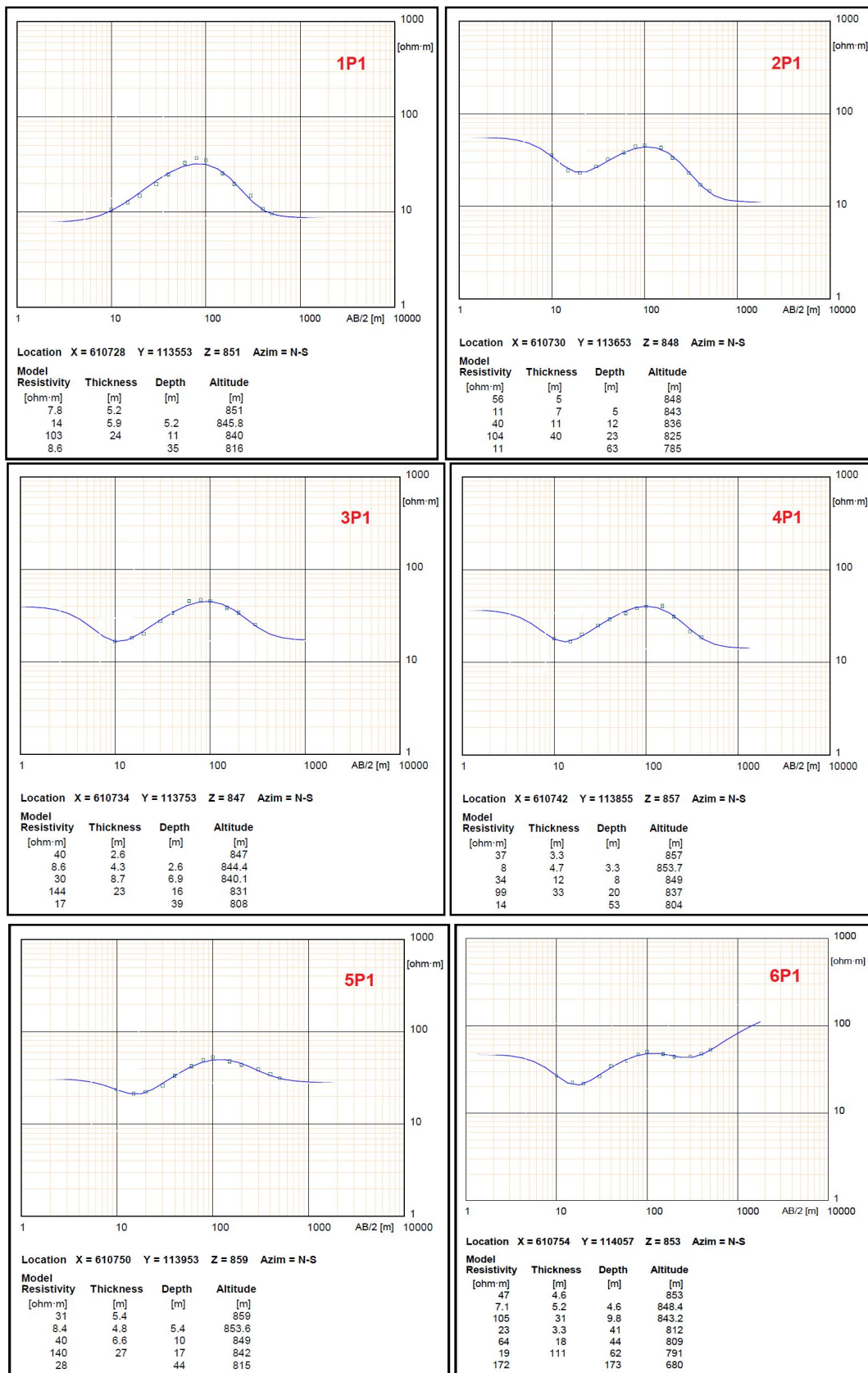
- **Profil 3**

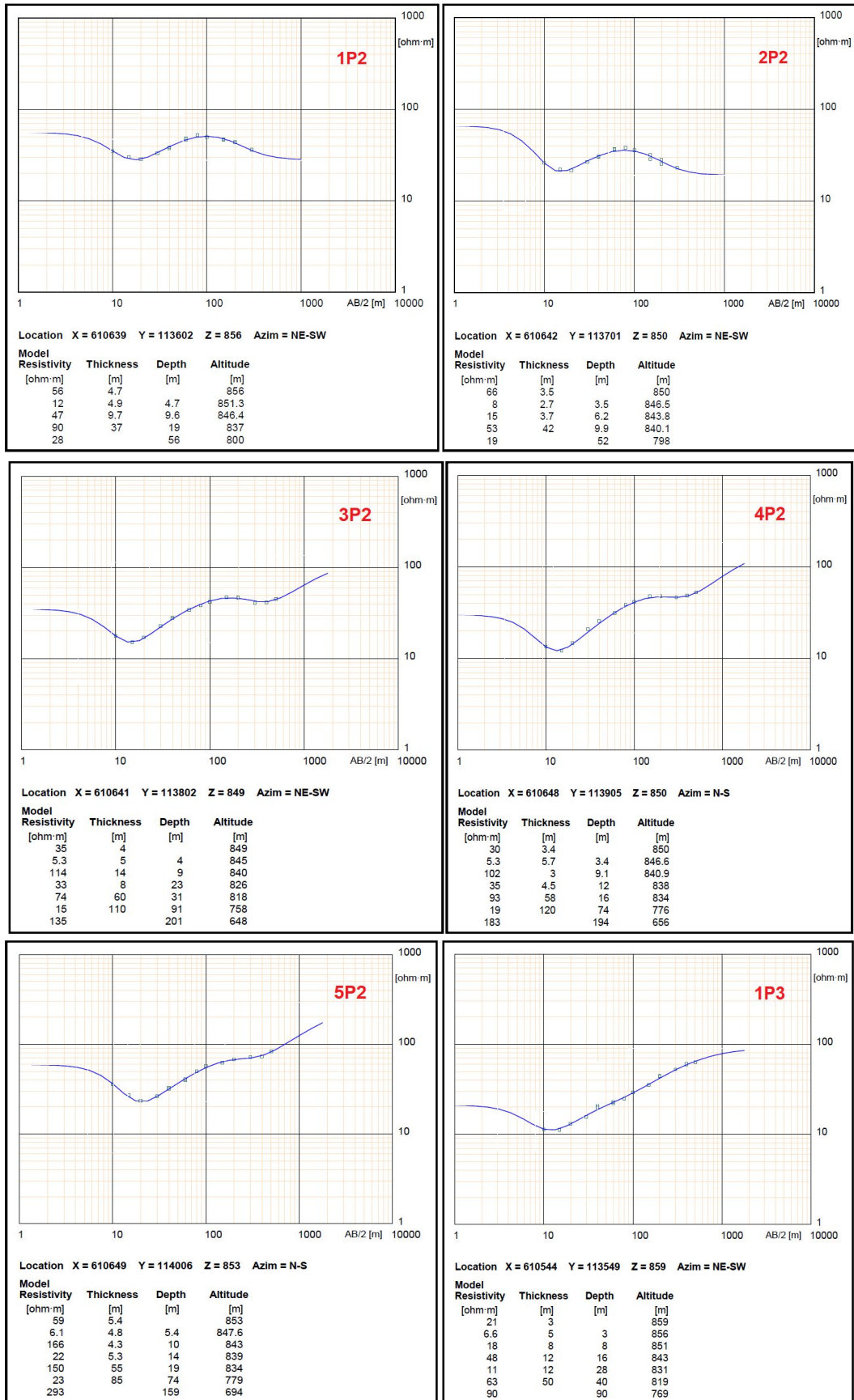
AB/2 (m)	MN/2 (m)	1P3 ρ_a (Ωm)	2P3 ρ_a (Ωm)	3P3 ρ_a (Ωm)	4P3 ρ_a (Ωm)	5P3 ρ_a (Ωm)	6P3 ρ_a (Ωm)
10	2.5	11.2	50.4	19.0	21.0	18.6	21.3
15	2.5	11.2	26.5	22.5	22.3	16.6	18.0
20	2.5	13.0	20.7	20.2	24.8	16.7	18.0
30	2.5	15.5	22.1	23.4	29.1	23.1	23.9
40	2.5	20.0	21.3	26.6	33.0	29.2	28.4
40	10	16.7	24.9	24.6	30.6	27.9	26.2
60	2.5	22.7	21.3	28.2	39.2	38.3	32.9
60	10	17.8	24.9	27.4	36.5	37.4	30.4
80	10	19.9	29.1	32.1	43.0	46.2	36.1
100	10	23.5	32.2	36.8	47.7	53.0	42.7
150	10	28.2	34.3	36.9	58.5	63.4	61.4
150	50	33.8	38.2	40.4	54.5	57.9	55.3
200	10	35.4	37.5	38.3	61.0	67.6	71.1
200	50	42.5	42.0	42.2	57.3	63.0	59.7
300	50	50.5	43.7	42.2	57.4	61.3	70.9
400	50	57.7	38.6	39.3	58.7	64.8	67.0
500	50	60.8	-	-	61.9	-	-

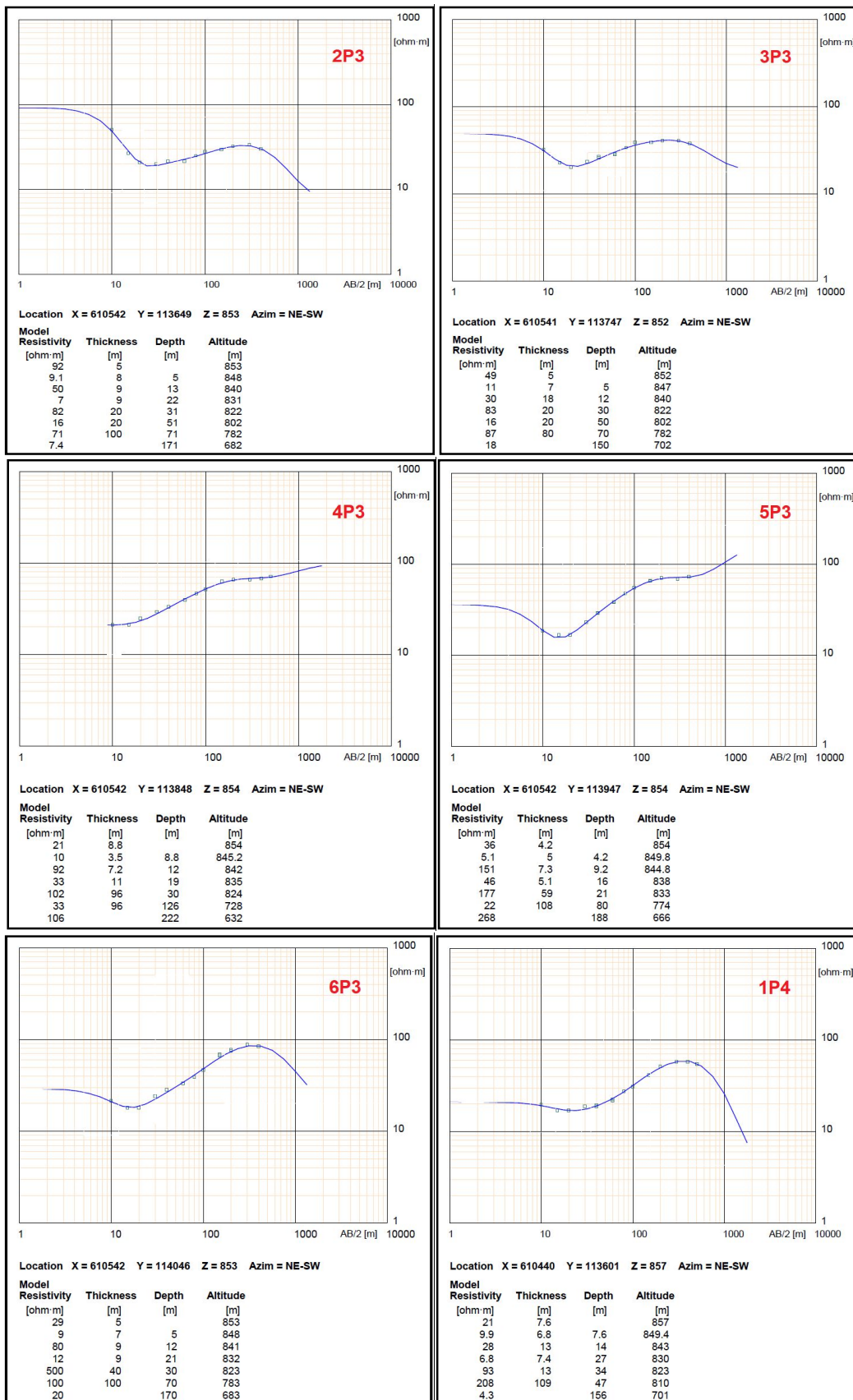
- **Profil 4**

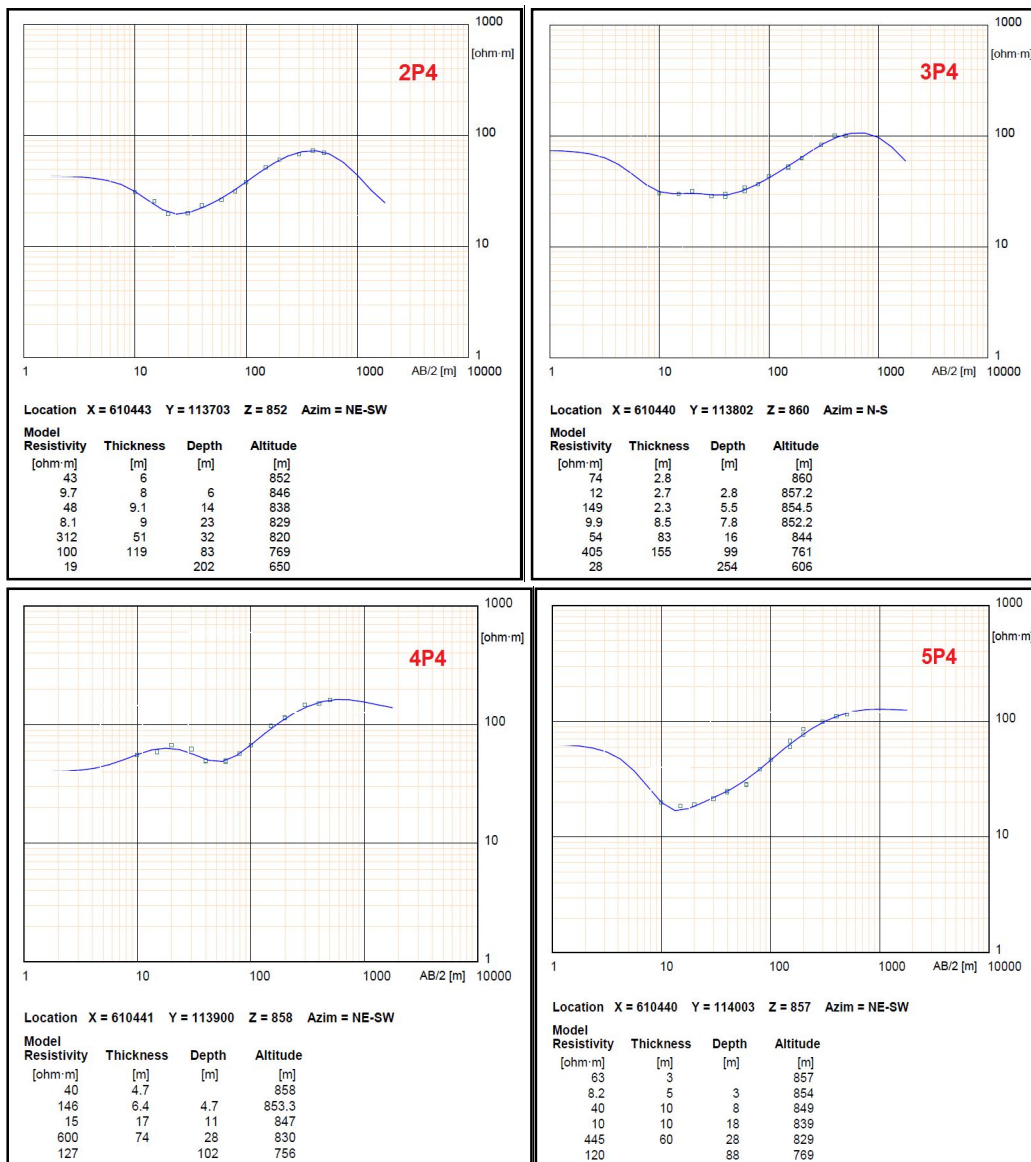
AB/2 (m)	MN/2 (m)	1P4 ρ_a (Ωm)	2P4 ρ_a (Ωm)	3P4 ρ_a (Ωm)	4P4 ρ_a (Ωm)	5P4 ρ_a (Ωm)
10	2.5	19.4	30.9	30.5	55.3	19.8
15	2.5	17.0	25.3	29.7	58.6	18.4
20	2.5	17.0	19.6	31.8	67.0	19.1
30	2.5	18.7	19.8	28.8	62.2	21.3
40	2.5	19.3	23.3	30.1	48.9	24.2
40	10	16.8	19.6	28.0	45.1	25.0
60	2.5	21.5	26.3	34.3	49.6	28.2
60	10	19.9	22.2	31.7	44.1	28.6
80	10	24.8	26.4	36.7	51.6	38.4
100	10	27.8	31.8	43.4	60.5	46.5
150	10	37.1	43.5	51.6	88.3	67.2
150	50	40.7	55.5	52.6	65.0	59.9
200	10	45.8	50.8	62.7	103.3	85.5
200	50	51.1	65.3	63.4	75.1	76.9
300	50	57.3	73.2	83.4	96.7	98.8
400	50	57.2	78.1	99.3	100.2	110.3
500	50	54.0	75.4	-	106.0	110.6

A 3 : Résultats d'inversion des différents sondages électriques (région de Zaouia Jdida)









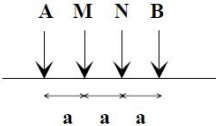
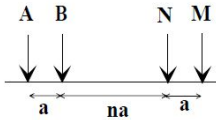
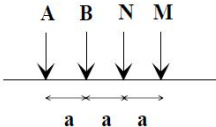
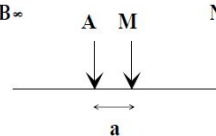
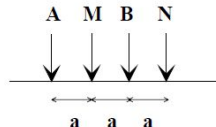
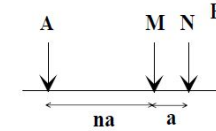
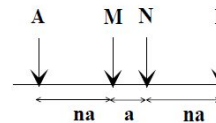
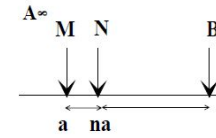
**A 4 : Variation du niveau piézométrique de la nappe infra-cénomaniennne
dans quelques forages au niveau du bassin d'Errachidia**

Forage 4332/57								
Mois	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Jan	*	24.66	24.85	25.15	24.86	24.82	25.2	*
Fév	24.71	24.72	24.88	24.95	24.82	24.9	25.11	*
Mar	24.75	24.65	24.9	25.01	*	24.93	25.24	25.11
Avr	24.7	24.8	25.01	25,08	*	25	25.33	25.08
Mai	24.75	24.83	25.06	25.14	*	25.09	25.39	25.14
Jui	24.84	25.25	25.18	25.16	*	25.2	25.47	25.3
Juil	24.91	25.17	25.3	25.31	*	25.33	25.53	25.43
Aoû	24.89	25.11	25.33	25.26	25.16	25.34	25.52	*
Sept	24.91	25.01	25.37	25.21	25.12	25.35	25.44	*
Oct	24.91	24.91	25.21	25.11	25.1	25.34	25.41	*
Nov	24.84	24.97	25.25	25,01	25	25.33	25.32	*
Déc	24.32	24.97	25	24,98	24.91	25.26	25.23	*
Forage 4096/57								
Mois	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Jan	*	8.71	*	8.12	8.21	8.5	8.88	*
Fév	*	8.75	8.92	8.12	8.23	8.5	8.81	*
Mar	*	8.69	8.93	7.86	*	8.37	*	8.34
Avr	8.48	8.79	8.95	7,81	*	8.5	*	*
Mai	8.51	8.87	8.95	*	*	8.61	8.91	*
Jui	8.54	8.95	8.98	*	*	8.86	*	*
Juil	8.7	9.12	8.98	*	*	8.94	*	*
Aoû	*	8.98	9	8.1	8.8	8.95	8.95	*
Sept	8.97	8.99	9	*	*	8.97	*	*
Oct	8.93	8.97	8.88	*	*	8.94	*	*
Nov	8.91	8.98	8.88	8,30	8.78	8.82	8.8	*
Déc	8.87	*	8.31	8,27	*	8.9	8.14	*
Forage 4207/57								
Mois	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Jan	*	9.1	*	9.3	8.43	9.03	9.47	*
Fév	*	8.95	9.24	9.35	8.64	8.99	9.33	*
Mar	*	8.72	9.24	8.94	*	8.81	*	8.49
Avr	8.93	8.9	9.42	8,96	*	8.88	*	*
Mai	8.82	9.1	9.54	*	*	9.15	9.26	*
Jui	8.89	9.3	9.61	*	*	9.37	*	*
Juil	8.23	9.44	9.65	*	*	9.52	*	*
Aoû	*	9.46	9.7	9	9.22	9.57	9.59	*
Sept	9.55	9.53	9.76	*	*	9.66	*	*
Oct	*	9.55	9.58	*	*	9.6	*	*
Nov	9.23	9.54	9.61	8,92	9.18	9.62	9.18	*
Déc	9.22	*	9.28	8,67	*	9.58	9.05	*

A 5 : Principes physiques et paramètres mesurés de quelques méthodes géophysiques

Méthode	Principe Physique	Grandeurs physiques Mesurées	Paramètres
Electrique	Distribution du potentiel électrique	Potentiel électrique	Résistivité électrique
Electromagnétique	Induction magnétique	Champ magnétique secondaire	Composantes du champ Hs
Sismique	Mesure des vitesses de propagation des ondes sismiques	Temps du trajet	Vitesse
Gravimétrie	Mesure des anomalies de pesanteur	Accélération de Pesanteur	Densité
Magnétisme	Etude des distorsions du champ magnétique	Champ magnétique	Susceptibilité magnétique
Radiométrie	Mesure des éléments radioactifs	Rayonnement Radioactif	Radioactivité
Géothermie	Mesure du gradient géothermique	Flux de chaleur	Température
Radar	Mesure de vitesse de propagation des ondes EM	Temps du trajet	Vitesse

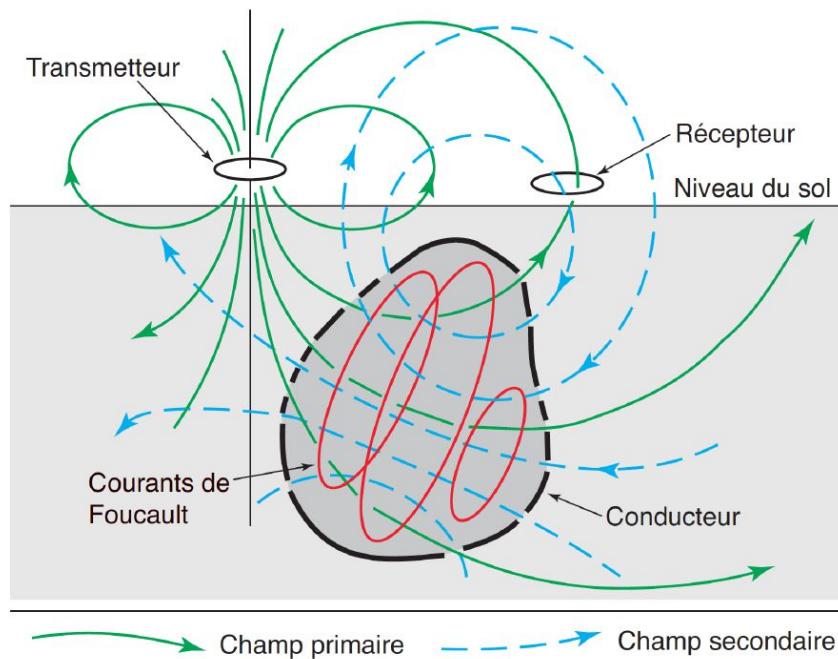
A 6 : Différentes configurations d'électrodes utilisées dans la prospection électrique avec le coefficient géométrique k (Parasnis, 1986)

	Wenner - α $K=2\pi a$		Dipôle - Dipôle $K=\pi n(n+1)(n+2)a$
	Wenner - β $K=6\pi a$		Pôle - Pôle $K=2\pi a$
	Wenner - γ $K=3\pi a$		Pôle - Dipôle (avant) $k=2\pi n(n+1)a$
	Wenner - Schlumberger $K=\pi n(n+1)a$		Pôle - Dipôle (arrière) $K=2\pi n(n+1)a$

**A 7 : Dispositifs et facteurs de profondeur utilisés dans la détermination
de la profondeur d'investigation selon Edwards, 1977**

Dispositif	Z_e/a	Z_e/L
Wenner – Schlumberger		
n = 1	0.519	0.173
n = 2	0.925	0.186
n = 3	1.318	0.189
n = 4	1.706	0.190
n = 5	2.093	0.190
n = 6	2.478	0.191
n = 7	2.863	0.191
n = 8	3.247	0.191
n = 9	3.632	0.191
n = 10	4.015	0.191
Dipôle – dipôle		
n = 1	0.416	0.139
n = 2	0.697	0.174
n = 3	0.962	0.192
n = 4	1.220	0.203
n = 5	1.476	0.211
n = 6	1.730	0.216
n = 7	1.983	0.220
n = 8	2.236	0.224
Pôle – dipôle		
n = 1	0.519	0.296
n = 2	0.925	0.308
n = 3	1.318	0.330
n = 4	1.706	0.341
n = 5	2.093	0.349
n = 6	2.478	0.354
n = 7	2.863	0.358
n = 8	3.247	0.361
Pôle – Pôle	0.867	

A 8 : Principe de l'induction magnétique (Chouteau et Giroux, 2006)



A 9 : Caractéristiques de quelques stations VLF

Nom	Fraquence (Khz)	Puissance (KW)	Localisation
FUO	15.1	500	Bordeaux, France
GBR	16.0	750	Rugby, Angleterre
JXZ	16.4	350	Helgeland, Norvège
UMS	17.1	1000	Moscou, Russie
NDT	17.4	200	Yosami, Japon
NWC	22.3	1000	Exmouth, Australia
NPM	23.4	512	Lualualei, HI, Etats-Unis
NAA	24.0	1800	Cutter, MA, Etats-Unis
NLK	24.8	200	Jim Creek, WA, Etats-Unis
NAU	28.5	100	Aguada, Puerto Rico