

N° d'ordre

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Thèse

pour l'obtention du diplôme de

Doctorat en Sciences de la Terre

Option : Géophysique Appliquée

Thème :

UTILISATION DES DISPOSITIFS DE GEOPHYSIQUE ELECTRIQUE

NON CLASSIQUES

POUR L'ETUDE DES COUCHES GEOLOGIQUES PROFONDES :

CAS DES CHOTTS EL GHARBI ET CHERGUI

Présentée par

MAHAMMED Djilali Morad

Soutenue le, 18 /10 / 2012 devant le Jury

Mr. MAHBOUBI Mahammed	Professeur, Université d'Oran	Président
Mr. TOUBAL Ahmed Chérif	Professeur, Université USTHB Alger	Directeur
Mr. ISSAADI Abderrahmane	Professeur, Université USTHB Alger	Examinateur
Mr. AYADI Abdelhakim	Directeur de Recherches, CRAAG Alger	Examinateur
Mr. MANSOUR Hamidi	Maître de Conférences A, Université d'Oran	Examinateur
Mr. HASSANI Moulay Idriss	Maître de Conférences A, Université d'Oran	Examinateur

Oran 2012

R E M E R C I E M E N T S

A l'issue de ce travail, je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à sa réalisation.

Ma reconnaissance va en premier lieu à mon Directeur de Thèse, Professeur Ahmed Chérif TOUBAL, dont la confiance n'a pas failli à mon égard,

Egalement à Mr. le Professeur Abderrahmane ISSAADI, qui a mis sa compétence et son expérience pour juger ce travail,

Mr.le Professeur Mahammed MAHBOUBI, mon collègue de tant d'années qui a accepté, avec satisfaction, de présider ce jury.

Mon collègue Abdelhakim AYADI, Directeur de recherche au CRAAG, qui s'est joint avec toute son énergie, pour donner son appréciation à cette recherche,

Mes proches collègues, Mrs. Hamidi MANSOUR et Moulay Idriss HASSANI, qui ont accepté tout naturellement de faire partie de ce jury,

Mes pensées vont enfin à tous mes proches, ma famille pour leur immense abnégation et compréhension.

TABLE des MATIERES

	Page
INTRODUCTION	9
<u>CHAPITRE I : FONDEMENTS DE LA METHODE DE PROSPECTION ELECTRIQUE DU SOUS-SOL</u>	14
I-1 : Résistivité-Potentiel et Champ électriques	14
I-2 : Nécessité du quadripôle pour les mesures électriques	15
I-3 : Les Sondages électriques	15
I-3-1 : Sondage Schlumberger	16
I-3-2 : Sondage Wenner	16
I-3-3 : Sondage Dipôle	17
I-3-4 : Relation primordiale entre résistivité Dipôle et résistivité Schlumberger	18
I-3-4-1 : Champ unipolaire	18
I-3-4-2 : Champ Schlumberger	18
I-3-4-3 : Champ Dipôle	19
I-3-4-3-1 : dipôle équatorial	19
I-3-4-3-2 : dipôle polaire	19
I-3-4-3-3 : Généralisation pour d'autres dispositifs dipolaires	20
I-3-5 : Avantages et inconvénients des Sondages Dipôle et Schlumberger	22
I-3-6 : Dispositif Bipôle-dipôle	23
I-3-7 : Dispositif 2-electrode	23
I-3-8 : Dispositif 3-electrode	24
I-3-9 : Dispositif carré	24
<u>CHAPITRE II : PROFONDEURS D'INVESTIGATION DES DISPOSITIFS ELECTRIQUES</u>	
II-1 : Cas des couches avec un substratum très résistant	25
II-2 : Courbe caractéristique de la profondeur d'investigation DIC	26
II-3 : Profondeur effective d'investigation	27
II-4 : Pouvoir de résolution et Fonction de Sensibilité	29
II-5 : Conclusion	32
<u>CHAPITRE III : CAPACITES DE DETECTION DE CIBLES ENTERREES POUR DIFFERENTS DISPOSITIFS ELECTRIQUES ET ELECTROMAGNETIQUES</u>	
III-1 : Veines minières conductrices	33
III-2 : Mesures en laboratoire sur des cibles très résistantes	34
III-3 : Conclusions sur la détection des cibles en laboratoire	36
III-4 : Veines minières résistantes	38
III-5 : Effet des électrodes non actives à l'infini pour le 2-electrode	39
III-6 : Problème d'une sphère conductrice enterrée	40
III-7 : Comparaison avec les méthodes électromagnétiques de faible profondeur : le Géoradar	42
III-7-1 : Principe du Géoradar	43
III-7-2 : Profondeur de pénétration	43
III-7-3 : Expérimentation	44
III-7-3-1 : Détection de cavités souterraines de dissolution	44
III-7-3-1-1 : contexte géologique	45
III-7-3-1-2 : problème posé après l'emploi de la géophysique électrique	45
III-7-3-1-3 : utilisation de Géoradar	47
III-7-3-2 : Utilisation du Géoradar pour établir les causes d'un affaissement de chaussée	50

III-7-3-3 : Utilisation du Géoradar pour la détection de réseaux de canalisations enterrées	52
---	----

CHAPITRE IV : INTERPRETATION QUANTITATIVE DES COURBES DE SONDAGES ELECTRIQUES AVEC DIFFERENTS DISPOSITIFS

IV-1 : Traitement numérique des courbes de Sondages électriques Schlumberger	54
IV-1-1 : Introduction de la Transformée de résistivité T	55
IV-1-2 : Transformations à l'aide de Filtres numériques	55
IV-1-3 : Détermination de la Transformée de résistivité T à l'aide des paramètres de couches	56
IV-1-4 : Interprétation Indirecte- Calcul des courbes de Sondages électriques	57
IV-1-5 : Interprétation Directe donnant la prédominance à T	57
IV-1-5-1 : Méthode du gradient	57
IV-1-5-2 : Exemple théorique	58
IV-1-5-3 : Amélioration du programme de calcul	60
IV-1-6 : Interprétation Directe non conventionnelle ne donnant pas la prédominance à T	61
IV-1-6-1 : 1 ^{er} méthode de Zohdy	61
IV-1-6-1-1 : Principe de la méthode	61
IV-1-6-1-2 : Caractéristiques du programme de calcul	62
IV-1-6-1-3 : Exemple de traitement	63
IV-1-6-2 : 2 ^{ème} méthode de Zohdy	64
IV-1-6-2-1 : 1 ^{er} étape de décalage des profondeurs	65
IV-1-6-2-2 : 2 ^{ème} étape d'ajustement des résistivités	66
IV-1-6-2-3 : Application à une courbe Sev A2 (Chott el Gharbi)	67
IV-1-7 : Interprétation Directe par la méthode « inversion linéaire généralisée »	68
IV-1-8 : Corps enterrés de forme quelconque : méthode des différences finies	70
IV-2 : Traitement des données obtenues avec les dispositifs dipolaires	71
IV-2-1 : Interprétations Indirecte et Directe	71
IV-2-1-1 : Interprétation Indirecte : dispositifs radial et perpendiculaire	71
IV-2-1-2 : Interprétation Directe	73
IV-2-1-2-1 : exemple de calcul d'une courbe $T_{(1)}$	73
IV-2-1-2-2 : Interprétation Directe	75
IV-2-2 : Transformation d'une courbe Dipôle en une courbe Schlumberger (et inversement)	76
IV-2-2-1 : Transformation de résistivités dipolaires en résistivités Schlumberger	77
IV-2-2-2 : Transformation des résistivités Schlumberger en résistivités dipolaires	79
IV-2-3 : Traitement des courbes du dispositif 2-electrode (Pôle-pôle)	80
IV-2-4 : Traitement des courbes du dispositif Bipôle-dipôle	81
IV-2-4-1 : Potentiel créé par le Bipôle	81
IV-2-4-2 : Déduction de la résistivité apparente pour les divers dispositifs	82
IV-2-4-2-1 : Bipôle-dipôle polaire	83
IV-2-4-2-2 : Bipôle -dipôle équatorial	83
IV-2-4-2-3 : Bipôle-dipôle perpendiculaire	84
IV-2-4-2-4 : Processus de calcul pour un modèle théorique	84
IV-2-5 : Traitement des données du dispositif carré	85
IV-2-5-1 : Principe	85
IV-2-5-2 : Application du dispositif électrique carré à la détermination de l'anisotropie électrique de terrains calcaires : cas de l'aquifère du Djebel Murdjadjo	86
IV-2-5-2-1 : Contexte géographique	86
IV-2-5-2-2 : Contexte géologique	87
IV-2-5-2-3 : Fracturation dans le Djebel Murdjadjo	88
IV-2-5-2-4 : Approche géophysique	90
IV-2-5-2-4-1 : Etude par Sev	90

IV-2-5-2-4-2 : Calcul de la Résistance Transversale Totale	93
IV-2-5-2-4-3 : Mesures azimutales des résistivités	95
IV-2-5-2-4-4 : Lien entre l'anisotropie et le degré de fracturation	100
IV-2-5-2-4-5 : Conclusions sur les mesures azimutales	102

CHAPITRE V : APPLICATIONS DES DISPOSITIFS ET DES METHODES DE TRAITEMENT DES MESURES ELECTRIQUES DANS LES REGIONS DE CHOTT EL GHARBI ET CHOTT CHERGUI

V-1 : Résultats de campagnes géophysiques dans le Chott el Gharbi	103
V-1-1 : Situation géographique	104
V-1-2 : Cadre géologique et aperçu structural	105
V-1-3 : Stratigraphie	106
V-1-4 : Hydrogéologie du Chott el Gharbi	108
V-1-5 : Résultats des études géophysiques	109
V-1-5-1 : Etude dans le secteur de Oglat Jaouania	109
V-1-5-1-1 : Type de Sev	110
V-1-5-1-2 : Echelle de résistivités	111
V-1-5-1-3 : Résultats	112
V-1-5-1-3-1 : Coupes géoélectriques	112
V-1-5-1-3-2 : Carte de résistivités apparentes AB=4000m	113
V-1-5-1-3-3 : Carte du Jurassique moyen ou inférieur	114
V-1-5-2 : Etude dans le secteur de Oglat Moussa	115
V-1-5-2-1 : Coupes géoélectriques	115
V-1-5-2-2 : Carte de résistivités apparentes AB=1000m	116
V-1-5-2-3 : Carte des épaisseurs du niveau très résistant	117
V-1-6 : Conclusions sur l'étude sur Chott el Gharbi	119
V-2 : Résultats de campagnes géophysiques dans le Bassin de Chott Chergui	120
V-2-1 : Géologie du Bassin de Chott Chergui	121
V-2-2 : Contexte hydrogéologique	121
V-2-3 : Tectonique	122
V-2-4 : Etude géophysique dans la région de Mécheria	123
V-2-4-1 : Contexte géographique	123
V-2-4-2 : Contexte géologique	124
V-2-4-3 : Résultats des mesures géophysiques	124
V-2-5 : Etude géophysique dans la région au Nord d'El Kheiter	130
V-2-5-1 : Informations géologiques	130
V-2-5-2 : Interprétation des Sev par le logiciel IPI2	130
V-2-5-3 : Echelle de résistivités	131
V-2-5-3-1 : Courbe du Sev étalon CC1	131
V-2-5-3-2 : Courbes des Sev étalons CC2 et CC3	132
V-2-5-3-3 : Echelle de résistivités	134
V-2-5-4 : Etude dans le secteur de Tidjerht	134
V-2-5-4-1 : Coupes géoélectriques	134
V-2-5-4-2 : Analyse statistique des résultats des coupes	135
V-2-5-4-3 : Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000m	138
V-2-5-4-4 : Interprétation des données du secteur de Tidjerht	139
V-2-5-5 : Etude dans le secteur de Maamoura	141
V-2-5-5-1 : Carte de résistivités apparentes AB = 1000m	141
V-2-5-5-2 : Interprétation des données du secteur de Maamoura	142
V-2-5-6 : Etude dans le secteur de Mkam Sidi Khelifa	
V-2-5-6-1 : Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000m	144
V-2-5-6-2 : Interprétation des données de Mkam Sidi Khelifa	145

CHAPITRE VI : APPLICATIONS DES DISPOSITIFS ELECTRIQUES
NON CONVENTIONNELS
DANS L'ETUDE DES CHOTTS

VI-1 : Choix des dispositifs dipolaires et des méthodes de traitement	146
VI-1-1 : Préférence au Bipôle-dipôle	146
VI-1-2 : Extension des lignes de mesures	147
VI-1-3 : Evaluation du rapport des longueurs de câbles électriques utilisés	148
VI-1-4 : Calcul du coefficient géométrique K pour un dispositif dipolaire non idéal	149
VI-1-4-1 : K équatorial	150
VI-1-4-2 : K polaire	150
VI-2 : Application des Bipôles-dipôles	
VI-2-1 : Exécution du Bipôle-dipôle équatorial BDE-1 dans le secteur de Maamoura	150
VI-2-1-1 : choix du point de mesure	150
VI-2-1-2 : mode d'exécution de la mesure	151
VI-2-1-3 : résultats des mesures	152
VI-2-2 : Analyse des couches en profondeur à l'aide du Bipôle-dipôle équatorial BDE-2 et du Bipôle-dipôle polaire BDP-1 du secteur de Tidjerht	153
VI-2-2-1 : exécution du BDE-2	153
VI-2-2-2 : exécution du BDP-1	153
VI-2-3 : Détermination de la profondeur du substratum dolomitique utilisant la transformation des courbes Schlumberger en courbes dipolaires	154
VI-2-3-1 : principe du calcul	154
VI-2-3-2 : application à la courbe du sondage étalon CC1-Chott Chergui	155
VI-3 : Conclusion	156

CHAPITRE VII : APPORT DE LA GEOPHYSIQUE ELECTRIQUE A LA CONNAISSANCE
DU CONTEXTE GEOLGIQUE ET STRUCTURAL DE LA PERTE DE L'OUED EL MALAH ET DU
ROLE DES EAUX INFILTREES DANS L'ALIMENTATION DES NAPPES PROFONDES SUD
ATLASIQUES (DJEBEL AMOUR, ATLAS SAHARIEN, ALGERIE)

<i>VII-1 : Introduction</i>	157
<i>VII-2 : Contexte géologique général</i>	160
<i>VII-3 : Prospection électrique dans la région de l'Oued El Malah</i>	162
<i>VII-4 : Les pertes de l'Oued El Malah</i>	169
<i>VII-5 : Conclusion</i>	170

CONCLUSION GENERALE 171

BIBLIOGRAPHIE 175

ANNEXES 179

LISTE DES FIGURES

- Fig.1 Equipotentiels et lignes de courant dans un sol homogène
Fig.2 Dispositif Schlumberger
Fig.3 Dispositifs Dipôle
Fig.4 Champ unipolaire
Fig.5 Dipôle équatorial
Fig.6 Dipôle polaire
Fig.7 Généralisation de la formule reliant la résistivité Dipôle et la résistivité Schlumberger- Valeurs de α
Fig.8 Dispositif 2-electrode
Fig.9 Dispositif électrique carré
Fig.10 Profondeurs d'investigation pour différents dispositifs
Fig.11 Courbes deux-terrains pour k (coefficient de réflexion) = 0.6 et 0.9 et pour différents dispositifs
Fig.12 Courbe de profondeur d'investigation caractéristique (NDIC) pour le dispositif Wenner
Fig.13 Géométrie des différents dispositifs
Fig.14 Fonction de sensibilité pour certains dispositifs
Fig.15 Fonction de sensibilité pour un milieu isotrope
Fig.16 Fonction de sensibilité pour un milieu anisotrope
Fig.17 Profils de résistivité apparente avec les dispositifs Wenner, Schlumberger et 2-electrode au-dessus d'une cible conductrice.
Fig.18 Courbes de Sondages pour une couche résistante verticale
Fig.19 Courbes de sondages électriques au-dessus d'un cylindre horizontal résistant
Fig.20 Cas de la sphère
Fig.21 Profils de résistivités apparentes au-dessus de veines résistantes pour les dispositifs 2-electrode et Wenner
Fig.22 Effet des électrodes non actives
Fig.23 Sphère conductrice enterrée
Fig.24 Pseudo-section de résistivité pour le dispositif Schlumberger
Fig.25 Pseudo-section de résistivité pour le dispositif Wenner
Fig.26 Pseudo-section de résistivité pour les dispositifs dipôles polaire (a) et équatorial (b)
Fig.27 Schéma de principe du Géoradar
Fig.28 Carte d'iso-résistivités $AB=15m$ et positions des profils de Géoradar
Fig.29 Permittivité effective pour différents matériaux géologiques
Fig.30 Conductivité effective pour différents matériaux géologiques (Jeannin, 2005)
Fig.31 radargrammes caractéristiques montrant des cavités
Fig.32 Coupe géologique de la falaise
Fig.33 radargrammes indiquant l'affaissement
Fig.34 radargrammes indiquant différents types de canalisations enterrées
Fig.35 Processus d'interprétation directe d'une courbe de Sondage électrique
Fig.36 Processus d'interprétation directe d'une courbe de sondage électrique (1^{ère} méthode de Zohdy)
Fig.37 Interprétation directe d'une courbe Sev CC1 (Chott Chergui)
Fig.38 Processus d'interprétation directe d'une courbe de sondage électrique (2^{ème} méthode de Zohdy)
Fig.39 Application de la méthode de Zohdy à la courbe de sondage électrique A2 (Oglat Jaouania- Chott el Gharbi)
Fig.40 modèle discrétisé d'une structure de résistivités ρ_1, ρ_2, ρ_3
Fig.41 Interprétation indirecte : courbes de sondages électriques Dipôles radial et perpendiculaire
Fig.42 Calcul de la Transformée de résistivité de la courbe d'un Dipôle radial et interprétation directe par la méthode du gradient

- Fig.43 Transformation d'une courbe de Dipôle radial en courbe Schlumberger
- Fig.44 Filtre de transformation
- Fig.45 Transformation de courbe Schlumberger en courbe dipôle radial
Cas du Sev étalon CC1-chott Chergui
- Fig.46 Composante azimutale du champ E_{θ} créée par le Bipôle de courant AB
- Fig.47 Calcul des courbes de sondages électriques pour les dispositifs
Bipôle-dipôle polaire, équatorial et perpendiculaire
Calcul de la courbe 2-electrode
- Fig.48 Plan de situation générale du Djebel Murdjadjo
- Fig.49 log géologique synthétique du Djebel Murdjadjo
- Fig.50 Histogrammes polaires de distribution des fractures par classe d'orientation
- Fig.51 Image satellite montrant les failles
- Fig.52 Emplacement des sondages électriques dans la zone d'étude, représentation des courbes de résistivité apparente AB = 200 m.
- Fig.53 Coupe géoélectrique et pseudo-section du profil A, courbe caractéristique d'un Sev (Tam 1)
- Fig.54 Coupe géoélectrique du profil B
- Fig.55 Tracé de la courbe Transformée de la Section géoélectrique réciproque
- Fig.56 Dispositif électrique carré à la surface d'un sous-sol anisotrope
- Fig.57 Diagrammes polaires de variations de résistivités en fonction de l'azimut
- Fig.58 Situation générale des études dans les bassins de
Chott el Gharbi et Chott Chergui
- Fig.59 Situation géographique du Chott el Gharbi
- Fig.60 Interprétation Sev B6 Chott el Gharbi
- Fig.61 Coupes Géoélectriques A, B et C (Oglat Jaouania)
- Fig.62 Carte des résistivités AB = 4000 m (Oglat Jaouania)
- Fig.63 Carte des profondeurs des dolomies du Jurassique
- Fig.64 Coupes géoélectriques Q et Z de Oglat Moussa
- Fig.65 Carte des résistivités apparentes AB = 1000m
- Fig.66 Carte des épaisseurs du niveau très résistant du nord
- Fig.67 Bloc diagramme géologique du bassin du Chott Chergui (partie orientale)
- Fig.68 Coupe géoélectrique B indiquant les mesures du Trainé (AB=150m)
et les courbes de sondages électriques
- Fig.69 Coupe géoélectrique X indiquant les résultats du Trainé (AB=150m)
et les sondages électriques
- Fig.70 Coupe F avec à son centre le synclinal de Touifza
- Fig.71 Carte de synthèse des résultats géophysiques dans le secteur
entre Mécheria et Naâma
- Fig.72 Log géologique du Sondage électrique étalon CC-1
- Fig.72a Sondage électrique étalon au forage CC-2
- Fig.72b Sondage électrique étalon au forage CC-3
- Fig. 73 Coupe géoélectrique A (secteur Tidjerht), pseudo-section et
courbe de fréquences(en %) des résistivités apparentes du profil
- Fig.74 Carte de corrélation entre les paramètres
- Fig.75 Conductances aux Sev A1, A2 et A3
- Fig.75a Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000 m (Secteur de Tidjerht)
- Fig.76 Coupe géoélectrique A (secteur Maamoura), pseudo-section et
courbe de fréquences(en %) des résistivités du profil
- Fig.77 Coupes géoélectriques D et G (secteur Maamoura) et pseudo-sections
- Fig.78 Conductances aux Sev D1, D2, D3, D4 et D5 (secteur Maamoura)
- Fig.78a Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000 m (Secteur de Maamoura)
- Fig.79 Coupes géoélectriques A et E et pseudo-sections de Mkam Sidi Khalifa
- Fig.80 Conductances aux Sev E1, E2, E3, E4 et E5 (secteur Mekam Sidi Khelifa)
- Fig.81 Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000 m (Secteur de Mkam Sidi Khalifa)
- Fig.82 Comparaison des élongations pour une même profondeur d'investigation Z
- Fig.83 Détermination du coefficient géométrique K
pour le dispositif dipolaire AB-MN
- Fig.84 Courbes du Sondage Bipôle BDE-1 - expansion bidirectionnelle

Fig.85 Courbes des sondages BDE-2 et BDP-1
Fig.86 Calcul de la profondeur des calcaires par la transformée
du Sev Schlumberger en courbe dipôle polaire

Fig.VII.1 Carte piézométrique de la nappe du Continental Intercalaire et du grand Erg Occidental
Fig.VII.2 Carte hydrogéologique du Sahara Nord Occidental
Fig.VII.3 Coupe géologique : Tadjrouna jusqu'au nord-est d'El Goléa
Fig.VII.4 Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000
Fig.VII.5 Sondages électriques étalons près de forages
Fig.VII.6 Carte d'isorésistivité apparente pour AB = 200 m
Fig.VII.7 Coupes géoélectriques
Fig.VII.8 Traîné électrique au niveau de la zone de perte de l'oued El Malah (AB = 150m)
Fig.VII.9 Sondages électriques . Zone de pertes de l'oued El Malah

LISTE DES TABLEAUX

Tab.1 Profondeurs d'investigation effective Z_e
Tab.2 Résolution verticale pour différents dispositifs
Tab.3 Profondeurs de détection pour les cibles très résistantes ou très conductrices
Tab.4 Résultats des magnitudes pour différents dispositifs
Tab.5 Paramètres physiques de certains matériaux
Tab.6 Résultats du programme d'Interprétation directe- courbe théorique
Tab.7 Interprétation directe – courbe théorique
Tab.8 Résultats du programme de calcul d'Interprétation directe
Tab.9 Coefficients du Filtre de calcul des courbes de Dipôles
Tab.10 Valeurs calculées des courbes de résistivités apparentes des dipôles radial et perpendiculaire
Tab.10 Coefficients du Filtre pour le calcul des Transformées de résistivités
Tab.11 Calcul de la Transformée $T_{(1)}$ de la courbe du Dipôle radial pour la succession $(\rho_j, h_j)=(1,5,20 ; 1,15)$
Tab.12 Résultats du programme d'Interprétation directe d'une courbe de dipôle radial
Tab.13 Coefficients du Filtre de transformation de la courbe Dipôle à la courbe Schlumberger
Tab.14 Valeurs de résistivités Schlumberger issues de la transformation des résistivités du dipôle radial
Tab.15 Coefficients du filtre de transformation d'une courbe Schlumberger en courbe dipôle polaire
Tab.16 Coefficients du Filtre pour le calcul de courbes de sondages électriques 2-electrode
Tab.17 Comparaison entre le facteur d'anisotropie, la Résistance Transversale totale et la lithologie des formations géologiques
Tab.18 Estimation de la porosité des calcaires à l'aide des mesures azimutales
Tab.19 Echelle de résistivités des formations dans le Chott el Gharbi
Tab.20 Productivité des nappes du bassin de Chott el Gharbi
Tab.21 Coefficients d'incertitude sur les paramètres du Sev A1
Tab.22 Coefficients de corrélation entre les paramètres pour le Sev A1
Tab.23 Demi-longueurs L du Bipôle et distances r au Dipôle
Tab.24 Résultats de l'exécution du sondage BDE-1
Tab.25 Résultats de l'exécution des Sondages BDE-2 et BDP-1
Tabl.VII.1 Valeurs des résistivités des formations

ANNEXES

Annexe 1 : Premiers travaux de Conrad Schlumberger (1912)

Annexe 2 : Coupe lithologique du Forage CG2- El Kasdir-Chott el Gharbi

Annexe 3 : Coupe lithologique du Forage H33 Mekmen Ben Amar-Chott el Gharbi

Annexe 4 : Coupe lithologique du Forage Abdelmoula 95- Chott el Gharbi

Annexe 5 : Coupe lithologique du Forage E10 bis Mekmen Ben Amar-Chott el Gharbi

Annexe 6 : Coupe lithologique du Forage CC2-Chott Chergui

Annexe 7 : Coupe lithologique du Forage CC3-Chott Chergui

Annexe 8 : Coupe lithologique du Forage F34-Chott Chergui

Annexe 9 : Programme de calcul de la courbe du sondage
Bipôle-dipôle polaire BDP-1

Annexe 10 : Sondages électriques de la région au Nord d'El -Kheiter (Bassin de Chott Chergui) : valeurs brutes des résistivités apparentes

INTRODUCTION

Les besoins croissants des ressources hydriques souterraines dus au développement des régions a induit ces dernières décennies la mobilisation accrue de moyens d'investigation faisant appel aux outils de plus en plus performants des Sciences de la Terre.

La formidable réserve que constituent les aquifères souterrains, qui sur une tranche de 4000 m, enfermeraient 22,2 % des eaux douces, c'est-à-dire par conséquent beaucoup plus que peuvent représenter fleuves, rivières, lacs et mers intérieures, représente un objectif primordial.

D'autre part, à côté de cet objectif investiguant des terrains plus ou moins profonds, s'est forgée ces dernières décennies, une prise de conscience des problèmes environnementaux liés à la pollution du sous-sol, à la découverte de vestiges anciens, ainsi qu' à la mobilisation de sites d'urbanisation dans des aires épargnées jusque là à cause d'un sous-sol à risque, par la frénésie immobilière etc..

De ce fait, et de la panoplie des diverses méthodes d'investigation, la prospection géophysique par injection dans le sol de courant électrique continu, peut par définition, embrasser l'investigation des horizons superficiels d'alluvions, jusqu'aux formations bien plus profondes. L'estimation effectuée, d'une part, sur les résistivités des couches du Manteau supérieur (Meunier, 1976), montre que sa profondeur d'investigation est théoriquement illimitée. D'autre part, un regain d'intérêt certain se manifeste pour ces méthodes dans leur application efficace à divers problèmes environnementaux de subsurface, par le biais de l'imagerie électrique, ainsi que dans l'approche des propriétés mécaniques de matériaux naturels ou de construction (Lataste, 2002).

Après la première expérience de Fox (1833), puis Maxwell (1891) qui le premier, préconise l'emploi du quadripôle pour la mesure électrique du sol, Schlumberger (1912) établit les fondements théoriques de cette méthode.

La première approche de résolution des données de terrain a consisté essentiellement à résoudre le Problème direct électrique, c'est-à-dire calculer la réponse (sous forme d'une différence de potentiel) d'un modèle de terrain ou d'objet sollicité par des injections de courant continu. Les méthodes analytiques fournissent des solutions précises à ce problème de modélisation, cependant les hypothèses sont souvent simplificatrices. On peut évoquer à ce sujet l'interprétation par les courbes précalculées, ou la résolution intégrale des corps de forme complexe.

La seconde approche, qui fait plus appel aux méthodes numériques, est de résoudre le Problème inverse, c'est-à-dire de déterminer les propriétés physiques (paramètres) du sous-sol à partir des données mesurées sur terrain. C'est cette approche qui s'est développée par l'introduction des filtres linéaires qui a permis plus de rapidité et de précision au calcul.

Cependant, le problème de non unicité de la solution inhérent à la méthode a nécessité le recours à une approche tenant compte de l'information a priori et de l'application de la statistique bayésienne (Pous et al, 1987). Des développements plus récents pour l'inversion font appel aux méthodes dites d'optimisation globale, dont celle par essaims particulaires (PSO) fondée sur la collaboration d'individus à la recherche d'une meilleure solution à un problème d'optimisation (Fernandez Martinez et al, 2008).

L'évolution a donc certes touché les méthodes de traitement des données, mais également les dispositifs : ainsi, après les dispositifs de Wenner (1915) et de Schlumberger (1920), une autre classe apparaît en Russie (1938) et ceci afin de minimiser les phénomènes électromagnétiques induits par la proximité des circuits de courant et de voltage. Les fondements théoriques de cette technique, appelée dipôle-dipôle, qui a l'avantage d'économie de câbles, sont établis par Al'pin (1950).

Malgré les efforts de l'école russe entraînée par ce dernier, la pratique de cette méthode est restée limitée (Berdichevski et al, 1966) essentiellement à cause de l'indisponibilité ou du calcul algébrique complexe des courbes d'abaques pour

l'interprétation. A ce titre, Zohdy (1969) a utilisé le dipôle équatorial afin de compléter pour de plus grandes profondeurs ses mesures de caractérisation de certains aquifères au Texas, entamées avec le Schlumberger.

Cependant depuis la résolution du problème direct des courbes de sondages effectués pour les milieux stratifiés, faisant intervenir la théorie des filtres linéaires (Ghosh, 1971), la méthode des dipôles a profité de cette avancée (Nyman et Landisman, 1977) , ainsi que la possibilité de lui appliquer et de résoudre les problèmes direct et inverse. Des études sur les possibilités de conversion des données des dipôles ont été également effectuées par Alfano(1980), qui relève la nécessité de leurs transformations en données Schlumberger.

Cependant, les annonces d'expérimentation avec ces dispositifs restent encore peu nombreuses, malgré les études théoriques complètes sur ce sujet et sur des variantes telles les dispositifs Pôle-pôle, Pôle-dipôle (Das et Verma, 1980), carré (Habberjam, 1972), etc...

L'un des objets de ce travail est d'expérimenter ces dispositifs sur des zones où le Schlumberger avait déjà été utilisé. Le traitement de leurs mesures s'inspire largement des deux approches d'interprétations directe et indirecte pour les dispositifs classiques (Koefoed, 1972) qui toutes deux nécessitent de recourir aux procédures de minimisation entre la donnée expérimentale et la donnée calculée. Parmi celles-ci, la *steepest descent* (méthode de gradient), qui suit une procédure itérative, sera exposée dans ce travail. La possibilité d'envisager un modèle exhaustif de couches à partir des données de terrain a été réalisée par Zohdy (1989), ce traitement méconnu sera également appliqué à certaines de nos mesures.

La région des Chotts de l'ouest algérien a offert le terrain d'application pour déployer ces dispositifs géophysiques. Cependant, comme ce travail a surtout un intérêt méthodologique, nous présenterons également des analyses avec le dispositif carré effectuées dans une autre aire géographique, au Nord, dans le Djebel Murdjadjo, de même que des applications touchant à des problèmes spécifiques plus près de l'agglomération oranaise et permettant d'effectuer une comparaison entre les méthodes électrique et électromagnétique.

Le Chott Gharbi attire d'une façon continue, et jusqu'à ce jour, l'attention pour ses potentialités hydriques contenues dans les formations du Tertiaire et du Secondaire.

Les informations géophysiques exposées auront pour objectif d'identifier les terrains et de décrire les structures hydrogéologiques favorables.

Une région limitrophe est la zone comprise entre Mécheria et Naama, et située au sud du Djebel Antar, dans le sud-ouest du bassin de Chott Chergui. L'intérêt de son étude est de décrire la présence et la structure des formations de calcaires dolomitiques qui affleurent au Djebel Antar voisin.

Comme troisième terrain d'étude, dans le bassin du Chott Chergui, nous exposerons les différents traitements des mesures que nous avons effectuées (Mahammed, 2005) dans la région d'El- Kheiter, avec pour but de caractériser les paramètres géophysiques et la structure des couches profondes du Secondaire. Nous appliquerons les dispositifs dipolaires pour observer et analyser leurs résultats et tenterons d'exploiter leurs informations.

L'ensemble des parties de ce travail a pour base expérimentale la mesure d'un champ électrique dans le sol. Il est alors nécessaire de présenter en préliminaire les fondements de la méthode électrique, les différents dispositifs et en second, leurs performances par rapport à des objectifs d'abord superficiels puis plus profonds.

Une troisième partie exposera leurs profondeurs d'investigation. Les études présentées dans ce contexte concernent des objectifs peu profonds, cependant elles permettront d'effectuer une comparaison des performances des différents dispositifs.

Une comparaison sur les performances de la méthode électrique avec celle du Géoradar qui utilise les ondes électromagnétiques de très grandes fréquences, sera présentée sur quelques exemples concrets.

Le traitement automatique des données a été développé avec différentes approches, d'abord pour les dispositifs classiques en recourant à des méthodes peu usitées et méconnues ; puis pour les dispositifs non conventionnels dipolaire et carré. Une analyse entamée après les mesures avec ce dernier, tentera une évaluation de l'anisotropie des calcaires.

Certains résultats de campagnes sur les Chotts Chergui et Gharbi sont présentés, complétés par de nouveaux éléments apportés par quelques mesures avec le dispositif de traîné électrique dont l'intérêt d'utilisation est méconnu et dont nous exposerons l'efficacité sur quelques exemples de terrain. Ainsi, pour illustrer l'intérêt de cette méthode, des mesures que nous avons effectuées portant sur la perte de l'oued El Malah dans son rôle d'alimentation du grand Erg , feront l'objet d'une analyse.

Cependant, l'aspect électrique prédominera dans ce travail concernant les mesures que nous avons effectuées depuis 1978 et des données empruntées de différentes régions d'Algérie où nous avons exercé, et en particulier les Chotts, et constituera l'unité des différentes parties de ce travail.

CHAPITRE I

FONDEMENTS de la METHODE de PROSPECTION

ELECTRIQUE du SOUS-SOL :

La méthode électrique pour l'étude d'un milieu non homogène comme le sous-sol a été très tôt appliquée par Maxwell (1891, in Meunier, 1976) qui suggère l'emploi de quatre électrodes, plutôt que deux, pour mesurer la résistance au flux de courant dans un milieu conducteur.

I-1) Résistivité – Potentiel et Champ électriques :

La résistance d'un cylindre rocheux de longueur L, section S où passe un courant électrique d'une face à l'autre est :

$$R \text{ (ohms)} = \rho \cdot L \text{ (m)} / S \text{ (m}^2\text{)}$$

La constante ρ est la résistivité exprimée en ohm.m.

Dans un demi-espace homogène de résistivité ρ à la surface duquel une électrode injecte un courant I, le potentiel est :

$$V = I \cdot \rho / 2 \pi r \quad r : \text{distance du point d'où s'effectue la mesure à l'électrode}$$

Cette expression montre que dans un sol homogène et isotrope, les surfaces équipotentielles sont pour un seul pôle d'envoi de courant des demi-sphères centrées sur ce dernier. En pratique le courant est envoyé entre deux pôles A et B, ainsi la forme des équipotentielles est plus compliquée mais elles restent sensiblement sphériques au voisinage des pôles, les lignes de courant issues d'un pôle s'incurvant progressivement pour rejoindre l'autre pôle (Fig. 1a).

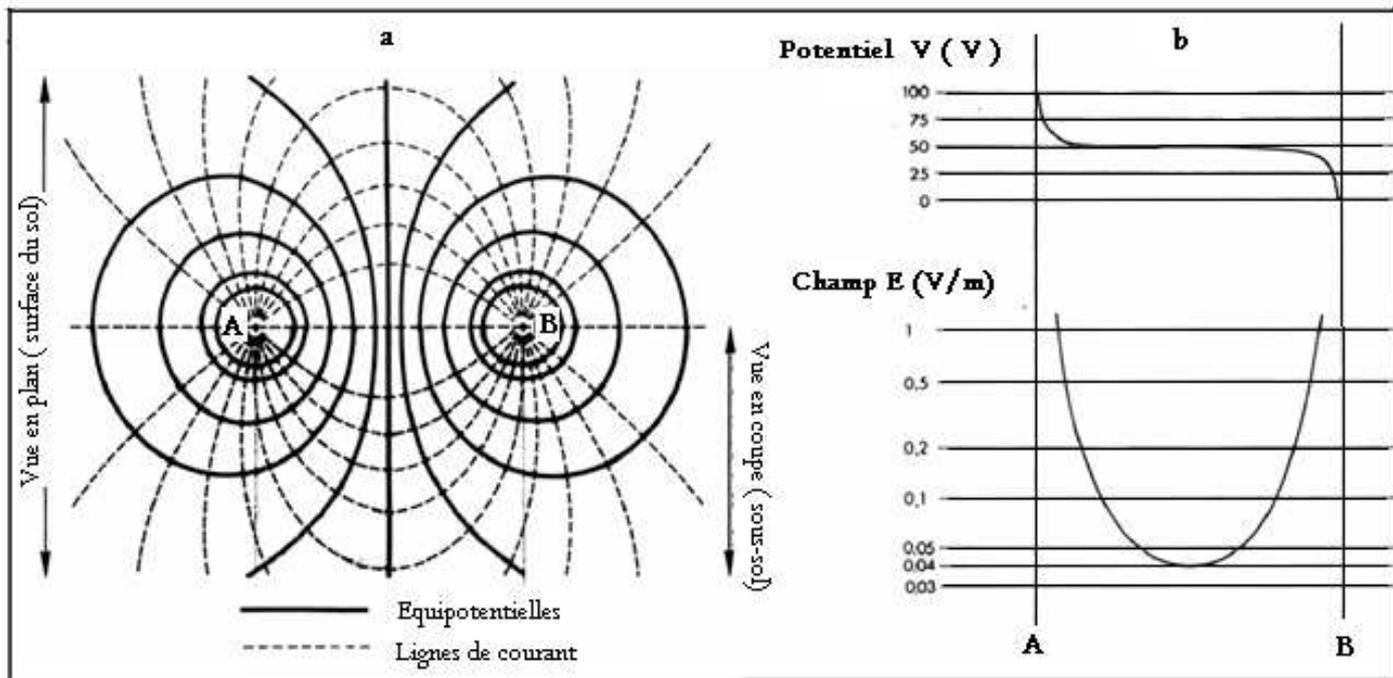


Fig.1 Equipotentielles et lignes de courant dans un sol homogène

I-2) Nécessité du quadripôle pour les mesures électriques:

Le potentiel et son gradient, le champ, évoluent suivant les courbes représentées (Fig.1b) c'est-à-dire que le champ est sensiblement uniforme au voisinage du milieu de l'intervalle qui sépare les deux pôles, tandis que la majeure partie de la chute de potentiel est localisée au voisinage immédiat de chacun d'eux. Cette chute entre deux équipotentiels divisée par le courant émis constitue la résistance du volume de terrain compris entre ces deux surfaces : ce qui signifie que la majeure partie de résistance du sol entre deux prises provient du voisinage immédiat de ces dernières. Le reste du terrain ayant une contribution très faible, il serait évidemment impossible de connaître sa nature par l'étude de la résistance entre deux prises (Kunetz, 1958) .Ceci conforte parfaitement l'argument émis déjà par Maxwell (1891) qui préconise l'emploi d'une seconde paire d'électrodes.

I-3) Les sondages électriques :

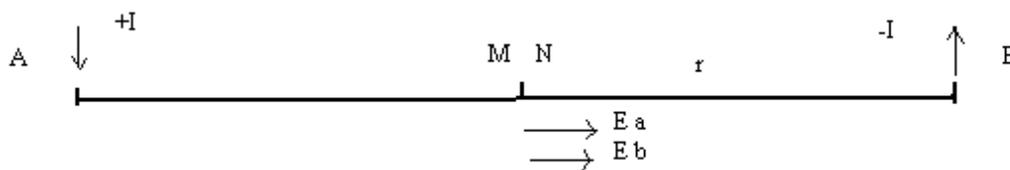
En 1833, Fox (in Meunier,1976) utilisa déjà certaines méthodes électriques pour la prospection du sous-sol, puis Maxwell en 1891 établit la nécessité de recourir à 4 électrodes, mais c'est seulement à partir de 1912 que Conrad

Schlumberger (Annexe 1) posa les bases de la prospection électrique en dégageant en particulier la notion de résistivité apparente.

En effet, quand le demi-espace est constitué de couches stratifiées, son idée a été de considérer cette résistivité apparente qui est la résistivité du milieu homogène donnant avec le même dispositif d'émission et de mesure, le même potentiel. Cette définition sera utilisée plus bas.

Pour une structure horizontale, cette valeur dépend de la configuration d'électrodes.

I-3-1) **Sondage Schlumberger** : parmi les dispositifs de mesure employés, le quadripôle Schlumberger (1925) a été jugé le plus satisfaisant dans la plupart des applications.



MN de dimension négligeable au milieu de AB

Fig.2 Dispositif Schlumberger

D'après le principe de superposition, le champ au milieu de AB est la somme des champs dus aux pôles +I et -I.

I-3-2) **Sondage Wenner** :

La distance entre les électrodes de mesure est cette fois le tiers (1/3) de la longueur AB. Ses avantages sur le dispositif précédent sont :

- une configuration d'électrodes toujours identique : $AM = MN = NB$
- une différence de potentiel mesurée plus élevée, cet avantage étant minimisé par l'élévation des courants telluriques.

Cependant les avantages du dispositif Schlumberger sont plus importants. En effet :

- les hétérogénéités locales perturbent davantage les mesures au moment où passent à leur aplomb les électrodes de mesure MN qu'au passage des pôles d'envoi AB

- ainsi les à-coups de prise seront évités, ou plutôt maintenus constants, à l'intérieur de chacune des séries de mesure correspondant au même MN.

I-3-3) Sondage Dipôle :

Cette technique relativement récente a été introduite par Al'pin (1950). Elle utilise les lignes d'émission AB et de réception MN de dimensions petites par rapport à leur distance.

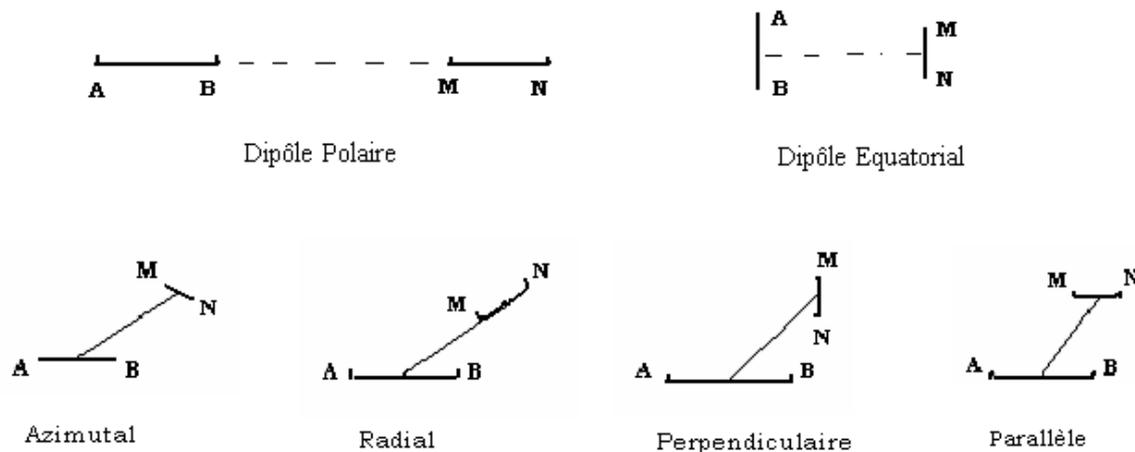


Fig.3 Différentes configurations du dispositif Dipôle

Au départ, ces sondages ont été expérimentés uniquement pour des profondeurs de pénétration supérieures à quelques km. En effet, ils demandent moins de câbles à dérouler, cependant la puissance à fournir à la source est plus importante pour pallier à la faiblesse du champ.

Zohdy (1969) semble avoir été le premier à exploiter dans un but hydrogéologique le dispositif dipolaire pour des profondeurs peu élevées.

Pour cela, il utilisa la relation primordiale (vue plus bas) entre les résistivités apparentes mesurées avec le dispositif Schlumberger et celles mesurées avec le dipôle. Ainsi, les outils d'interprétation largement disponibles pour les mesures obtenues avec le premier dispositif, lui permettent d'être alors utilisés pour traiter les mesures issues du second.

Cette relation déjà établie par Al'pin (1950) dans une étude algébrique complète, peut être trouvée par une démonstration géométrique plus simple. Elle est la base des calculs actuels de transformation des valeurs de résistivités apparentes de n'importe quel dispositif vers un autre dispositif, et ceci en utilisant l'analyse numérique, comme il sera vu plus bas (§ IV-2).

I-3-4) **Relation primordiale entre la résistivité Dipôle et la résistivité Schlumberger :**

I-3-4-1) Champ unipolaire : soit un terrain homogène de résistivité ρ , dans lequel on injecte un courant I au point A, le point B de retour étant rejeté à l'infini (Fig.4).

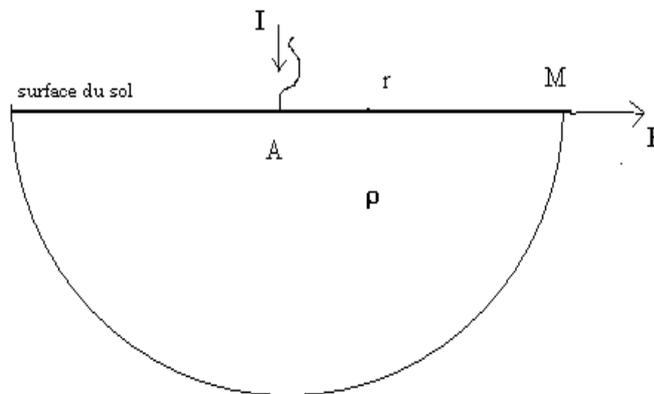


Fig.4 Calcul du champ unipolaire

Au point M, la densité de courant est : $I/2\pi r^2$ et le champ $E = \rho I/2\pi r^2$.

I-3-4-2) Champ Schlumberger : d'après la figure 2, le champ en M est :

$$E = E_A + E_B = \rho I/\pi r^2$$

Dans un terrain quelconque, stratifié horizontalement, la résistivité apparente Schlumberger est donc :

$$\rho_a = E.\pi r^2/I$$

I-3-4-3) Champ Dipôle : nous allons établir la relation importante existant entre les résistivités apparentes des dispositifs dipolaires et Schlumberger (Meunier, 1975).

1- dipôle équatorial : (Fig.5)

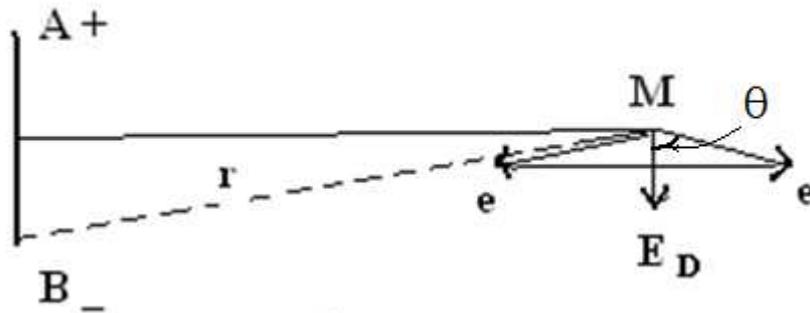


Fig.5 Dipôle équatorial

Le champ unipolaire est : $e = \rho I / 2\pi r^2$, soit le champ du dipôle en M est :

$$E_D = 2e \cdot \cos \theta \quad \text{avec} \quad \cos \theta = AB / 2 \cdot BM$$

On obtient alors : $\rho_D = E_D \cdot 2\pi r^3 / I \cdot AB$

C'est donc la même expression de résistivité apparente ρ_s d'un sondage Schlumberger de distance $AB = 2r$. Ce résultat sera exploité plus loin.

2- dipôle polaire : (Fig.6)

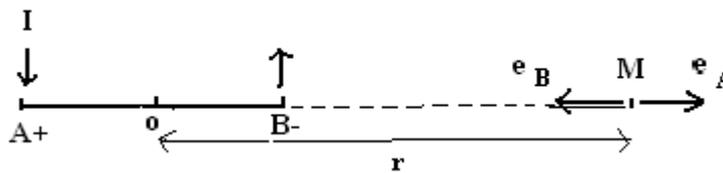


Fig.6 Dipôle polaire

Le champ dû à A est: $e_A = \rho I / 2\pi \cdot (r + AB/2)^2$

Le champ dû à B est: $e_B = \rho I / 2\pi \cdot (r - AB/2)^2$

Soit la résultante négative : $e_A - e_B = -\rho I \cdot AB / \pi r^3$

(en négligeant les termes en $1/AB^2$)

$$\text{Soit } \rho = |e_A - e_B| \cdot \pi r^3 / I \cdot AB \quad (I-1)$$

Ceci dans le cas d'un terrain homogène de résistivité ρ .

Dans le cas d'un terrain stratifié horizontalement, e_A et e_B s'écrivent comme précédemment à condition de remplacer ρ par ρ_{SA} et ρ_{SB} respectivement, c'est-à-dire par les résistivités Schlumberger pour $r = AM$ et $r = BM$.

En négligeant encore le terme en AB^2 , $e_A - e_B$ devient :

$$(I / 2 \pi r). (\rho_{SA} / r+AB - \rho_{SB} / r-AB)$$

$$\text{Soit : } (I/2\pi r^3) \cdot (r \cdot \rho_{SA} - AB \cdot \rho_{SA} - r \cdot \rho_{SB} - AB \cdot \rho_{SB})$$

et à la limite : $\rho_{SA} \rightarrow \rho_{SB} \rightarrow \rho_{SO} = \rho_{Sr}$, quand $A \rightarrow B$

Soit:

$$| e_A - e_B | = (I \cdot AB / \pi r^3) \cdot (- (r/2) \cdot (\rho_{SA} - \rho_{SB}) / AB + \rho_{Sr})$$

et:

$$| e_A - e_B | \cdot \pi r^3 / I \cdot AB = \rho_{Sr} - (r/2) \cdot \delta \rho_{Sr} / \delta r \quad (I-2)$$

en posant: $(\rho_{SA} - \rho_{SB}) / AB = \delta \rho_{Sr} / \delta r$, qui est la pente de la résistivité Schlumberger pour la distance $AB = 2r$.

En identifiant (I-1) et (I-2), on trouve :

$$\rho_D P = \rho_{Sr} - (r/2) \cdot \delta \rho_{Sr} / \delta r$$

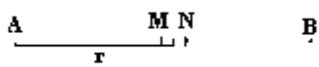
C'est-à-dire que la résistivité apparente en dipôle polaire est égale à la résistivité Schlumberger pour la distance $AB/2 = r$, diminuée du produit de $r/2$ par la pente de la courbe Schlumberger à la valeur considérée.

Ce résultat déjà déterminé par Al'pin(1950) d'une façon plus générale pour tous les dispositifs dipolaires, est fondamental pour développer le traitement des courbes de mesures obtenues par les dispositifs dipolaires.

3- Généralisation de la formule pour d'autres dispositifs dipolaires :

La formulation générale est, avec la valeur à attribuer à α , suivant le dispositif utilisé:

$$\rho_D (r) = \rho_S (r) - (r/\alpha) \cdot \delta \rho_S (r) / \delta r \quad (I-3)$$

Schlumberger  $\alpha = \infty$

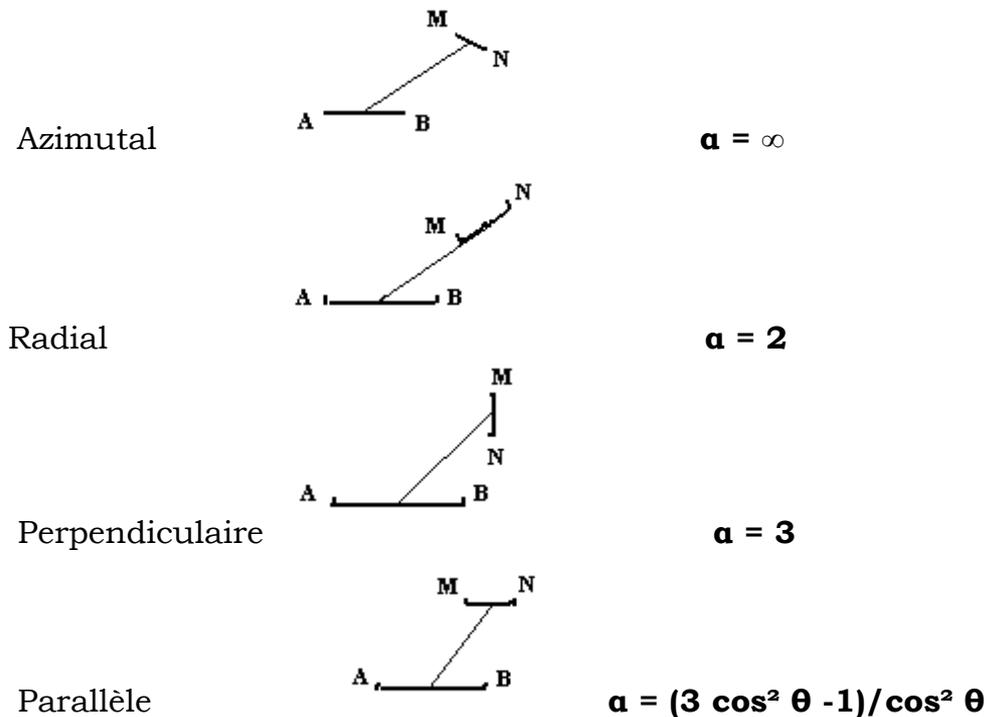


Fig.7 Généralisation de la formule reliant la résistivité Dipôle et la résistivité Schlumberger- Valeurs de α

La formule précédente permet de passer facilement de la résistivité apparente Schlumberger à la résistivité apparente de n'importe quel dispositif dipôle, à l'élongation r .

On en déduit :

- a) les courbes reliant ρ_θ (azimutal) à r quelque soit θ , en particulier les courbes du dispositif équatorial ($\theta = \pi/2$) sont exactement les mêmes que les courbes Schlumberger.
- b) les composants ρ_r (radial), ρ_θ (azimutal) et ρ_y (perpendiculaire) de même que ρ_s , sont indépendants de θ . Donc les mesures peuvent être exécutées en déplaçant le dipôle de mesure MN à partir du centre du dipôle de courant selon un azimut θ quelconque, la résistivité obtenue étant seulement une fonction de la distance r entre les dipôles.
- c) la formule (I-3) peut être inversée, et la courbe Schlumberger peut être calculée à partir des résultats des courbes de 2 dispositifs dipolaires :

$$\rho_s = [(1 - 3 \cos^2 \theta) / \sin^2 \theta] \rho_x + [2 \cos^2 \theta / \sin^2 \theta] \rho_r$$

$$\rho_s = 3 \rho_y - 2 \rho_r$$

$$\rho_s = (1 - 3 \cos^2 \theta) \rho_x + 3 \cos^2 \theta \cdot \rho_y$$

ρ_x étant la composante parallèle

d) les transformations par (I-3) de la courbe Schlumberger ρ_s en courbes dipôles nécessitent le calcul des pentes de cette courbe ρ_s , ceci pouvant être exécutée graphiquement.

Néanmoins, ces transformations établies par Al'pin nécessitent des calculs fastidieux. Nous allons les exécuter, comme nous le verrons plus bas, plus facilement et avec plus de précision, à l'aide de l'analyse numérique utilisant la théorie des filtres linéaires (§ IV-2).

I-3-5) **Avantages et inconvénients des sondages dipôles et Schlumberger :**

L'avantage principal de la méthode des dipôles est qu'elle nécessite moins de câbles à dérouler sur le terrain. L'inconvénient de disposer d'une source de courant plus forte pour le dipôle est surmonté actuellement mais le problème de l'influence des hétérogénéités locales, fait que les mesures ont à être effectuées principalement pour l'étude des couches profondes.

Zohdy (1969) a exploité les mesures conjointes avec les deux dispositifs, Schlumberger et dipôle équatorial. Ainsi, la courbe Schlumberger est prolongée pour les grandes longueurs de ligne par la courbe mesurée avec le second dispositif. Ceci est obtenu en procédant par des transformations de courbe Schlumberger à dipôle à l'aide de formules algébriques.

Il parvient ainsi à estimer les caractéristiques d'horizons résistants jusqu'à des profondeurs dépassant les 1000m.

La transformation inverse faisant passer de la courbe de dipôle à la courbe Schlumberger, permet d'une part de profiter d'une mise en œuvre sur le terrain moins laborieuse pour les grandes longueurs AB, et d'autre part de pouvoir traiter la courbe transformée avec les multiples outils d'interprétation des courbes Schlumberger.

Cependant, l'application des filtres numériques aux dispositifs classiques (Ghosh, 1971) qui a rendu le calcul de leurs courbes théoriques plus aisé, pourra se généraliser à tous les dispositifs y compris les dipôles, comme nous le verrons plus bas.

I-3-6) **Dispositif Bipôle-dipôle :**

La caractéristique principale d'un dispositif dipôle-dipôle est que la distance entre les dipôles doit être grande par rapport aux longueurs des dipôles.

Le champ électrique créé est proportionnel au moment électrique du dipôle émetteur, soit $I.L$, I étant le courant pénétrant dans le sol et L longueur du dipôle. Or, ce champ diminue inversement au cube de la distance, aussi ses mesures deviennent difficiles lorsqu'on s'éloigne de la source. D'où la nécessité d'augmenter la longueur du dipôle émetteur. Ainsi, Zohdy (1969), a utilisé un dispositif de Bipôle-dipôle équatorial puis Das et Verma (1980) ont généralisé la procédure de calcul de ces courbes pour d'autres configurations de ce dispositif (§ IV-2-4).

I-3-7) **Dispositif 2-electrode (ou pôle-pôle) :**

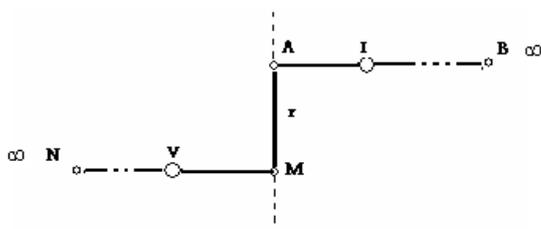


Fig.8 Dispositif 2-electrode

Il comporte seulement deux électrodes actives, A d'envoi de courant, M de réception du potentiel, les deux autres B et N étant rejetés à l'infini. Cette configuration, appelée aussi « sonde normale » en diagraphie donne des résultats supérieurs concernant sa profondeur d'investigation, comme vu plus bas, par comparaison à tous les autres dispositifs.

Néanmoins, le rejet des 2 électrodes B et N, pratiquement à une distance minimale de 10 fois l'espacement AM, limite son emploi aux faibles et moyennes profondeurs. En outre le pouvoir de résolution, comme nous le verrons plus bas, est le plus faible par rapport aux autres dispositifs.

I-3-8) Dispositif 3-electrode (ou pôle-dipôle) :

Dans cette technique, seule une électrode de courant est déplacée suivant une ligne faisant un angle défini par rapport au dipôle de potentiel, la seconde électrode étant maintenue fixe à grande distance. Les courbes de sondages obtenues avec ce dispositif sont comparables à celles du dispositif Schlumberger, aussi leurs méthodes d'interprétation sont identiques. Cette technique permet la réalisation d'une investigation sur un espace plus réduit.

I-3-9) Dispositif carré :

Si une anisotropie des terrains existe lors d'une étude, mais est ignorée, alors les résistivités ainsi que la structure géologique interprétées peuvent se révéler incorrectes. A l'aide du dispositif de deux dipôles formant un carré introduit par Habberjam (1972), les résistivités obtenues à partir de plusieurs mesures avec les configurations alpha, beta et gamma (Fig.9) sont plus stables et indépendantes de l'orientation du dispositif. Elles permettent en outre d'exécuter une analyse d'anisotropie des couches (§ IV-2-5).

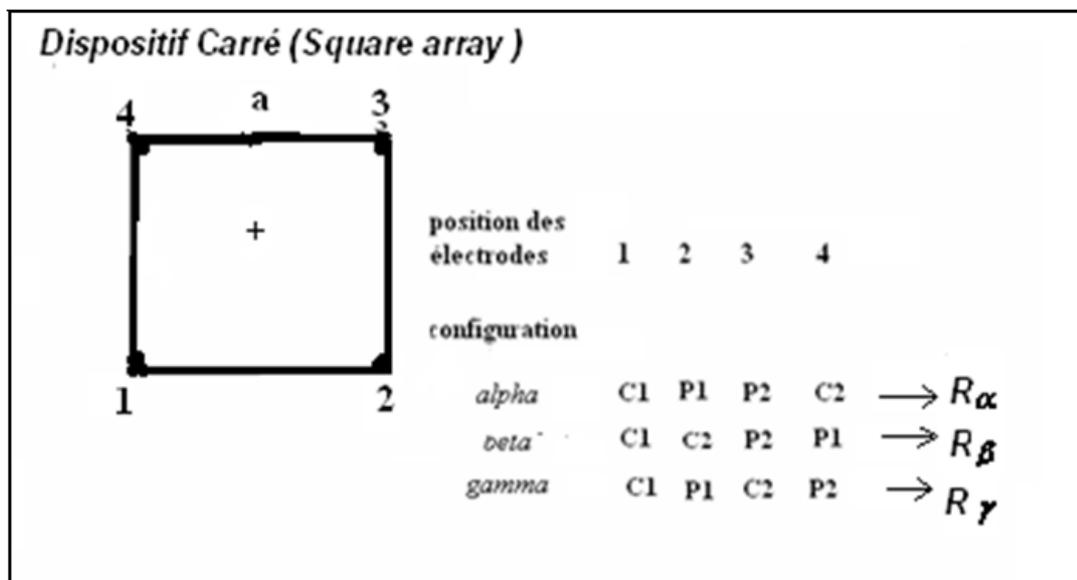


Fig.9 Dispositif électrique carré

Chapitre II

PROFONDEURS d'INVESTIGATION

des DISPOSITIFS ELECTRIQUES :

Pour toute étude il est nécessaire de choisir le dispositif adéquat et l'espacement en fonction de la profondeur ciblée. Notre objectif étant de comparer les performances des différents dispositifs, ceci nous amène à évoquer le concept de profondeur d'investigation qui correspond à la profondeur jusqu'à laquelle les mesures au sol ont intégré les informations que sont les résistivités et les géométries des différentes parties du sous-sol.

II-1) Cas des couches avec un substratum très résistant :

Al'pin (1966) a comparé les résultats pour différents dispositifs, ce qui l'amène à conclure que pour une profondeur d'investigation donnée, on a les relations :

$$\begin{aligned} OQ &= AB, \text{ pour le dipôle radial} \\ &= \frac{1}{2} AB, \text{ ----- azimutal} \\ &= (3 \cos^2 \theta - 1) AB / 2 \cos 2 \theta, \text{ pour le dipôle parallèle} \\ &= \frac{3}{4} AB, \text{ pour le dipôle perpendiculaire} \end{aligned}$$

Avec : OQ = distance entre les centres des dipôles d'envoi et des dipôles de réception, AB étant l'élongation du dispositif Schlumberger ; θ étant l'angle azimutal du dipôle.

Ainsi, il ressort que le dipôle radial a la même profondeur d'investigation que le Schlumberger (par rapport à la distance AB des électrodes de courant); le dispositif azimutal quant à lui, a une profondeur d'investigation double.

Keller et Frischknecht (1966) quant à eux, en comparant les dispositifs Wenner et Schlumberger conclurent en la supériorité du second, puisque en considérant une profondeur d'investigation égale à l'unité du Schlumberger, celle du Wenner est d'environ égale à 0.92.

II-2) Courbe caractéristique de la Profondeur d'investigation DIC (Depth investigation characteristic):

Une autre approche pour définir la profondeur d'investigation a été introduite par Roy et Apparao (1971) qui intègrent l'effet de minces couches horizontales du sous-sol contribuant au signal du potentiel mesuré par les électrodes au sol. Ils calculent ainsi la courbe caractéristique de la profondeur d'investigation (DIC) pour un dispositif d'électrodes donné : la profondeur à laquelle cette courbe atteint son maximum est définie alors comme étant la profondeur d'investigation du dispositif.

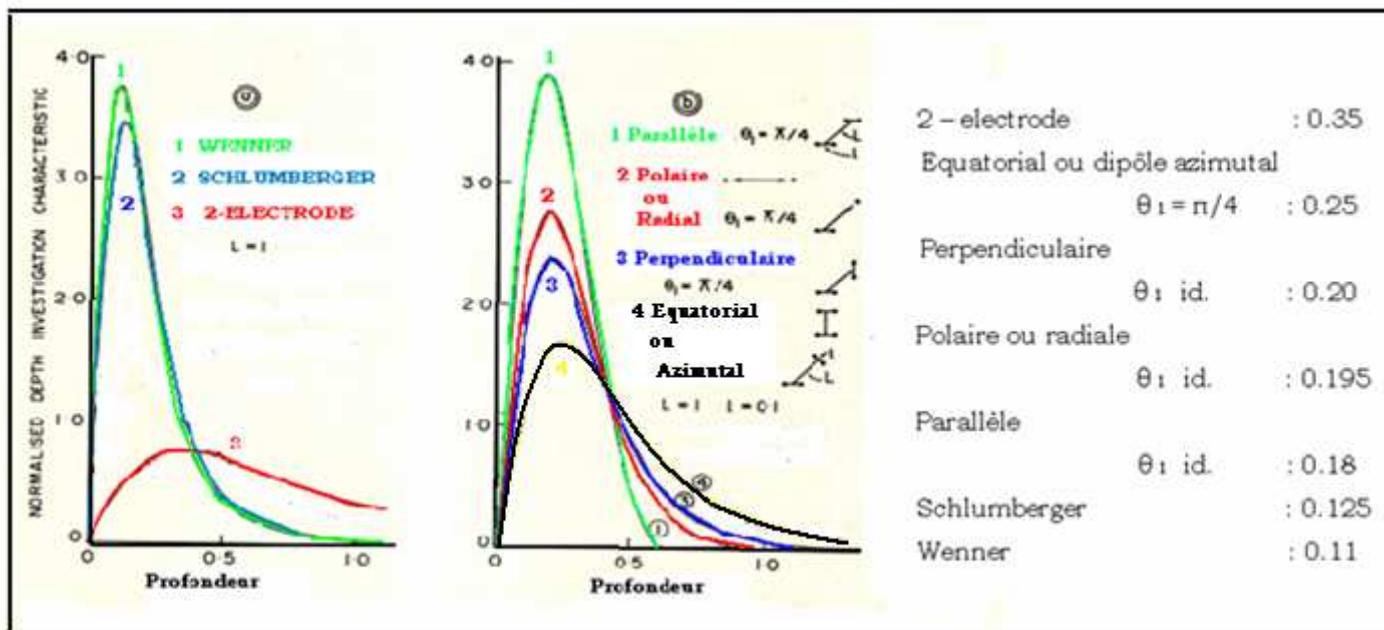


Fig.10 Profondeurs d'investigation pour différents dispositifs (Roy and Apparao, 1971)

Ces valeurs sont données par rapport à $L = 1$, qui est la distance entre les électrodes actives extrêmes.

Ainsi, en considérant cette définition, le 2-electrode possède la plus grande profondeur d'investigation (0.35), c'est-à-dire plus de trois fois celle du dispositif Wenner (0.11) pour lequel cette profondeur est la moindre : ceci indiquerait que pour la même information à attendre d'un sondage, l'élongation de câbles déployée avec le 2-électrode est le 1/3 de celle nécessaire en utilisant le Wenner ou même le Schlumberger.

On peut remarquer, en outre que la profondeur atteinte avec le dipôle équatorial est exactement le double de celle du Schlumberger puisque dans ce cas, l'élongation est prise L c'est-à-dire double de r ce qui rejoint la formulation du dispositif azimuthal pour un substratum très résistant (§ II-1)

Pour illustrer ceci en considérant le modèle simple à 2 terrains, pour différents coefficients de réflexion k , on constate la supériorité du dispositif 2-electrode : l'effet de la seconde couche se manifeste plus rapidement sur sa courbe pour des élongations largement inférieures par rapport aux courbes des autres dispositifs.

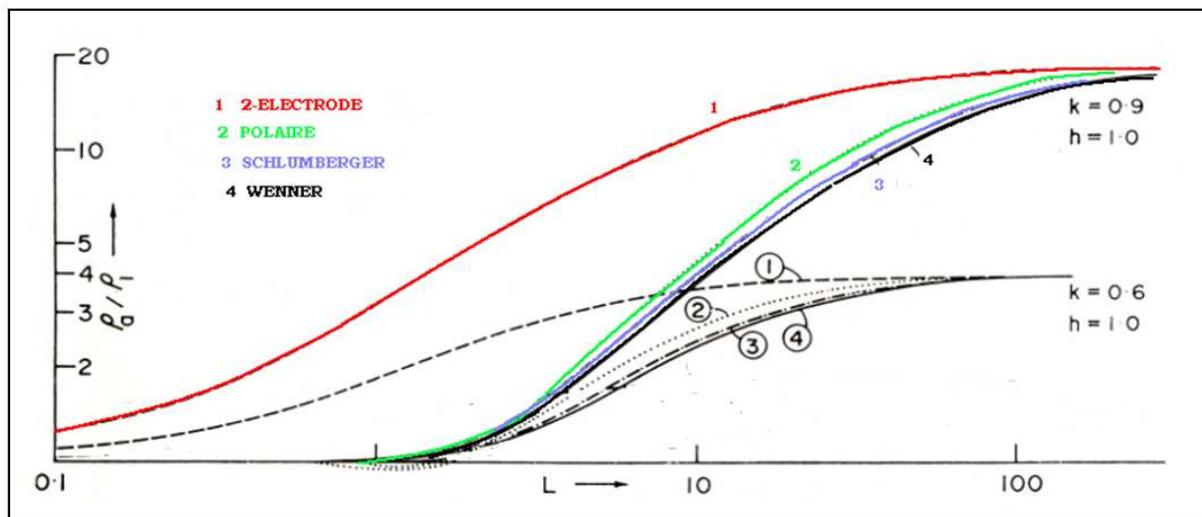


Fig.11 Courbes deux-terrains pour k (coefficient de réflexion) = 0.6 et 0.9 et pour différents dispositifs (Roy and Apparao, 1971)

II-3) Profondeur effective d'investigation :

Cependant, Edwards (1977) puis Barker (1989), ont montré que la profondeur effective d'investigation z_e , semble être la manière la plus robuste d'estimer une valeur de la profondeur d'investigation. 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 (Fig.12)

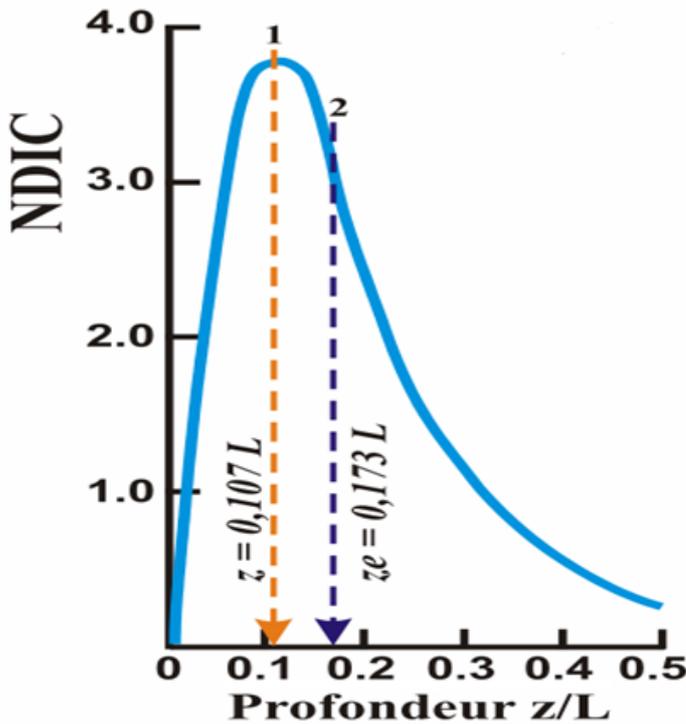


Fig.12 Courbe de profondeur d'investigation caractéristique (NDIC) pour le dispositif Wenner ; 1 profondeur d'investigation z (Roy, 1972), 2 profondeur d'investigation effective z_e (Edwards, 1977).

Edwards considère comme longueur L , la véritable distance extrême entre les électrodes (Fig.13) ce qui lui permet d'établir un autre tableau (Tab.1) des profondeurs d'investigation des différents dispositifs.

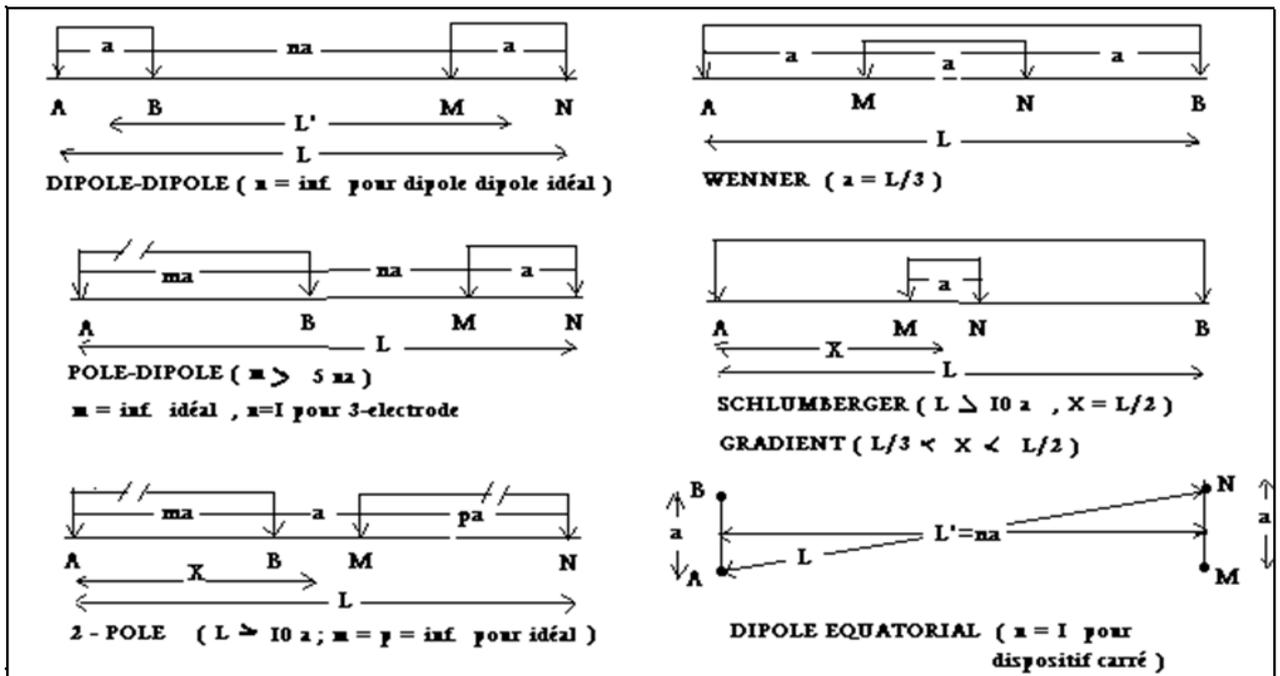


Fig.13 Géométrie des différents dispositifs

	Z_e/a	Z_e/L		Z_e/a	Z_e/L
Dipole-dipole			Pole-dipole (pratique, $m=20$)		
$n = 0.222$	0.139	0.063	$n = 1$ (3-electrode)	0.517	0.023
$n = 0.5$	0.253	0.101	2	0.915	0.040
$n = 1$	0.416	0.139	3	1.293	0.054
2	0.697	0.174	4	1.658	0.066
3	0.962	0.192	5	2.013	0.077
4	1.220	0.203	6	2.359	0.087
5	1.476	0.211			
6	1.730	0.216	2 - Pole (idéal, A, N à ∞)	0.867	-
7	1.983	0.220	$L = 40a, x = 20a$	0.777	0.019
8	2.236	0.224	$L = 20a, x = 10a$	0.724	0.036
20	5.25	0.239	$L = 10a, x = 5a$	0.627	0.063
∞ (idéal)	-	0.250	$L = 40a, x = 10a$	0.758	0.019
Wenner	0.519	0.173	Dipole Equatorial		
Schlumberger			$n = 1$ (carré)	0.451	0.319
idéal, $a = 0$	-	0.192	2	0.809	0.362
$L = 40a$	7.66	0.192	3	1.180	0.373
$L = 20a$	3.82	0.191	4	1.556	0.377
$L = 10a$	1.90	0.190	10	3.84	0.383
			∞	-	0.384
Gradient			Pole-dipole (idéal, A à ∞)		
$L = 40a, x = 20a$	7.66	0.192	$n = 1$ 3-electrode)	0.519	-
$L = 40a, x = 15a$	6.52	0.163	2	0.925	-
$L = 40a, x = 10a$	4.14	0.103	3	1.318	-
			4	1.706	-
			5	2.093	-
			6	2.478	-

Tab.1 Profondeurs d'investigation effective Z_e (Edwards, 1977)

II-4) Pouvoir de résolution et Fonction de sensibilité :

Roy et Apparao (1971) ont établi le pouvoir de résolution verticale, en analysant les courbes d'un modèle à deux couches mesuré par différents dispositifs.

Ces auteurs le définissent comme étant l'inverse de l'écart de chaque courbe à l'ordonnée de la moitié de son maximum. On constate alors que le pouvoir de résolution observe l'ordre inverse des profondeurs d'investigation des différents dispositifs.

Le Wenner possède alors la meilleure résolution verticale, alors que le 2-electrode présente la plus faible.

1. Wenner	1 / 2.25
2. Schlumberger	1 / 2.45
3. Dipôle Parallèle ($\theta_1 = \pi/4$)	1 / 3.1
4. Dipôle Polaire ou Radial ($\theta_1 = \pi/4$)	1 / 3.45
5. Dipôle Perpendiculaire ($\theta_1 = \pi/4$)	1 / 3.8
6. Dipôle Equatorial ou Azimutal ($\theta_1 = \pi/4$)	1 / 5.05
7. 2- Electrode	1 / 8.04

Tab.2 Résolution verticale pour différents dispositifs

Ceci amène à introduire la Fonction de Sensibilité pour une configuration d'électrodes donnée, qui permet de connaître l'influence d'un changement de la résistivité dans une région du sous-sol sur la mesure de la différence de potentiel en surface. Une perturbation du milieu du sous-sol (telle la conductivité σ) affecterait ce potentiel U . La dérivée $\partial U/\partial\sigma$, représente cette fonction.

Dans le cas du Wenner (Fig.14), la fonction de sensibilité est étalée horizontalement, ce qui signifie qu'il sera plus sensible à une variation verticale de la résistivité. Pour le dipôle-dipôle dont la fonction est étalée verticalement, ce dispositif est plus influencé par les variations latérales.

Le Schlumberger quant à lui a un comportement intermédiaire.

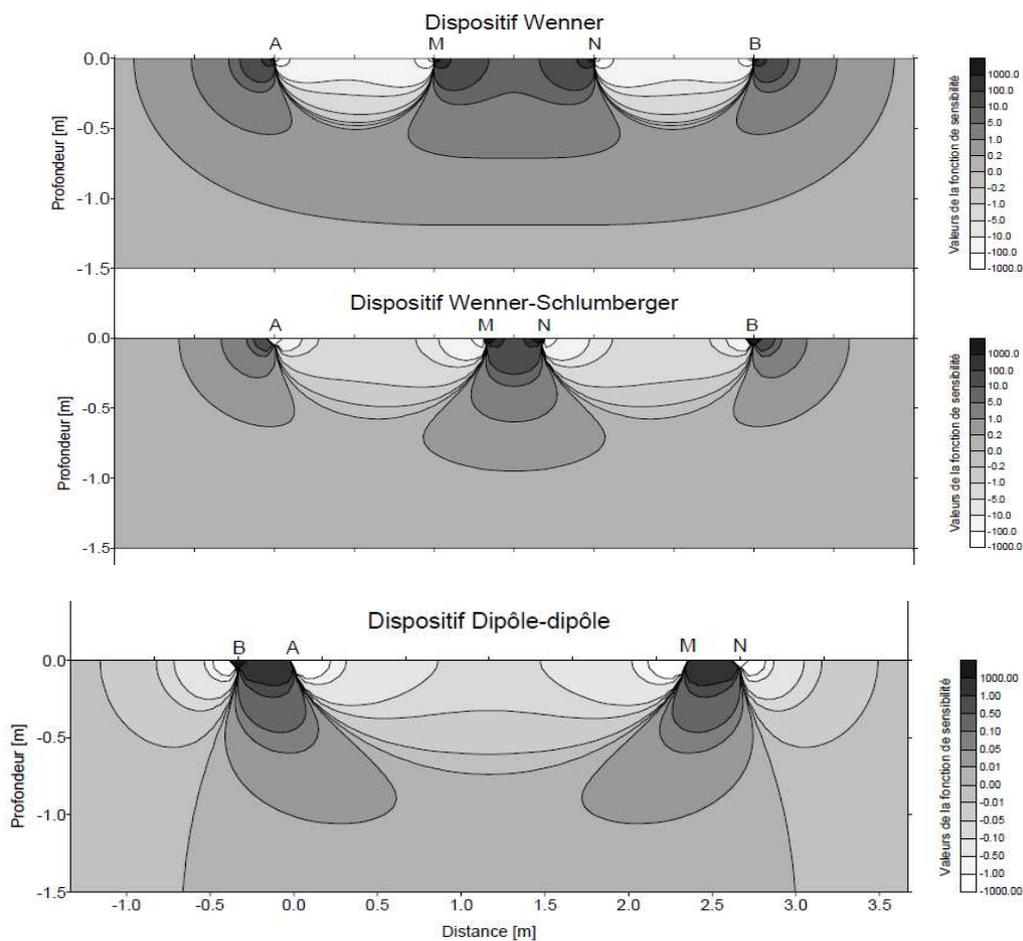


Fig.14 Fonction de sensibilité pour certains dispositifs (Chapellier, 2001)

La figure suivante (Fig.15 a, b) représente la variation dans un milieu isotrope,

symétrique et qui est positive entre les électrodes d'un dispositif pôle-pôle, avec un maximum près de ces dernières. Elle est négative à l'extérieur. Une sensibilité positive signifie qu'une augmentation de la conductivité dans ce secteur produit une augmentation du potentiel mesuré.

Par comparaison, dans le cas d'un milieu anisotrope (Fig.16), et pour un pendage horizontal ($\theta^\circ = 0$), les lignes de sensibilité sont horizontales et symétriques, alors qu'on constate une nette dissymétrie pour les pendages 30° et 60°.

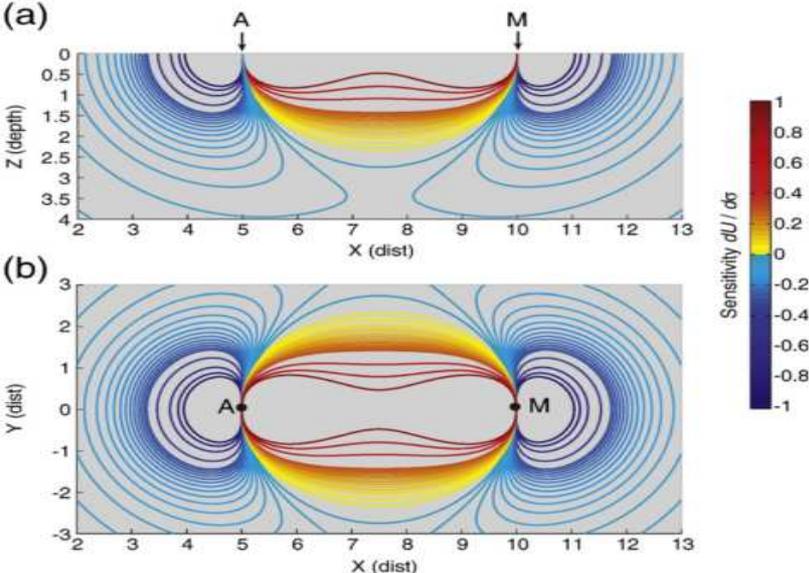


Fig.15 Fonction de sensibilité pour un milieu isotrope (Greenhalgh et al, 2010)

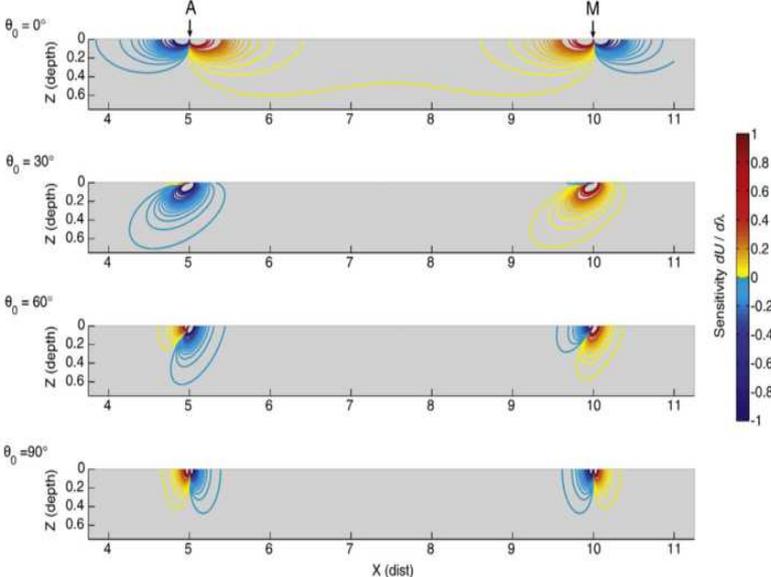


Fig.16 Fonction de sensibilité pour un milieu anisotrope -id-

II-5) Conclusion : Roy et Apparao (1971) notent à juste titre que les chiffres avancés de profondeur d'investigation ne signifient pas que le signal entier mesuré provient de ces profondeurs particulières. En effet, toutes contribuent au signal, cependant la contribution maximale est liée à cette profondeur d'investigation. En conséquence, le 2-electrode, du fait de l'élongation très importante des électrodes passives est plutôt préféré pour les problèmes de faibles profondeurs, alors que le dipôle est à réserver pour les grandes.

Chapitre III

Capacités de détection de cibles enterrées pour différents dispositifs électriques et électromagnétiques:

Il nous paraît utile de comparer les capacités de détection entre différents dispositifs pour des cibles à faible profondeur, le rapport entre elles, sera théoriquement le même, également pour les grandes profondeurs.

III-1) Veines minières conductrices :

Une étude par profilage (c'est-à-dire en conservant la même dimension entre les électrodes et en traînant le dispositif suivant le même profil) a été exécutée par Apparao et Roy (1973) au dessus d'une veine minière conductrice.

La figure (Fig.17) montre nettement la supériorité du dispositif 2-electrode par rapport au Wenner ou au Schlumberger. En effet, ces derniers montrent une succession de pics et creux mal définis, alors que le 2-electrode indique un net creux conducteur, à l'exception toutefois des courbes correspondant aux petits espacements du dispositif.

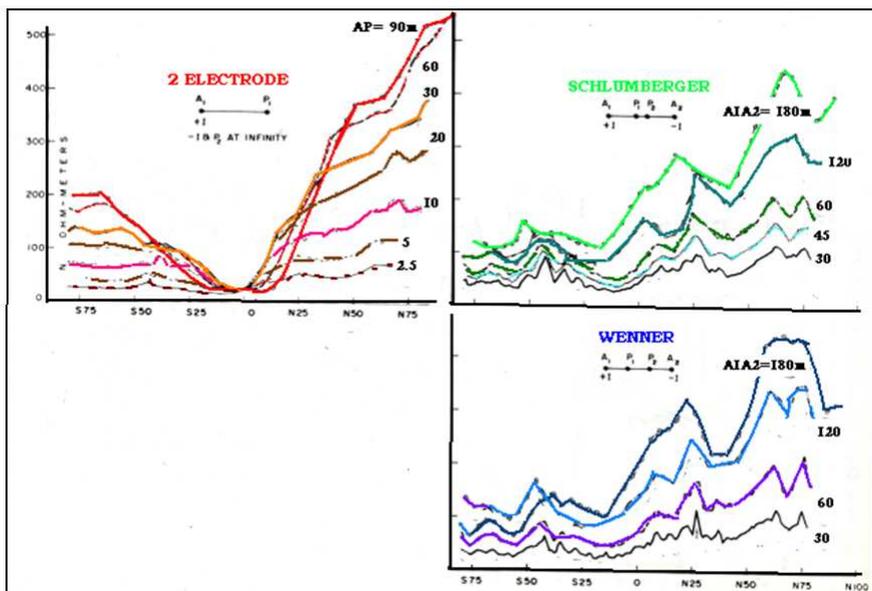


Fig.17 Profils de résistivité apparente avec les dispositifs Wenner, Schlumberger et 2- electrode au-dessus d'une cible conductrice. (Apparao and Roy, 1973)

III-2) Mesures en laboratoire sur des cibles enterrées, très résistantes :

En supposant qu'une anomalie pour être détectée doit être au dessus d'un seuil de 10%, Apparao et al (1997) a mesuré en laboratoire l'effet d'une couche verticale, d'un cylindre horizontal et d'une sphère , de résistivité infinie, à l'aide des dispositifs suivants : Wenner, 2-electrode (pôle-pôle), 3- electrode (pôle-dipôle) et dipôle-dipôle. Les résultats pour deux alignements des dispositifs, perpendiculaire « on line », et parallèle « broad-side », à la structure sont analysés.

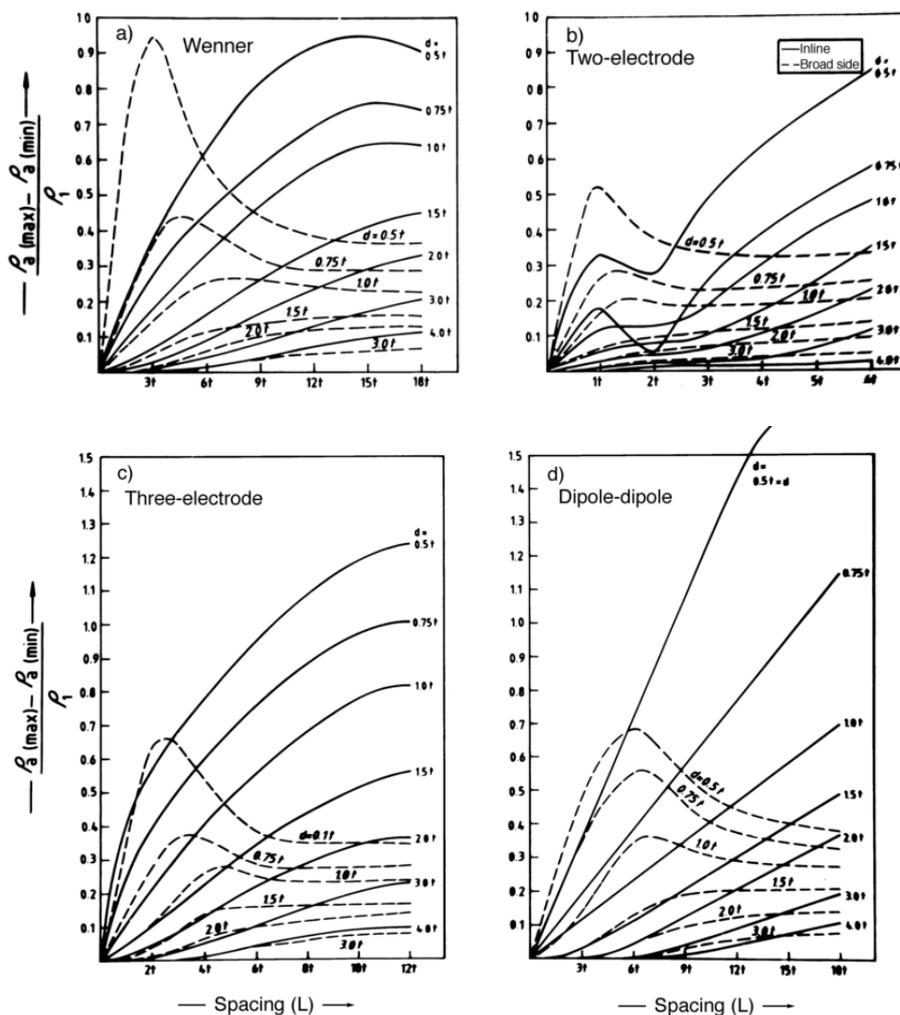


Fig.18 Courbes de Sondages pour une couche résistante verticale (Apparao and al, 1997)

La figure (Fig.18) montre les courbes de sondages au-dessus d'une couche infiniment résistante verticale d'épaisseur t , pour différentes profondeurs d du sommet de la couche.

Pour une profondeur $d=4t$, la couche est indétectable avec la Wenner (anomalie inférieure à 0.1). De même, on constate que les profondeurs de détection avec le 2-electrode, 3-electrode et dipole-dipole sont respectivement $3t$, $3t$ et $4t$. Pour le dispositif parallèle à la structure (« broad-side »), cette profondeur avec le Wenner tombe à $2.5t$, alors que pour les autres dispositifs, elle est de $2t$, $2.5t$ et $2.5t$.

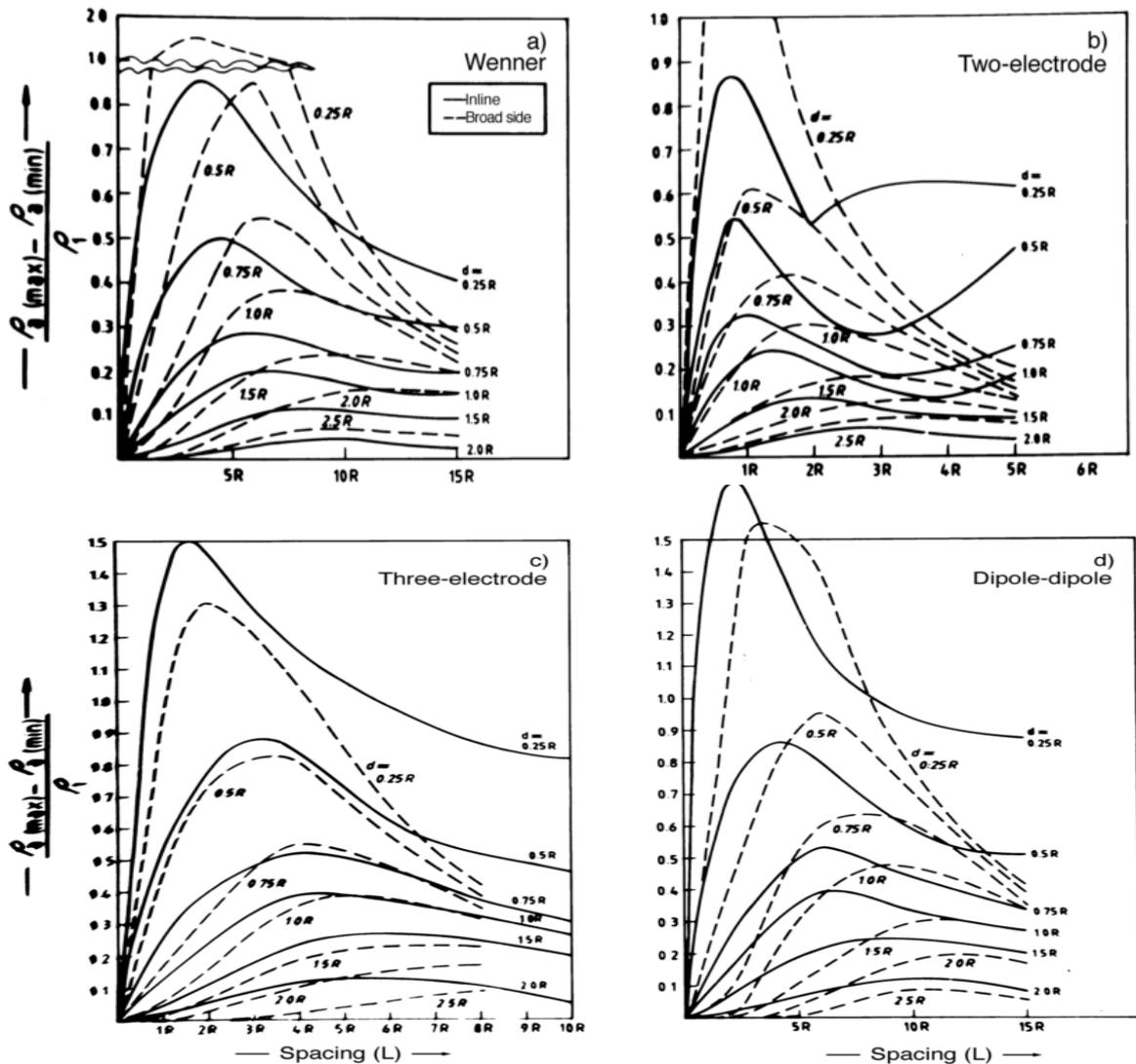


Fig.19 Courbes de sondages électriques au-dessus d'un cylindre horizontal résistant :
 - dans la direction du dispositif , --- direction perpendiculaire
 (Apparao and al, 1997)

La figure (Fig.19) concerne le cylindre horizontal résistant de rayon R : on observe que la profondeur de détection est la même, c'est-à-dire $2.5 R$ pour tous les dispositifs étudiés.

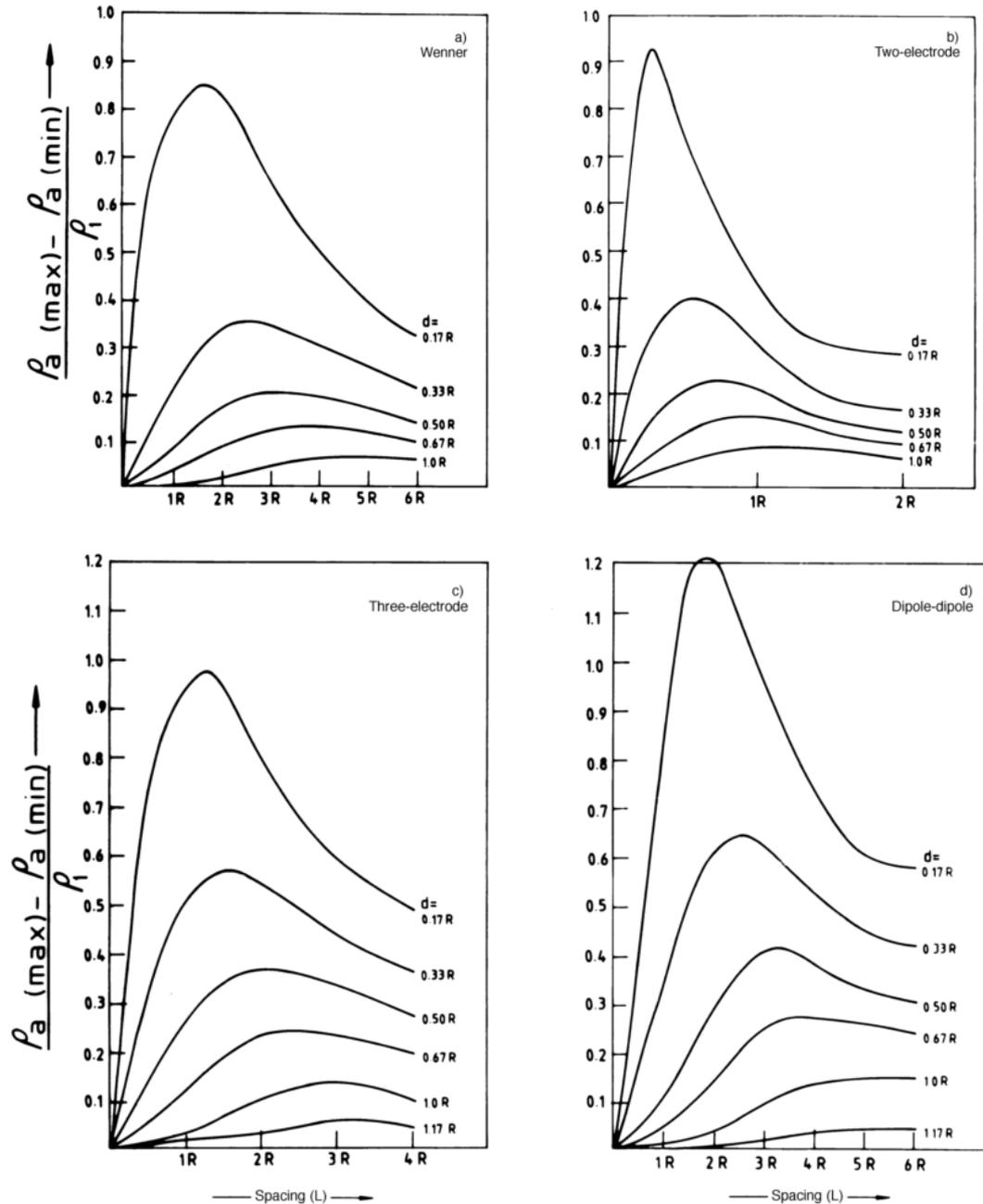


Fig.20 Cas de la sphère

La figure (Fig.20) analyse les résultats pour la sphère infiniment résistante. Les profondeurs de détection sont pour les mêmes dispositifs, respectivement : 0.8 R, 1.0 R, 1.1 R et 1.1 R, le Wenner ayant la plus faible valeur.

III-3) Conclusions concernant la détection des cibles en laboratoire :

Il résulte d'après cette analyse que la détection de corps enterrés résistants est plus difficile que celle concernant les corps conducteurs, pour un dispositif donné. En effet, la magnitude de l'anomalie de résistivité apparente pour une

veine de minéralisation résistante, est en général, faible. En outre, une cible résistante unique peut produire avec le Wenner ou le dipôle-dipôle, cinq pics et creux rendant l'identification et la localisation, aléatoire, lors d'une étude de terrain.

Le tableau (Tab.3) suivant, rappelle ces résultats importants :

- la profondeur de détection d'une couche verticale de très haute résistivité, décroît pour tous les dispositifs, quand on passe de l'alignement perpendiculaire à celui parallèle à la structure.
- par contre, cette profondeur pour un cylindre horizontal très résistant augmente quand on change d'alignement comme précédemment.
- la profondeur de détection de la couche verticale est plus grande pour la couche conductrice. En outre, le 2-electrode possède la plus grande profondeur quand la couche est conductrice.
- la profondeur de détection d'une cible sphérique (conductrice ou résistante) est faible, comprise entre 0.8 R et 1.5 R.

		Profondeurs de détection						
Dispositif	Nature cible	Couche Verticale w = 10 t		Couche Verticale w = 20 t		Cylindre horizontal		Sphère
		In-line	Broad-side	In-line	Broad-side	In-line	Broad-side	
Wenner	Conduc.	4.0t	10.0t	6.0t	10.0t	1.5R	9.0R	1.0R
	Resist.	4.0t	2.5t	4.0t	2.5t	1.5R	2.5R	0.8R
2-electrode	Conduc.	9.0t	10.0t	15.0t	15.0t	7.0R	10.0R	1.5R
	Resist.	3.0t	2.0t	3.5t	2.0t	1.8R	2.5R	1.0R
3-electrode	Conduc.	7.0t	7.0t	7.0t	10.0t	6.0R	7.0R	1.5R
	Resist.	4.0t	2.5t	4.0t	2.5t	2.0R	2.5R	1.1R
Dipôle-dipôle	Conduc.	6.0t	6.0t	10.0t	8.0t	5.0R	6.0R	1.5R
	Resist.	4.0t	2.5t	4.0t	3.0t	2.0R	2.5R	1.1R

On line : Dispositif perpendiculaire à la structure

Broad side : Dispositif parallèle à la structure

Tab.3 Profondeurs de détection pour les cibles très résistantes ou très conductrices (Apparao et al, 1997)

III-4) Veines minières résistantes :

Un exemple de détection d'une veine de quartz, en intrusion dans un massif granitique, est donné par Apparao (1973). Bien que les deux formations soient toutes deux très résistantes, l'effet d'altération est plus important pour la seconde et a pour conséquence de constituer pour la veine une cible plus résistante.

Les courbes (Fig.21) montrent pour les deux dispositifs (2-electrode et Wenner) une nette et unique anomalie positive, uniquement pour l'espacement L inférieur à l'épaisseur de la veine. Aux plus grands espacements, le 2-electrode enregistre un creux au-dessus de la veine résistante, avec à ses flancs une élévation de résistivité. Ce phénomène est bien connu en diagraphie en utilisant la sonde normale.

Le dispositif Wenner indique un pic au-dessus de la veine pour tous les espacements, mais présente cependant un creux et un pic de part et d'autre de l'anomalie.

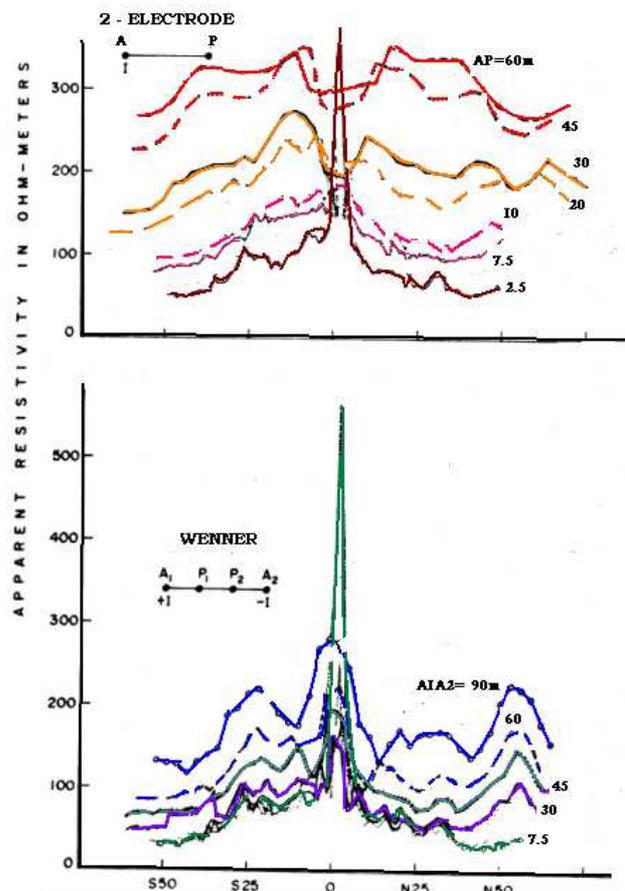


Fig.21 Profils de résistivités apparentes au-dessus de veines résistantes pour les dispositifs 2-electrode et Wenner (Apparao and Roy, 1973)

III-5) Effet des électrodes non actives à l'infini, pour le dispositif

2-electrode:

La figure (Fig.22a) montre la disposition de ces électrodes à l'infini, situées à une distance perpendiculaire D .

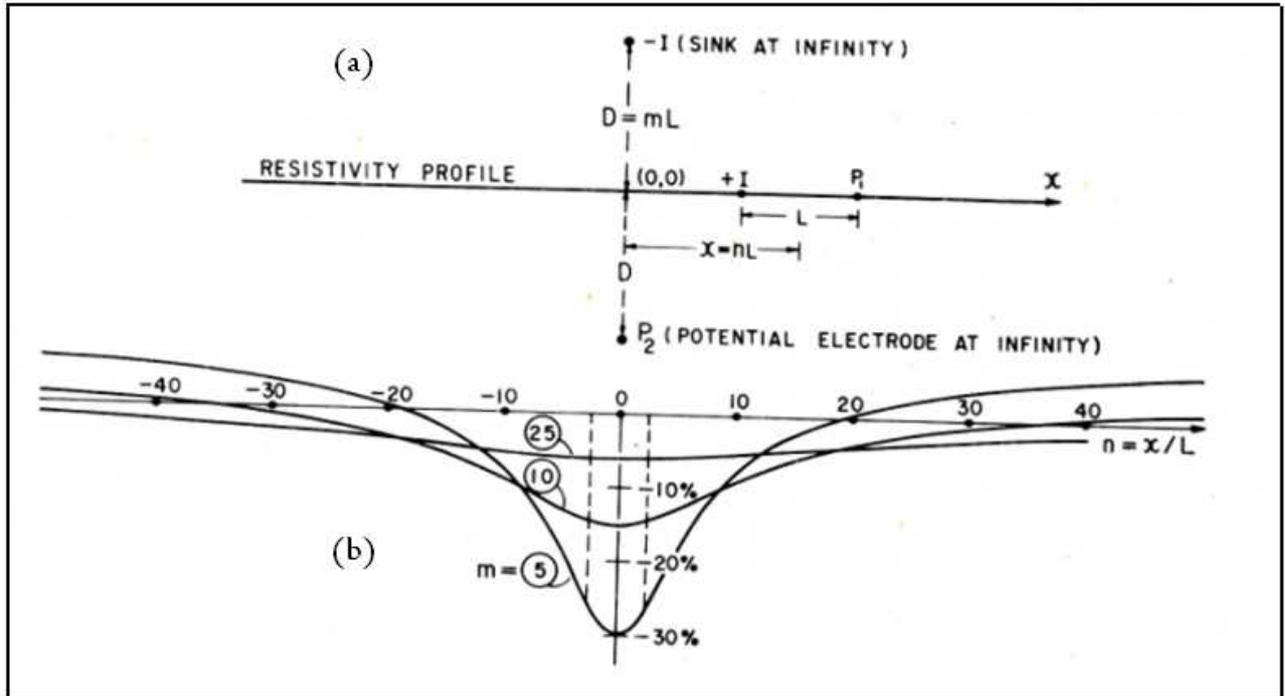


Fig.22 Effet des électrodes non actives (Apparao and Roy, 1973)

L'effet des électrodes non actives $-I$ et P_2 est indiquée sur les courbes (Fig.22b). La résistivité apparente mesurée devrait être réduite d'environ 30,15 et 6%, en fonction de l'éloignement D évalué par le coefficient m et à l'abscisse $x=0$, par comparaison avec les valeurs obtenues pour un 2-electrode idéal. En conséquence, il est nécessaire que les électrodes non actives soient les plus éloignées, pour que les valeurs de résistivités mesurées soient les plus fiables. Une étude similaire (Kumar, 1974) pour un dispositif 2-electrode particulier (Fig.8) considère que l'erreur sur les potentiels mesurés n'excède pas 5% si la distance totale entre les deux électrodes inactives est dix fois supérieure à la distance entre la source de courant et l'électrode active de potentiel.

III-6) Problème d'une sphère conductrice enterrée : certains dépôts minéraux peuvent être assimilés, par leur forme et leur conductivité, à l'effet d'une sphère conductrice enterrée. Son effet à la surface a été calculé par Scurtu (1972), en utilisant la méthode des images électriques, pour certains dispositifs. Ses résultats sont présentés sous la forme de pseudo-sections de résistivités pour différentes profondeurs de la sphère de rayon R , contenue dans un milieu de résistivité ρ et profonde de Z_0 . (Fig.23).

Les calculs de la résistivité apparente ρ_a ont été effectués pour des dispositifs Schlumberger, Wenner et dipôle-dipôle (polaire et équatorial).

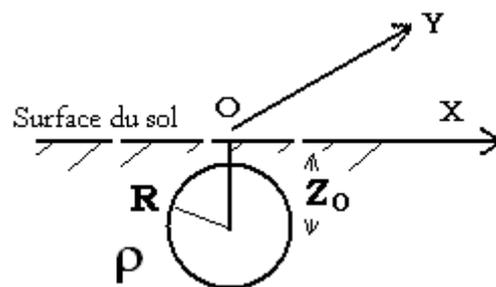


Fig.23 Sphère conductrice enterrée

A partir des différentes représentations du rapport ρ_a / ρ , on constate :

- le sondage électrique Schlumberger indique un contraste de l'anomalie allant de 0.1 (pour une profondeur relative de $Z_0/R = 1.2$) à la valeur 0.75 (pour une profondeur de 2.0) montrant que l'effet de la sphère apparaît encore à la surface, alors que son centre est à une profondeur égale à son diamètre.

- pour le Wenner, les valeurs minimales de ρ_a / ρ , varient entre 0.38 et 0.90, ceci indiquant une plus faible influence de la sphère à la surface du sol.

- sur la pseudo-section des valeurs $\rho_a / \rho = \text{constante}$, tracée à partir des sondages Schlumberger sur un profil, on constate que la forme générale des anomalies ne suggère pas la forme sphérique du corps. Cependant, l'épicentre du corps conducteur coïncide avec une intense anomalie : 0.2 pour une profondeur relative de 1.2, et 0.6 pour une profondeur de 1.6. (Fig.24)

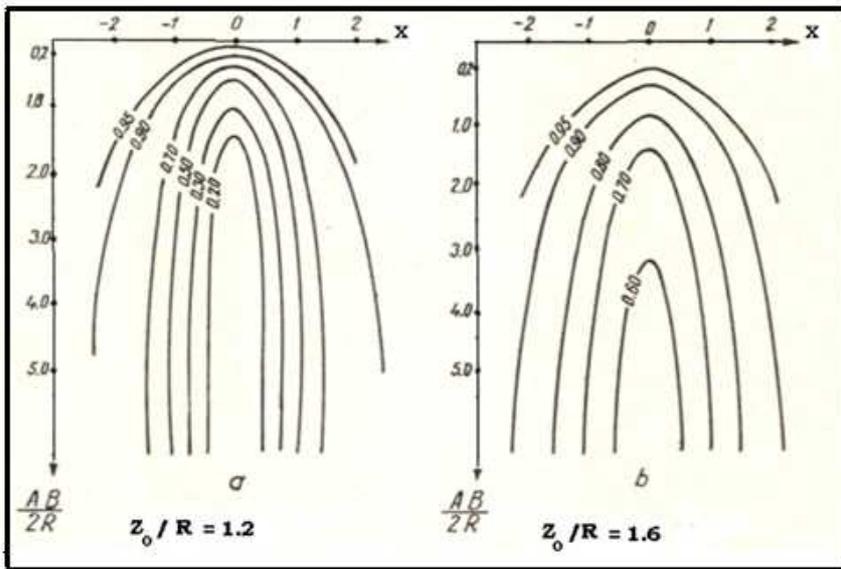


Fig.24 Pseudo-section de résistivité pour le dispositif Schlumberger (Scurtu, 1972)

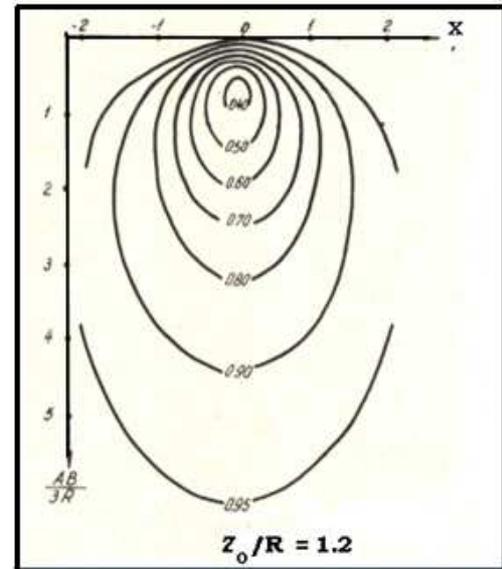
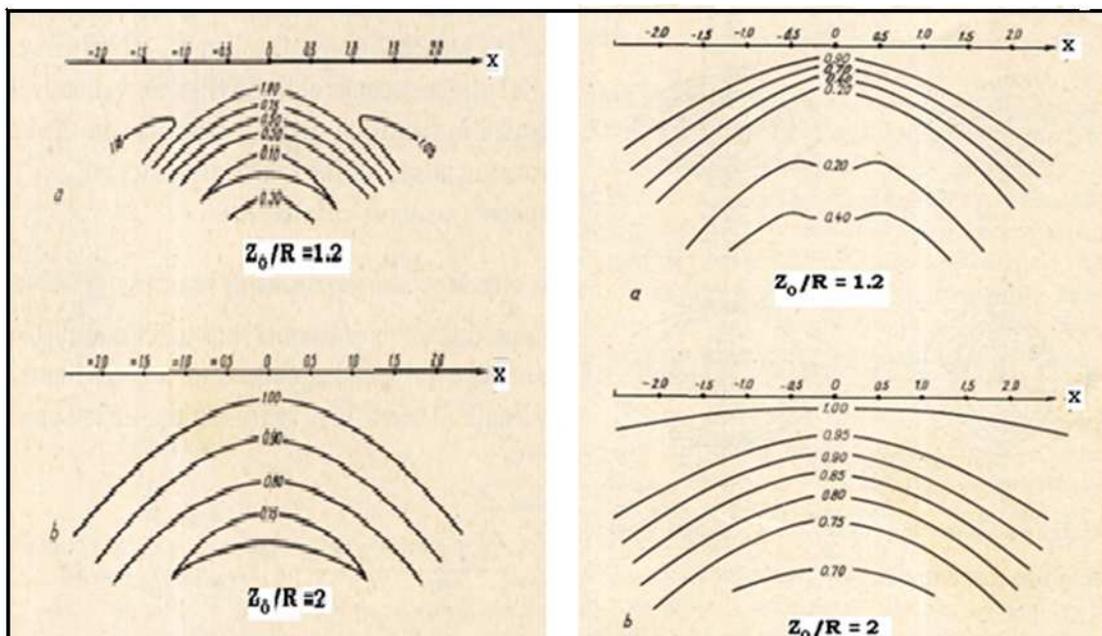


Fig.25 Pseudo-section de résistivité pour le dispositif Wenner -id-

- sur la pseudo-section à partir des mesures Wenner (Fig.25), on remarque la forme ovale qui rappelle d'avantage le corps enterré : la résolution en profondeur est donc meilleure avec le Wenner.



(a)

(b)

Fig.26 Pseudo-section de résistivité pour les dispositifs dipôles polaire (a) et équatorial (b) (Scurtu, 1972)

- les pseudo-sections correspondant aux dipôle-dipôle polaire et équatorial n'expriment pas la forme réelle du corps sphérique, mais cependant précise l'épicentre. (Fig.26)

Le tableau (Tab.4) résume les résultats :

Sondages verticaux					Sondages dipôle-dipôle			
Z_0/R	Schlumberger		Wenner		Polaire		Equatorial	
	ρ_a / ρ	AB/ Z_0	ρ_a / ρ	AB/ Z_0	ρ_a / ρ	OO'/ Z_0	ρ_a / ρ	OO'/ Z_0
1.2	0.10	10	0.38	2.1	0.10	1.25	0.10	1.25
1.6	0.53	7.5	0.75	2.8	0.53	1.40	0.52	1.40
2.0	0.75	6.0	0.90	3.0	0.74	1.60	0.75	1.60

Tab. 4 Résultats des magnitudes pour différents dispositifs

En considérant la magnitude des anomalies, les valeurs les plus contrastées proviennent des dispositifs Schlumberger et dipôle-dipôle, le Wenner présentant la moindre. Cependant, le Wenner possède l'avantage de mieux reproduire la forme réelle du corps.

En outre, les dispositifs dipolaires présentent une profondeur d'investigation supérieure. Par exemple, la même anomalie $\rho_a / \rho = 0.1$ enregistrée par le Schlumberger pour $AB/z_0 = 10$ à $z_0/ R = 1.2$, est obtenue par le dipôle-dipôle pour $OO'/ z_0 = 1.25$. Le même constat est fait pour les profondeurs 1.6 et 2.0.

III-7) Comparaison avec les méthodes électromagnétiques

de faible profondeur : le Géoradar

Le Géoradar (GPR ou ground penetrating radar) est l'une des méthodes géophysiques les plus récentes et les moins coûteuses. C'est une méthode qui est souvent appliquée en milieu urbain particulièrement, du fait de sa rapidité d'exécution et pour la qualité des informations pour des cibles contenues dans le sous-sol. Cette technique permet l'investigation jusqu'aux premières dizaines de mètres sous la surface. En hydrogéologie, le GPR est employé pour localiser

des zones fracturées, des cavités souterraines, des zones karstiques. En secteur urbain, il permet de détecter les canalisations enterrées. Nous l'illustrons ci-après par quelques exemples.

III-7-1) **Principe du Géoradar** : cette technique, que les ingénieurs préoccupés par les problèmes de subsurface rangent dans la rubrique du « contrôle non destructif CND », est basée sur l'utilisation des ondes électromagnétiques de hautes fréquences comprises entre 10 MHz et 1 GHz, pour mettre en évidence des contrastes de constante diélectrique. Les ondes sont émises dans le sol, lorsqu'elles rencontrent des réflecteurs (structures géologiques, alternances de roches de propriétés diélectriques différentes, canalisations) une partie des ondes se réfléchit vers la surface où elles sont captées et enregistrées par une antenne de réception.

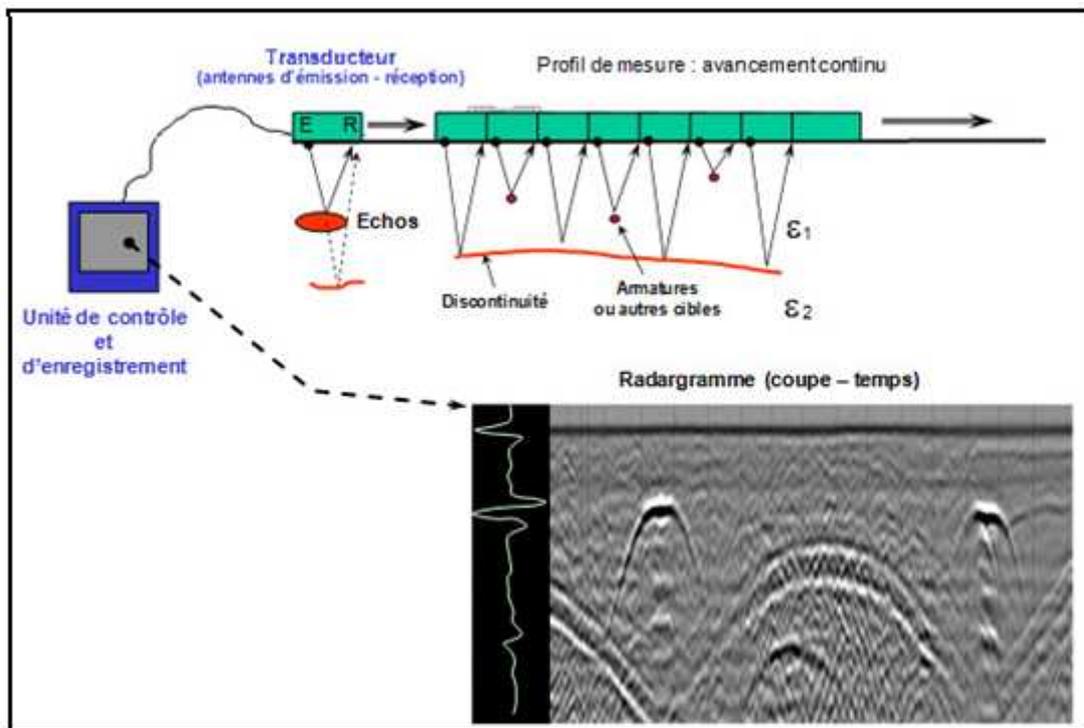


Fig. 27 Schéma de principe du Géoradar

III-7-2) **Profondeur de pénétration** : cette profondeur est celle à laquelle l'amplitude du signal du champ électromagnétique est réduite de $1/e$, par rapport à sa valeur initiale de surface ($e = 2.78$). L'atténuation des ondes est définie par : $\alpha = 1.69 \sigma / \epsilon' ^{1/2}$

avec σ : conductivité électrique en mSiemens/m et ϵ' : constante diélectrique
 Le tableau suivant (Tab.5) donne des valeurs typiques de certains paramètres physiques qui caractérisent les ondes électromagnétiques de fréquence 100 MHz pour différents matériaux.

Matériel	Constante diélectrique ϵ'	Conductivité σ (mS/m)	Vitesse V (m/ns)	Atténuation α (dB/m)
Air	1	0	0.3	0
eau douce	80	0.5	0.033	0.1
eau salée	80	30.000	0.01	1000
sable sec	3-5	0.01	0.15	0.01
sable humide	20-30	0.1-1.0	0.06	0.03-0.3
Calcaire	4-8	0.5-2.0	0.12	0.4-1.0
Marnes	5-15	1-100	0.09	1-100
Argiles	5-40	2-1000	0.06	1-300
Granite	4-6	0.01- 1.0	0.13	0.01-1.0

Tab.5 Paramètres physiques de certains matériaux
 (Davis et Annan, 1989)

Il en découle que les couches géologiques humides et de basses résistivités constituent un écran pour la propagation des ondes radar.

III-7-3) **Expérimentation** :

III-7-3-1) Utilisation des méthodes électriques et de Géoradar dans la zone d'es- Sénia pour la détection de cavités de dissolution :

a) Contexte géologique :

La zone étudiée située à une dizaine de km au sud-est d'Oran, appartient au Quaternaire continental qui est représenté par des amas éoliens avec du gypse autour de dépressions inondées couvrant des alluvions. Des terrassements mettent à jour de nombreuses cavités dont certaines sont visibles en surface, dues au lessivage par les eaux superficielles des limons gris à cristaux de gypse.

b) Problème posé après l'emploi de la géophysique électrique :

Le recours à une méthode d'investigation légère a été motivé d'abord par le fait que le terrain peu praticable est recouvert par une végétation de plantes sauvages. En second lieu, quelques sondages électriques exécutés ont révélé en surface une couche de résistivité de l'ordre de 20 à 30 ohm.m, au-dessus d'un aquifère d'eau très salée détecté à 4 ou 5 m de profondeur.

Le dispositif Wenner utilisé d'élongation totale égale à 15 m, a balayé une superficie de 2 à 3 hectares suivant des points de mesures et des profils espacés de 5 m. La longueur AB choisie devrait investiguer une tranche de terrain épaisse de 1.5 à 2.5 m, suffisante pour déceler les anomalies dues à la présence de cavités.

La carte d'iso-résistivités (Fig.28) montre un allongement de structure de direction nord-est sud-ouest et un gradient de part et d'autre de la zone centrale mais cependant plus accentué vers le sud-est.

En général, les valeurs s'étalent de 10 à 20 ohm.m avec cependant certains îlots anomaliques, à l'ouest et à l'est, supérieurs à 20 ohm.m.

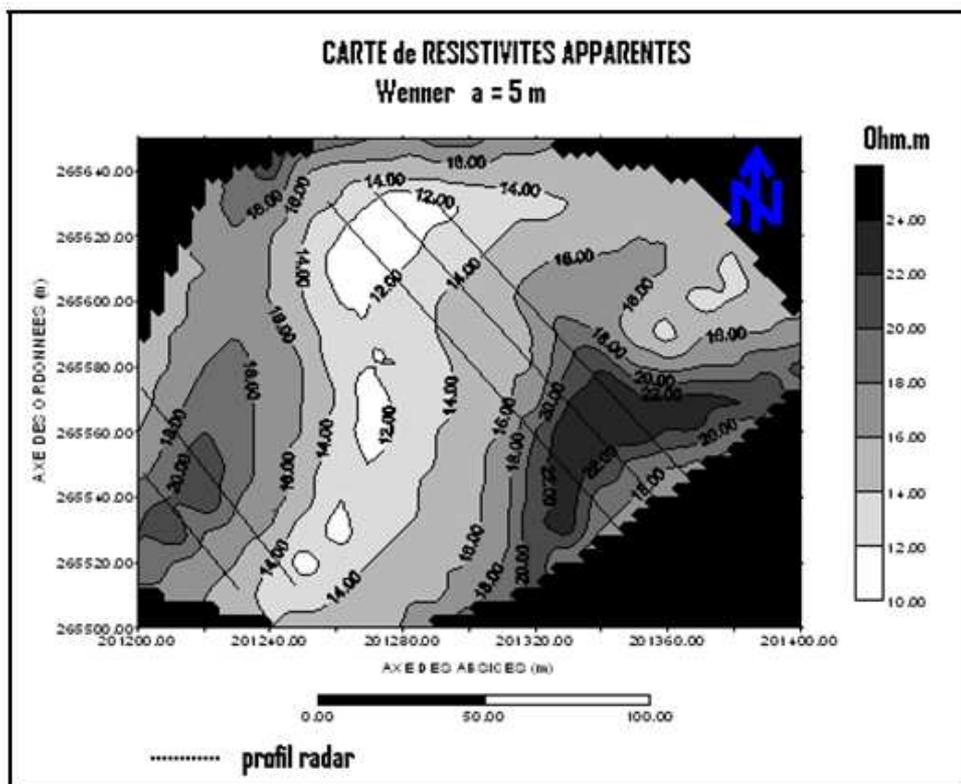


Fig.28 : Carte d'iso-résistivités AB=15m et positions des profils de Géoradar

Il a néanmoins été constaté en comparant les secteurs où apparaissent des cavités in visu que les résultats présentés par la carte restaient insuffisants. En effet, les travaux de tranchées ont été entamés qui ont montré l'ampleur et le nombre de cavités présentant un vide qui s'engouffre jusqu'au niveau d'eau. Leur fréquence d'apparition semble se corrélérer avec les hautes résistivités, mais ceci n'est pas une condition suffisante pour marquer la présence de cavités. En effet, celles-ci sont présentes également dans la zone centrale conductrice. En conséquence, il est possible que la conjugaison de plusieurs facteurs tels que la nature limoneuse du recouvrement, ainsi que la proximité de la nappe aquifère, neutralise l'effet susceptible d'être produit par les cavités, ce qui entraîne un faible gradient de résistivités, phénomène accentué par leur faible volume.

c) Utilisation du Géoradar :

Il s'agit d'une méthode non destructive d'auscultation de la subsurface. L'onde électromagnétique de haute fréquence comprise entre 10 Mhz et 2 GHz, émise dans le sous-sol se propage en s'atténuant et pour les différences de constantes diélectriques des matériaux son énergie est réfléchiée en surface et les échos captés par une antenne de réception.

Comme en sismique réflexion, la juxtaposition des traces forme une coupe-temps : le radargramme qui indique les amplitudes des signaux et donne la présence et la géométrie des structures souterraines.

c-1) Atténuation et profondeur de pénétration des ondes radar :

Les ondes sont atténuées en profondeur en fonction du terme $\exp(-i \alpha z)$, suivant la direction z , le facteur d'atténuation étant α . ($i^2 = -1$).

Les paramètres diélectriques des matériaux géologiques, permittivité ϵ_r et conductivité σ_e sont des grandeurs complexes dépendant de la fréquence. Ils sont également étroitement liés au facteur d'atténuation α .

La permittivité effective ϵ_e , calculée sur différentes roches et à différentes fréquences, suivant un modèle particulier de paramètres, est une grandeur complexe. Les parties réelle et imaginaire

$$\epsilon_r (\omega) = \text{Re} [\epsilon_e (\omega)] \quad \text{et} \quad \sigma_e (\omega) = \epsilon_0 \cdot \omega \cdot \text{Im} [\epsilon_e (\omega)] \quad (\text{III-1})$$

avec : ω (rad/s) : pulsation

$\epsilon_0 = 8.84 \cdot 10^{-12}$: permittivité dans le vide

sont la permittivité effective relative ϵ_r et la conductivité effective σ_e , paramètres utilisés pour caractériser les milieux investigués par le radar, à une fréquence donnée (Jeannin, 2005).

Leurs variations en fonction de la fréquence sont montrées en Fig.28

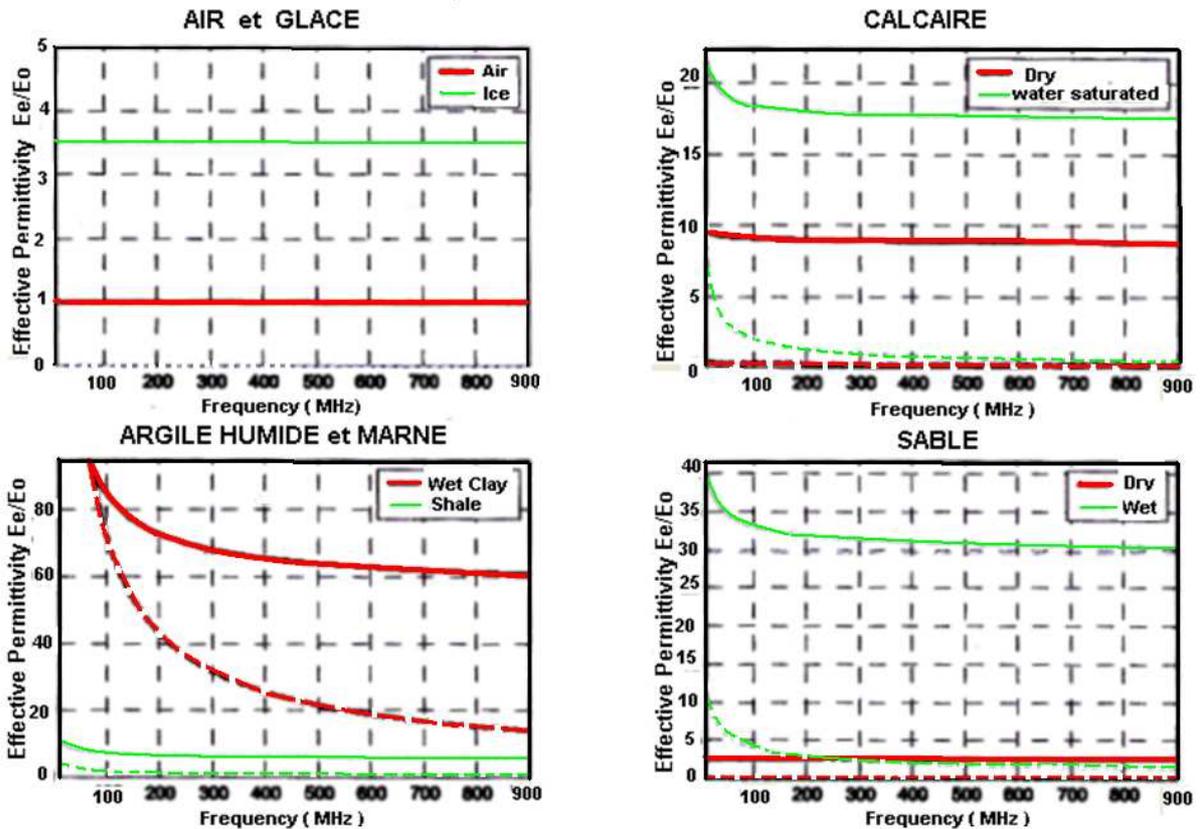


Fig.29 : Permittivité effective pour différents matériaux géologiques

Trait plein = partie réelle ϵ'_e / ϵ_0

Trait en pointillés = partie imaginaire $\epsilon''_e / \epsilon_0$ (Jeannin, 2005)

On constate que la permittivité du sable sec (comme d'ailleurs l'air ou la glace) ne varie pas avec la fréquence (Fig.29) .Il s'agit de diélectrique parfait, et leur conductivité (partie imaginaire dans la figure) est nulle.

En considérant le facteur d'atténuation α (dB/m), exprimé suivant Halleux (1995, in Jeannin, 2005) par :

$$\alpha = 1640 \cdot \sigma_e / (\epsilon_r)^{1/2} \quad (\text{III-2})$$

On déduit que l'atténuation est nulle et ainsi la profondeur de pénétration dans ces matériaux est importante.

Par contre, pour les autres matériaux, tels les argiles, marnes, calcaires, les parties réelle et imaginaire diminuent avec la fréquence.

En outre, on observe que les matériaux saturés en eau présentent une permittivité et une conductivité (Fig.30) plus élevées que les matériaux secs. Ainsi, la présence d'eau entraîne donc une augmentation de l'atténuation.

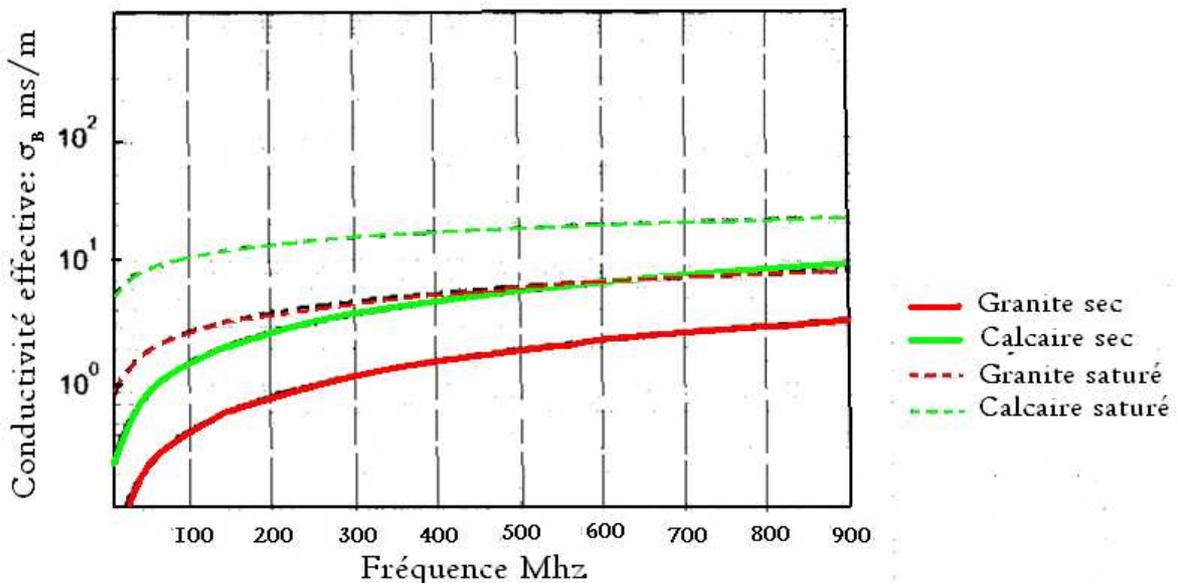


Fig.30 Conductivité effective pour différents matériaux géologiques (Jeannin, 2005)

c-2) Estimation de la profondeur maximale d'investigation : la consistance limoneuse des terrains géologiques sur le site étudié se rapproche de celle d'argile et de sable humidifié par la proximité de la nappe aquifère.

La vitesse du milieu encaissant a été calculée par la donnée de profondeur d'une cavité connue et le temps double de son toit lu sur le radargramme. On obtient $V = 0.07$ m/ns vitesse comparable à celle de sables humides.

La permittivité s'exprime par :

$$\epsilon' = (c / V)^2 \quad c : \text{vitesse des ondes électromagnétiques dans le vide}$$

$$\text{soit : } \epsilon' = (0.3 / 0.07)^2 = 18.36$$

Cette valeur est comprise entre les permittivités attribuées à la marne et au sable humide, indiquées sur la Fig.29

Ainsi le coefficient d'atténuation de l'onde est obtenu à partir de (III-2), en prenant une résistivité de l'encaissant $\rho = 20$ ohm.m soit $\sigma = 50$ mS/m.

Nous obtenons $\alpha = 18$ dB/m

La profondeur maximale pouvant être atteinte est (Davis et Annan, 1989) :

$$H_{\max} = 30 / \alpha$$

= 1.6 m qui est acceptable pour une détection jusqu'à 3.1 m à partir de la surface du sol, puisque l'antenne du radar agit au fond des tranchées creusées à 1.5 m.

c-3) Travaux et résultats du géoradar :

Les profils ont été exécutés à l'intérieur des tranchées parallèles, espacées de 3m. Les radargrammes obtenus ont subi un traitement afin d'éliminer les bruits et artéfacts qui interfèrent avec les signaux : il s'agit du filtrage passe-bande pour éliminer les hautes fréquences affectées par le bruit, et d'un gain adéquat pour rehausser les signaux en amplifiant les réflexions masquées par une atténuation ou un effet latéral.

Des radargrammes caractéristiques (Fig.31) montrent nettement la position des anomalies correspondant à des cavités quelquefois découvertes par la tranchée. On note que la profondeur de leur sommet n'excède pas 0.5 m, c'est-à-dire 2 m à partir du sol.

Le bas des anomalies n'est pas visible sur la majorité des radargrammes, le signal étant absorbé, ceci découle du fait que la formation est de nature plus fine en profondeur et en outre humidifiée par la proximité de la nappe.

A noter également, que certaines anomalies ne désignent pas nécessairement un vide, elles peuvent uniquement représenter un état de terrain fragilisé par la dissolution.

En effet, certaines cavités sont dans un stade préliminaire où le gypse est en cours de dissolution, alors que d'autres se développent en profondeur et correspondent à des secteurs où le gypse est totalement dissous et dans ce cas les cavités atteignent la nappe. Ainsi, ces informations ont permis de choisir le traitement approprié des combles devant supporter les semelles des fondations, incluant soit un remblai en tuf bien compacté par couches successives soit nécessairement un enrochement par blocs plongeant quelquefois jusqu'au niveau d'eau.

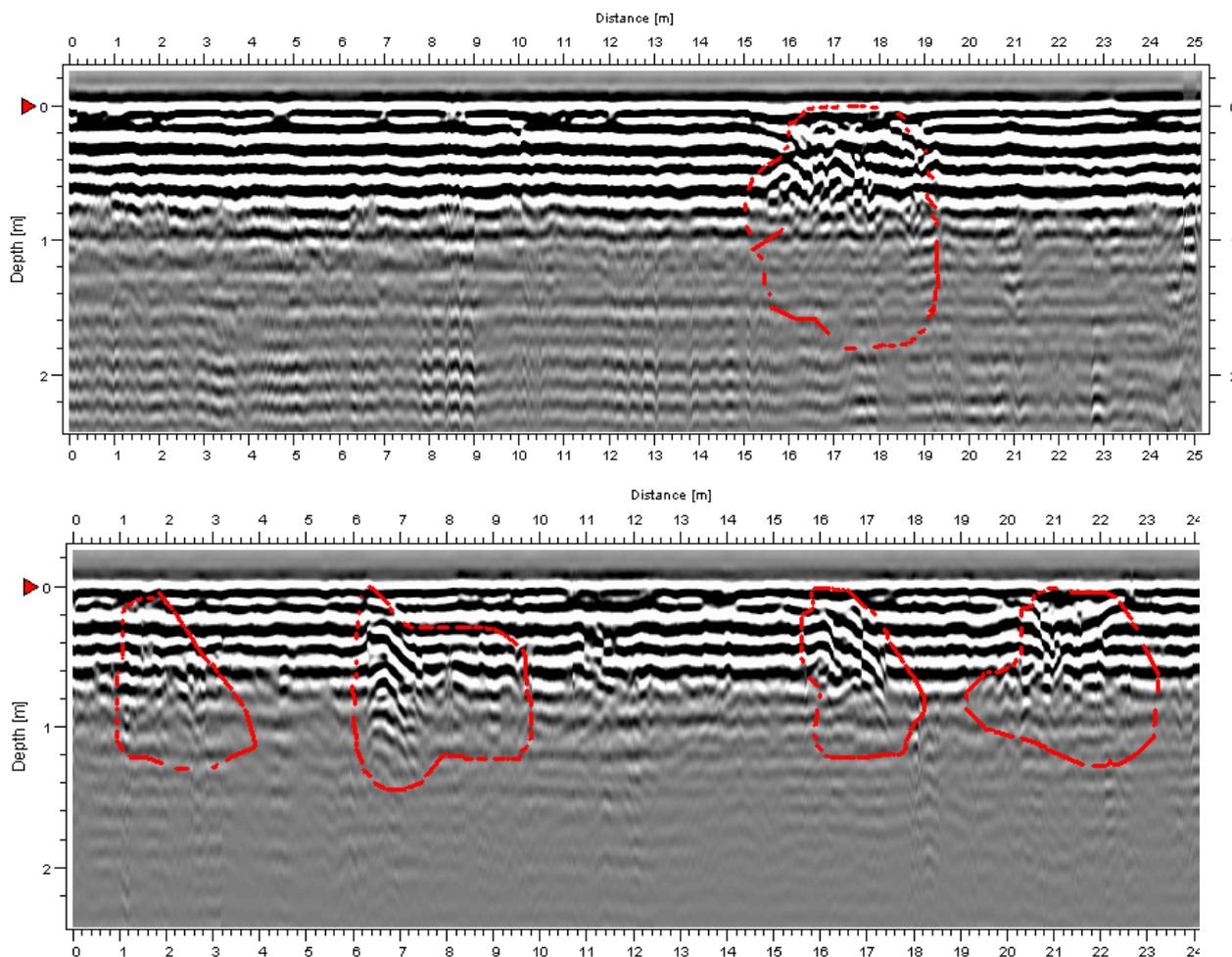


Fig.31 : radargrammes caractéristiques montrant des cavités

III-7-3-2) Utilisation du Géoradar pour établir les causes d'un affaissement de chaussée:

Un problème est survenu à la suite de travaux de terrassement en site urbain. En effet, à la suite du décapage d'un terrain pour la constitution d'une assiette de construction, il est apparu sur le bitume de la chaussée au niveau supérieur, d'importantes fissures.

a) Contexte hydrogéologique :

La série géologique complète est reconstituée au niveau de la falaise bordant l'excavation où l'on distingue une couche grésocalcaire, parfois fissurée reposant en discordance sur un substratum représenté par des marnes à

tripolis .Le fait important est la présence d'une intercalation de sable très fin (1 à 2 m d'épaisseur) entre les deux formations.

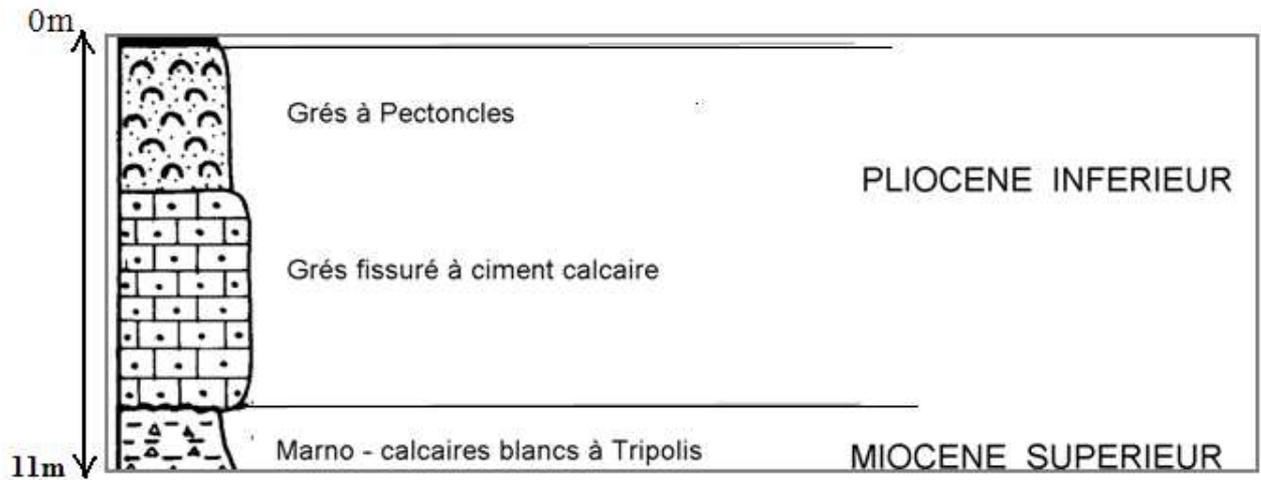


Fig.32 Coupe géologique de la falaise

A la faveur de ce contexte, une importante nappe d'eau émerge et forme une ligne de sources qui draine une quantité appréciable du sable reposant sur le substratum marneux.

b) Données du Géoradar :

Sur la chaussée supérieure et sur une longueur de 80 m où les fissures superficielles sur le bitume sont constatées, des profils longitudinaux et transversaux ont été exécutés avec l'utilisation d'une antenne de fréquence centrale de 100 MHz. La nature de l'encaissant grésocalcaire a permis une profondeur d'investigation de 8 à 9 m.

Les radargrammes de deux profils parallèles, distants de 10 m et transversaux à la chaussée (Fig.33) montrent nettement entre les profondeurs 3 et 5 m, une anomalie marquée par une atténuation du signal. Cette observation est confirmée par l'état de la chaussée qui montre à cet endroit de plus fréquentes fissures et un affaissement très manifeste.

On peut d'ailleurs noter à ce niveau un changement d'allure des couches, bien visibles sous l'anomalie, dont le pendage semble augmenter.

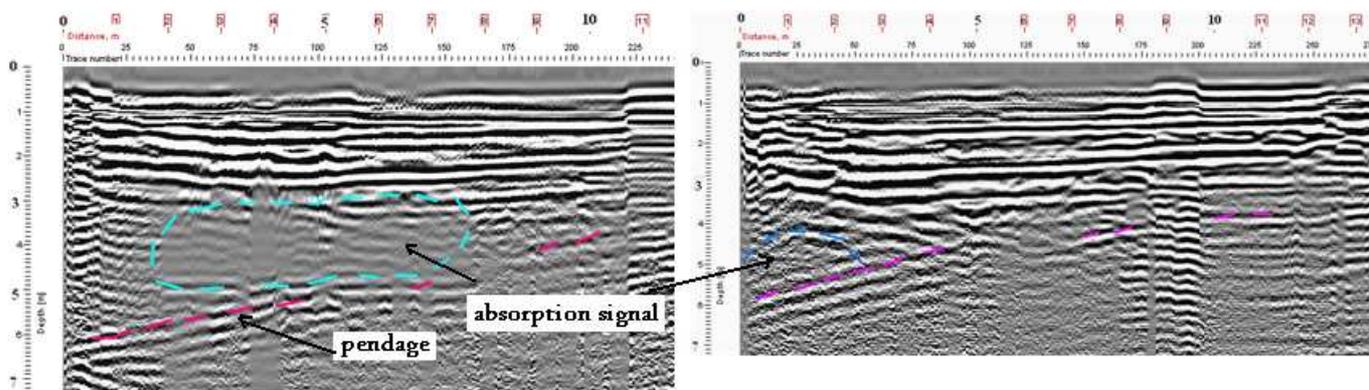


Fig.33 : radargrammes indiquant l'affaissement

III-7-3-3) Utilisation du géoradar pour la détection de réseaux de canalisations enterrées :

Un autre exemple important d'application du géoradar a concerné la détection des canalisations enterrées en zone urbaine. En effet dans le cas des grands travaux d'aménagement, il est nécessaire de rétablir une cartographie des réseaux dont les plans s'ils existent peuvent ne pas correspondre à la réalité.

Ainsi une étude expérimentale a été entamée pour le problème spécifique de branchements d'eau illicites. Dans ce cas il a été utilisé une antenne de fréquence 500 MHz.

Il ressort que les canalisations de gros diamètre se marquent bien sur les radargrammes par des hyperboles développées, d'autant qu'étant relativement profondes (2 m environ), il s'agit certainement de collecteurs d'assainissement. (Fig.34)

Des signaux moins étalés correspondant à des cibles moins profondes (0.8 à 1 m) représentent des conduites du réseau AEP. Les raccordements individuels, répertoriés ou pas, se manifestent à moindre profondeur et sont plus difficilement mis en évidence du fait de la proximité des réseaux d'électricité, gaz, téléphone, de l'hétérogénéité du remblai, etc.

Dans ce cas le recours à une fréquence d'émission supérieure est nécessaire pour augmenter le pouvoir de résolution du géoradar.

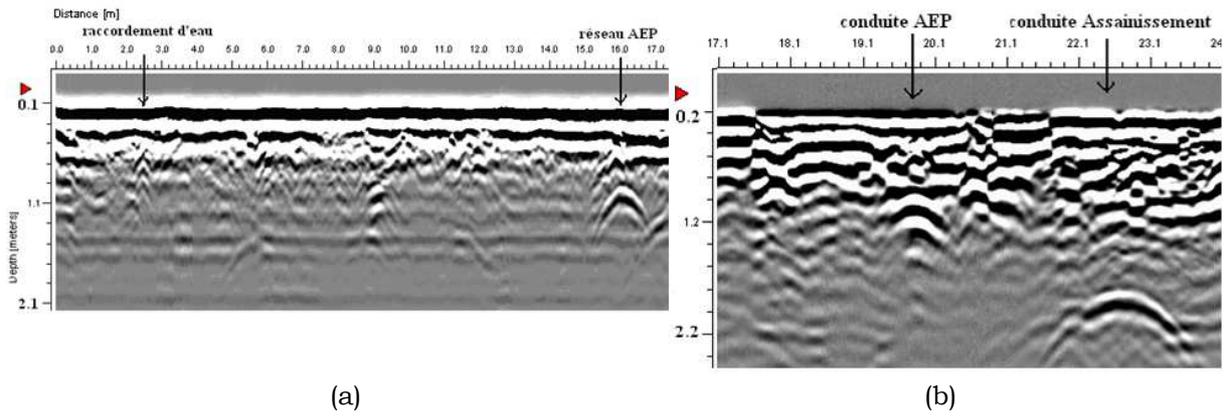


Fig.34 : radargrammes indiquant différents types de canalisations enterrées

Chapitre IV

INTERPRETATION QUANTITATIVE

des COURBES de SONDAGES ELECTRIQUES

avec DIFFERENTS DISPOSITIFS :

Les résultats et informations géologiques obtenus de la région des Chotts, comme vu plus bas, ont exploité les données de campagnes géophysiques utilisant principalement la méthode électrique avec le dispositif Schlumberger.

Nous avons vu précédemment que les dispositifs dipolaires pouvaient être utilisés et probablement avec plus de rendement (déroulement de câbles, etc..).

Leur handicap passé par rapport aux dispositifs classiques concernant les méthodes de traitement de leurs données, est moins important actuellement car elles vont faire l'objet, comme nous le présenterons, des mêmes traitements numériques que celles qui étaient réservées auparavant aux courbes Schlumberger ou Wenner.

IV-1) Traitement numérique des courbes de Sondages Schlumberger :

Pour un sous-sol stratifié en couches horizontales, la formule de Stéphanesco (1930) donne la résistivité apparente :

$$\rho_s(r) = r^2 \int_0^\infty T(\lambda, e_i, k_i) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (\text{IV-1})$$

avec :

J_1 : fonction de Bessel d'ordre 1

$r = AB/2$: demi-longueur du dispositif

$T(\lambda)$: transformée de résistivité

$k_i = (\rho_{i+1} - \rho_i) / (\rho_{i+1} + \rho_i)$ coefficient de réflexion des couches

V-1-1) **Introduction de la Transformée de résistivité :**

La Transformée T est obtenue par une relation de récurrence (Koefoed, 1970) à partir des résistivités et épaisseurs e_i et ρ_i des couches qui se succèdent de la surface jusqu'au substratum.

L'inversion de l'expression (IV-1) donne : $T(\lambda, e_i, k_i) = \int_0^{\infty} \rho_s(r) (J_1(\lambda r)/r) dr$
(IV-2)

Ainsi, l'obtention des paramètres e_i, ρ_i des couches à partir de la courbe de sondage électrique, est l'objet de l'Interprétation directe. Ce problème inverse ou inversion est résolu en faisant appel à l'expression (IV-2).

L'interprétation indirecte ou problème direct ou modélisation, consiste à calculer la courbe de sondage électrique à partir des paramètres e_i, ρ_i , en calculant la transformée T et appliquant (IV-1).

L'intégration de (IV-1) est possible par la méthode de décomposition (Flathe, in Mahammed 1975), la méthode de développement en série (Kunetz, 1966), la méthode d'intégration approchée (Baranov, 1975) qui sont toutes basées sur une analyse mathématique impliquant de longs calculs.

Avec l'introduction de la théorie des filtres numériques (Ghosh, 1971), le traitement, dorénavant, sera considérablement allégé.

IV-1-2) **Transformations à l'aide des filtres numériques :**

Ghosh (1971) a traité les interprétations directe et inverse en utilisant la théorie des filtres numériques. En partant de l'expression (IV-2), c'est à dire en échantillonnant la courbe de sondage, il obtient la Transformée à l'aide d'un filtre direct. Par un raisonnement analogue, à partir de (IV-1) il obtient les valeurs de résistivités apparentes, soit la courbe de sondage, en injectant les valeurs de la Transformée, et ceci à l'aide de coefficients d'un filtre inverse.

Ainsi, considérons (IV-2) et posons :

$$r = e^x, \lambda = e^{-y} \text{ de même que : } T(y) = T(e^{-y}), \rho_s(x) = \rho_s(e^x), J_1(u) = J_1(e^{-u})$$

On a alors : $T(y) = \int \rho_s(x) \cdot J_1(y - x) \cdot dx$

soit, le produit de convolution de ρ_s et J_1 .

En posant $u = x - m \Delta x$, et $y_0 = m_0 \Delta x$

cette expression peut s'écrire (Bichara et Lakhshmanan, 1975) :

$$T(m_0, \Delta x) = \sum \rho_s(m, \Delta x) \cdot h((m_0 - m) \Delta x) \quad (IV-3)$$

Avec un échantillonnage de la courbe $\Delta x = (\text{Log } 10)/3$; la sommation peut être réduite de $-k$ à $+1$, et les facteurs $h((m_0 - m) \Delta x)$ sont les coefficients du filtre direct.

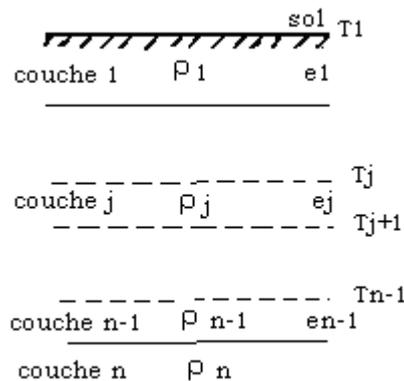
Avec un raisonnement analogue, on obtient les valeurs de résistivités apparentes à partir de celles de la Transformée, à l'aide d'un filtre inverse.

Ainsi, Ghosh, en choisissant un échantillonnage de 3 points par décade logarithmique, utilise un filtre inverse de 9 coefficients.

Cependant, pour augmenter la précision des courbes de sondages, Johansen (1975) avec un échantillonnage de 10 points, introduit un filtre de 139 coefficients. D'autres auteurs (Tabbagh, 2004) avec un échantillonnage de 12 points utilisent le filtre d'Anderson (1995) et les filtres long ou court de Gupta-Singh.

IV-1-3) Détermination de la Transformée de résistivité T à l'aide des paramètres h_i , ρ_i des couches :

La Transformée T est nécessaire dans le processus d'interprétation directe ou inverse, quelque soit le dispositif choisi. On doit à Koefoed (1970) la méthode de récurrence, partant du substratum, et permettant la « réduction » de la Transformée jusqu'à l'obtention de $T(\lambda) = T_1(\lambda)$.



Soit : $T_{n-1}(\lambda) = \rho_{n-1} (1 - k_{n-1} \exp(-2 e_{n-1} \lambda)) / (1 + k_{n-1} \exp(-2 e_{n-1} \lambda))$

avec $k_{n-1} = (\rho_{n-1} - \rho_n) / (\rho_{n-1} + \rho_n)$

La Transformée T_j pour une couche (ρ_j, h_j) au dessus d'une séquence $(\rho_{j+1}, \dots, \rho_n ; e_{j+1}, \dots, e_{n-1})$ de Transformée T_{j+1} est alors donnée par :

$$T_j(\lambda) = (W_j(\lambda) + T_{j+1}(\lambda)) / (1 + W_j(\lambda) \cdot T_{j+1}(\lambda) / \rho_j^2) \quad j = n-2, n-3, \dots, 2, 1$$

avec $W_j(\lambda) = \rho_j (1 - \exp(-2 e_j \lambda)) / (1 + \exp(-2 e_j \lambda))$ (IV-4)

L'application de la récurrence fournit $T(\lambda) = T_1(\lambda)$.

IV-1-4) Interprétation Indirecte – Calcul des courbes de sondages électriques :

En partant d'un modèle de terrain caractérisé par les résistivités vraies et épaisseurs de ses couches ρ_i, e_i , les résistivités apparentes ρ_s , en appliquant avec un espacement de $\Delta x = (\text{Log } 10)/10$, soit 10 points par décade logarithmique, le filtre de Johansen (1975), sont données par l'expression :

$$\rho_s(i, \Delta x) = \rho_n \cdot C^{-100} + \sum_{j=i}^{39} T((i-j) \cdot \Delta x + S) \cdot C^{(j \cdot \Delta x - S)} + \rho_1 \cdot C^{40}$$

pour $i = 0, 1, 2, \dots$

avec: T transformée obtenue par la procédure de récurrence précédente

$$\Delta x = (\text{Log } 10)/10, \quad C^{-100} = 6.1740 \cdot 10^{-5}, \quad C^{40} = 6.0905 \cdot 10^{-4},$$

S = -1.7239458, ρ_1 et ρ_n résistivités de la première et la dernière couche

$C^{(j \cdot \Delta x - S)} = C^j$, coefficients du filtre.

IV-1-5) Interprétation Directe des courbes de sondages donnant la prédominance à T :

IV-1-5-1) *Méthode du gradient (steepest descent) :*

Le processus de calcul est le suivant :

- 1 - détermination de la courbe $T(\lambda)$ par ses valeurs T_j en différentes abscisses $1/\lambda_j$ après échantillonnage de la courbe de sondage et l'application de (IV-3), $j=1, \dots, N$.
- 2 - identification automatique de la Transformée $T(\lambda)$ à une transformée hypothétique $T_1(\lambda, e_1, e_2, \dots, e_{n-1}, \rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n) = T_1(\lambda, \mathbf{m})$ dépendant des paramètres et à calculer par le procédé de récurrence (4).
- 3 - rendre le critère $F_1(\mathbf{m}) = \sum_{j=1}^N (T_j - T_1(\lambda_j, \mathbf{m}))^2$ minimum : la réalisation de cette condition aboutira alors à la valeur de $\mathbf{m} = (e_i, \rho_i)$

La procédure du gradient nécessite la décrémentation de \mathbf{m} à partir d'une valeur initiale : $\mathbf{m}_0 - \theta$. $(\partial F_1 / \partial \mathbf{m})_{\mathbf{m}=\mathbf{m}_0}$, θ étant une valeur choisie.

Ainsi, on doit calculer les dérivées partielles par rapport à chacun des paramètres e_i, ρ_i soit :

$$\partial T_1(\lambda_j, m) / \partial e_1, \partial T_1(\lambda_j, m) / \partial e_2, \dots, \partial T_1(\lambda_j, m) / \partial e_{n-1},$$

$$\partial T_1(\lambda_j, m) / \partial \rho_1, \partial T_1(\lambda_j, m) / \partial \rho_2 \dots \partial T_1(\lambda_j, m) / \partial \rho_n.$$

Ceci est obtenu par une relation de récurrence développée par Johansen (1975). Un programme a été écrit, et appliqué à une courbe théorique.

IV-1-5-2) Exemple théorique: prenons une courbe théorique empruntée à un catalogue d'abaques et correspondant à la succession I,

$$\rho_i = 10 \text{ ohm.m} \quad e_i = 1 \text{ m}$$

$$= 100 \quad = 2$$

$$= 2 \quad = 25$$

$$= 10$$

Soit sa courbe correspondante (I) (Fig.35). La méthode manuelle d'interprétation dite des diagrammes auxiliaires donne une solution brute II, que nous considérons comme modèle initial, soit :

$$\rho_i = 10 \text{ ohm.m} \quad e_i = 1.2 \text{ m}$$

$$= 120 \quad = 3$$

$$= 3 \quad = 30$$

$$= 10$$

Soit sa courbe correspondante (II).

Le programme de calcul va procéder à la recherche d'une solution constituée d'une succession de couches, telle que sa courbe soit la plus proche possible au sens du critère défini et avec la précision voulue, de la courbe théorique donnée.

La solution obtenue (III) est alors :

$$\rho_i = 10 \text{ ohm.m} \quad e_i = .996 \text{ m}$$

$$= 119.971 \quad = 1.632$$

$$= 2.485 \quad = 29.95$$

$$= 10$$

Les deux solutions (I) et (III) sont équivalentes, au sens de leurs résistances transversales et conductances longitudinales.

INTERPRETATION DIRECTE

SE : essai courbe théorique

Echantillonnage des valeurs de résistivités apparentes de la courbe SE

Nombre de points : 61

Valeurs de la Transformée TI en fonction de I / L0

I6 9.967279 25 10.07306 4 10.14113 63 10.87519 I. 12.5905 1.6 15.89564 2.5 20.15489 4 23.3893 6.3 22.8806
 IO. 18.7321 I6. 14.00926 25. 10.45455 40. 8.180351 63. 6.990468 100. 6.782733 160. 7.162087 250. 7.679146 400. 8.239279

Le modèle initial est le suivant :

Nombre de couches N= 4

Résistivités Epaisseurs

R0= 10 H= 1.2

R0= 120 H= 3

R0= 3 H= 30

R0= 10

Valeurs du Critérium FI en fonction du nombre d'itérations Q.

I 237.8446 2 III.2905 3 72.00923 4 42.70295 5 22.51944 6 10.58784 7 4.635904 8 2.097254 9 1.142325 IO .8092244
 II .5928381 I2 .6464614 I3 .6218707 I4 .604061 I5 .5885385 I6 .5739428 I7 .5598853 I8 .5462525 I9 .5329912 20 .520087
 2I .5075351 22 .4953171 23 .4836779 24 .4718606 25 .4606089 26 .4496662 27 .4390285 28 .4286779 29 .4186128 30 .4088338
 3I .3993216 32 .39008 33 .381096 34 .372364 35 .3638791 36 .3556338 37 .3476215 38 .3398479 39 .3322874 40 .3249515
 4I .3178252 42 .3109036 43 .3041829 44 .2976599 45 .2913264 46 .2851821 47 .2792101 48 .2734222 49 .2677995 50 .2623454
 5I .2570581 52 .251922 53 .2469469 54 .2421169 55 .2374331 56 .2328848 57 .2284831 58 .22421 59 .220068 60 .2160517
 6I .2121589 62 .2083803 63 .2047263 64 .2011793 65 .1977438

Modèle final

Nombre d'itérations Q= 65

Précision :

ε3= 8.313991E-04

R0= 10 H= .9962984

R0= 119.9718 H= 1.632135

R0= 2.485767 H= 29.95792

R0= 10

Tab.6 Résultats du programme d'Interprétation directe- courbe théorique

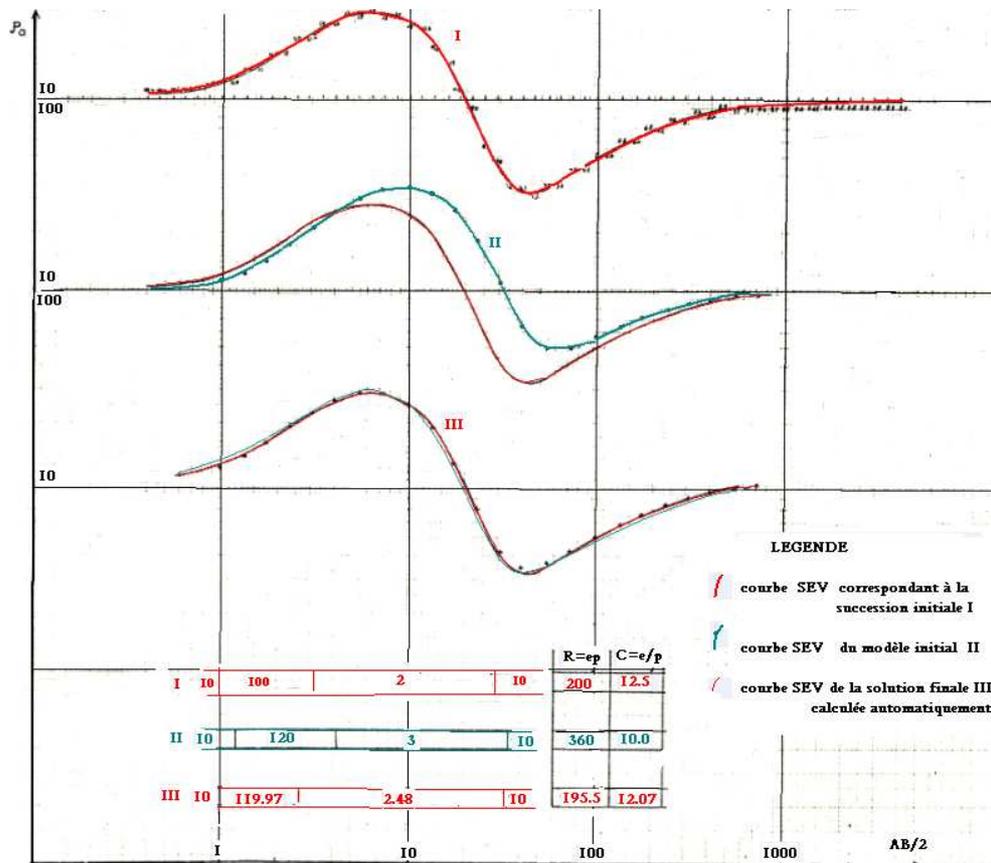


Fig.35 Processus d'interprétation directe d'une courbe de Sondage électrique

IV-1-5-3) Amélioration du programme de calcul :

Le programme de calcul précédent peut être amélioré de la façon suivante (Bichara and Lakhshmanan, 1975) : la valeur m (e_i , ρ_i) était précédemment dégradée de la quantité $T_4.G$ (ou $T_4. G_1$),

$$\text{où: } G = \partial F_1 / \partial \rho_i \quad i = 2, \dots, n$$

$$G_1 = \partial F_1 / \partial e_i \quad i = 1, \dots, n-1$$

$$T_4 = F_1(1) / G_2, \quad G_2 \text{ étant le carré du module du gradient}$$

A présent, m sera dégradé de la valeur $T_4. p_k$ pour $k= 0, \dots, n-1$

$$\text{tel que : } p_0 = (\partial F_1 / \partial e_1, \partial F_1 / \partial \rho_2, \dots, \partial F_1 / \partial \rho_{n-1}, \partial F_1 / \partial e_{n-1})$$

$$\dots p_k = (0, 0, \dots, \partial F_1 / \partial \rho_k, \partial F_1 / \partial e_k, \partial F_1 / \partial \rho_{k+1}, 0 \dots 0)$$

$$\dots p_{n-1} = (0, 0, \dots, 0, \partial F_1 / \partial \rho_n, \partial F_1 / \partial e_{n-1})$$

Cette variante consiste à effectuer une recherche cyclique en faisant varier les paramètres de chaque couche indépendamment les unes des autres.

Au terme de chaque n itérations, on aura effectué alors une recherche globale pour tous les paramètres ρ_i, e_i .

Le critère F_1 est calculé à chaque dégradation de la valeur m d'une quantité $T_4.p_k$. Chaque valeur de F_1 est comparée à la précédente et la même procédure que précédemment est suivie.

La même courbe théorique a été traitée avec ce programme avec les résultats suivants :

```

INTERPRETATION DIRECTE
SE : essai courbe théorique
Echantillonnage des valeurs de résistivités apparentes de la courbe SE
Nombre de points : 61
Valeurs de la Transformée TI en fonction de I / L0
I6 9.967279 .25 10.07306 .4 10.14113 .63 10.87519 I. 12.5905 1.6 15.89564 2.5 20.15489 4 23.3893 6.3 22.8806
I0. 18.7321 I6. 14.00926 25. 10.45455 40. 8.180351 63. 6.990468 I00. 6.782733 I60. 7.162087 250. 7.679146 400. 8.239279
Le modèle initial est le suivant :
Nombre de couches N= 4
Résistivités Epaisseurs
R0= I0 H= 1.2
R0= I20 H= 3
R0= 3 H= 30
R0= I0
Valeurs du Critérium FI en fonction du nombre d'itérations Q.
I 237.8446 2 I5.2929 3 I51.8711 4 64.34267 5 60.93836 6 33.0989 7 27.79054 8 7.733269 9 6.624325 I0 3.70368 II 3.535794
I2 1.225351 I3 I.091352 I4 .6211999 I5 .6106907 I6 .2547042 I7 .2209059 I8 .1408815
Modèle final
Nombre d'itérations Q= I8
Précision :
f3= 5.923256E-04
R0= I0 H= 1.005649
R0= I19.9544 H= 1.65448
R0= 2.414619 H= 29.97472
R0= I0
    
```

Tab.7 Interprétation directe – courbe théorique

Il ressort une rapidité dans l'exécution du calcul et les résultats sont équivalents à ceux établis par la précédente variante du programme.

IV-1-6) **Interprétation Directe non conventionnelle ne donnant pas de prédominance à la Transformée T :**

IV-1-6-1) 1^{ère} Méthode de Zohdy (1975) :

IV-1-6-1-1 : Principe :

Zohdy ne fait aucune hypothèse préalable sur le nombre de couches, leurs épaisseurs ou leurs résistivités.

Il part de l'observation selon laquelle une courbe de sondage électrique et la courbe Dar-Zarrouk (D.Z.) correspondante, sont graphiquement proches l'une de l'autre.

- la courbe D.Z. d'une section à n couches, de résistances transversales $T_i = e_i \cdot \rho_i$ et de conductances longitudinales $S_i = e_i / \rho_i$, est constituée des points-D.Z. :

- d'ordonnée $\rho_{mj} = (\sum T_i / \sum S_i)^{1/2}$

- d'abscisse $L_{mj} = (\sum T_i \cdot \sum S_i)^{1/2} \quad j = 1, 2, \dots, n-1$

- Inversement, si l'on connaît la courbe D.Z. d'une section, on peut en extraire simplement les paramètres des couches

- $\rho_j = ((L_{mj} \rho_{mj} - L_{mj-1} \rho_{mj-1}) / (L_{mj} / \rho_{mj} - L_{mj-1} / \rho_{mj-1}))^{1/2}$

- $e_j = \rho_j (L_{mj} / \rho_{mj} - L_{mj-1} / \rho_{mj-1})$

Ceci signifie que la résistivité et l'épaisseur de la j^{ème} couche sont calculées en utilisant les coordonnées des (j-1)^{ème} et j^{ème} point-D.Z.

Le processus itératif comporte le calcul de la courbe de sondage puis l'ajustement d'une nouvelle courbe D.Z qui fournira de nouveaux paramètres ρ_j , e_j , etc...jusqu'à coïncidence des courbes .

IV-1-6-1-2) Caractéristiques du programme de calcul :

- a) l'échantillonnage de la courbe de Sondage électrique SE est effectué en 24 points.

b) en fonction des pentes entre les points échantillonnés, inférieures à -1, supérieures à 1 ou comprises entre ces deux valeurs, les tronçons des courbes modifiées MDZ -L, MDZ-T ou DZ (Zohdy, 1975) sont calculés et permettent de donner la solution en 25 couches.

c) pour la détermination des résistivités par la méthode d'interpolation Régula-Falsi de résolution d'équations non linéaires, l'itération est répétée au maximum 15 fois ou bien jusqu'à ce que deux valeurs successives obtenues remplissent la condition

$$0.98 < \rho (i) / \rho(i-1) < 1.02$$

d) les courbes SE correspondant aux modèles à 25 couches sont calculées à raison de 10 points par décade logarithmique. Le processus est répété jusqu'à ce que la courbe SE calculée se rapproche le plus près de la courbe originale.

e) le modèle solution finale adopté de 25 couches est simplifié en un nombre de couches inférieur : en effet la solution automatique en 25 couches donne la possibilité de construire rapidement diverses autres solutions plus simples, qui respectent encore les résultats des mesures sur le terrain.

IV-1-6-1-3) Exemples de traitement :

a) les étapes de calcul :

La figure (Fig.36) traite un exemple de courbe qui aboutit à une solution en 25 couches (d). Celle-ci peut être simplifiée par le recours aux points D.Z (e), ce qui fournit la solution finale en 9 couches, ou moins, au gré de l'interpréteur.

Les résultats chiffrés des différentes étapes du programme de calcul sont également donnés jusqu'à la solution finale (Tab.8).

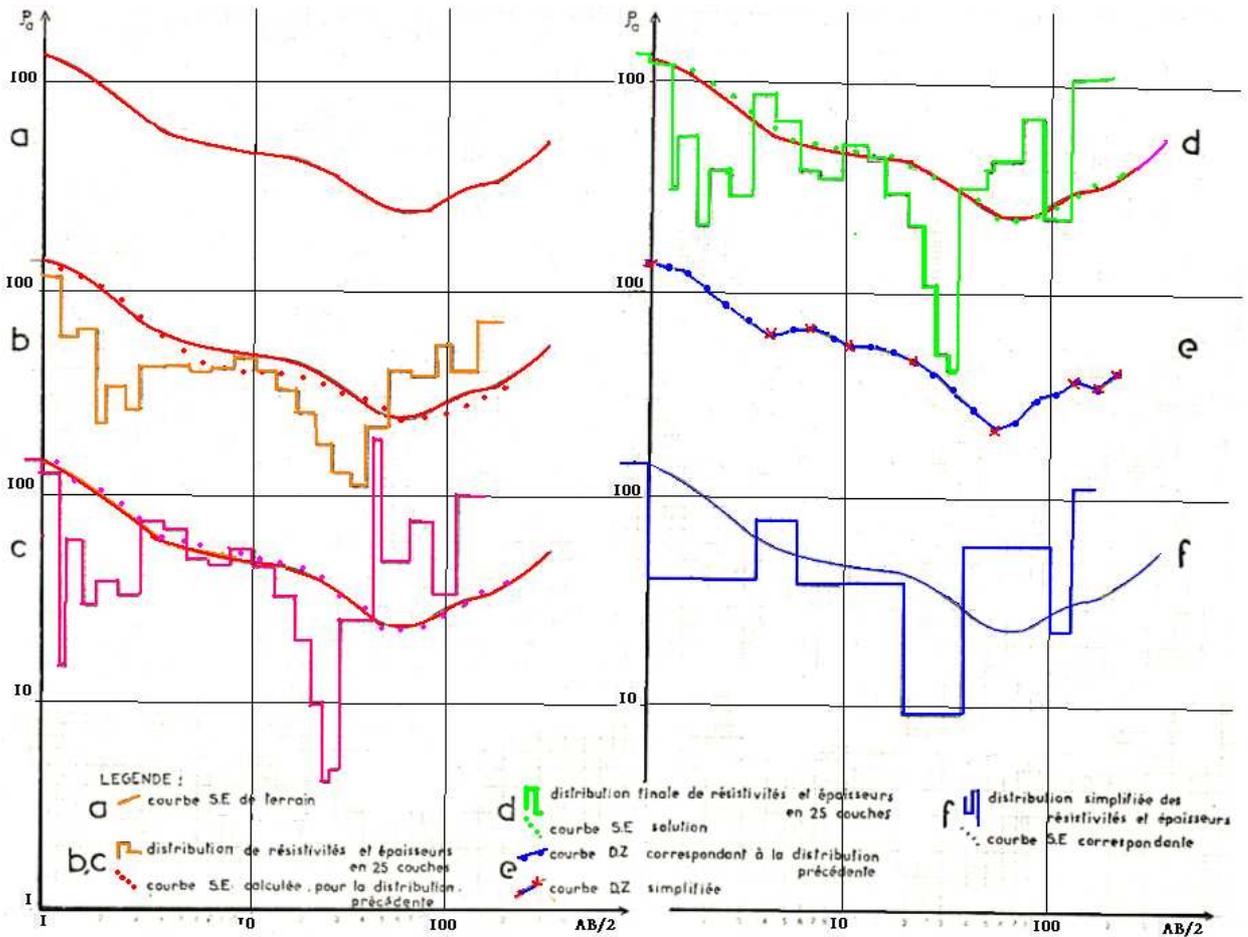


Fig.36 Processus d'interprétation directe d'une courbe de sondage électrique (1^{ère} méthode de Zohdy)

INTERPRETATION DIRECTE

SEV courbe terrain
 Echantillonnage de la courbe SE : 24 point
 Résistivités et Epaisseurs du Modèle à 25 couches

H	R0	H	R0	H	R0	H	R0
1.00	135.00	0.25	111.60	0.25	56.74	0.37	62.53
0.23	21.83	0.49	33.25	0.58	25.56	0.95	41.08
1.26	41.70	1.54	38.53	2.07	40.11	2.60	44.62
3.17	39.51	4.02	32.11	4.47	24.60	5.27	17.60
6.03	12.80	7.24	11.05	12.95	21.67	14.32	40.05
19.94	37.41	21.25	53.54	32.35	39.46	33.68	70.85

Résistivités apparentes de la courbe calculée du Modèle à 25 couches

H	R0	H	R0	H	R0	H	R0
127.81	123.41	114.10	102.56	88.40	73.33		
59.73	49.57	43.47	40.57	39.42	38.81		
38.05	36.75	34.72	32.00	28.91	26.09		
24.25	23.87	24.99	27.28	30.31	33.82		

Visualisation courbe calculée et courbe de terrain
 Y a-t-il coïncidence ? oui= I non= 0
 Non

Résistivités et Epaisseurs du Modèle à 25 couches

H	R0	H	R0	H	R0	H	R0
1.00	142.59	0.25	121.22	0.08	14.51	0.36	58.89
0.23	28.55	0.55	38.16	0.68	32.07	0.98	73.56
1.30	67.00	1.56	48.45	2.04	45.45	2.60	54.48
3.13	44.33	3.78	31.52	3.83	20.78	3.42	10.46
2.24	4.10	3.89	4.93	12.88	25.70	4.30	186.75
18.93	47.53	18.73	75.26	32.95	34.26	28.65	99.90

Résistivités apparentes de la courbe calculée du Modèle à 25 couches

H	R0	H	R0	H	R0	H	R0
133.77	127.27	117.54	104.52	89.45	74.73		
62.96	55.59	52.21	51.16	50.63	49.51		
47.31	43.90	39.30	33.92	28.62	24.62		
22.88	23.58	26.14	29.76	33.95	38.58		

Visualisation courbe calculée et courbe de terrain
 Y a-t-il coïncidence ? oui= I non= 0
 Non

Résistivités et Epaisseurs du Modèle à 25 couches

H	R0	H	R0	H	R0	H	R0
1.00	143.91	0.25	130.02	0.08	33.36	0.37	57.55
0.23	21.19	0.59	40.06	0.69	30.12	0.89	93.38
1.29	68.44	1.47	39.05	1.96	37.00	2.60	53.54
3.17	44.38	3.83	31.02	4.02	21.57	3.70	11.13
2.86	5.17	3.50	4.30	12.13	32.80	2.52	394.38
19.96	44.77	19.82	73.31	30.00	23.47	25.89	111.75

Résistivités apparentes de la courbe calculée du Modèle à 25 couches

H	R0	H	R0	H	R0	H	R0
135.84	129.77	120.49	107.76	92.59	77.28		
64.66	56.49	52.53	50.98	49.88	48.16		
45.56	42.08	37.80	32.98	28.30	24.79		
23.34	24.16	26.70	30.20	34.19	38.59		

Visualisation courbe calculée et courbe de terrain
 Y a-t-il coïncidence ? oui= I non= 0
 Oui

Solution finale
 Courbe DZ de la solution

L2	R2	L2	R2	L2	R2	L2	R2
1.00	143.91	1.25	141.02	1.58	126.50	2.00	106.78
2.50	85.00	3.16	72.88	4.00	61.53	5.00	66.43
6.30	66.84	7.90	60.22	10.00	54.59	12.60	54.38
15.80	52.21	20.00	47.09	25.00	41.06	31.60	33.72
40.00	26.97	50.00	21.86	63.00	23.67	79.00	30.46
100.00	32.88	125.00	37.70	158.00	34.41	200.00	41.43

Donner le nombre de points et les points DZ de la courbe DZ simplifiée
 NI= 9

L4	R	L4	R	L4	R	L4	R
1.00	143.00	4.00	61.00	6.20	66.80	10.00	54.50
20.00	47.00	50.60	21.80	128.00	37.70	161.00	34.40
203.00	41.40						

Calcul du Modèle de la courbe DZ simplifiée

R0	H	R0	H
R0 = 143.00	H = 1.00	R0 = 41.522	H = 2.432
R0 = 79.035	H = 2.152	R0 = 37.986	H = 3.444
R0 = 40.397	H = 9.777	R0 = 9.275	H = 17.582
R0 = 58.869	H = 63.233	R0 = 23.552	H = 30.264
R0 = 113.325	H = 25.288		

Tab.8 Résultats du programme de calcul d'Interprétation directe

b) Interprétation directe d'une courbe Sev CC1 (Chott Chergui) :

Il s'agit d'une courbe de sondage exécuté comme étalon au forage CC1 – Chott Chergui (cf. § V-2-5-3). La courbe a été échantillonnée en 30 points ce qui a fourni une solution en 30 couches, laquelle a été réduite à 7 couches selon le processus précédent.

Soit la solution $(\rho_i ; h_i) = (30,350,80,40,300,40,500 ; 4,18,20,120,100,100)$.

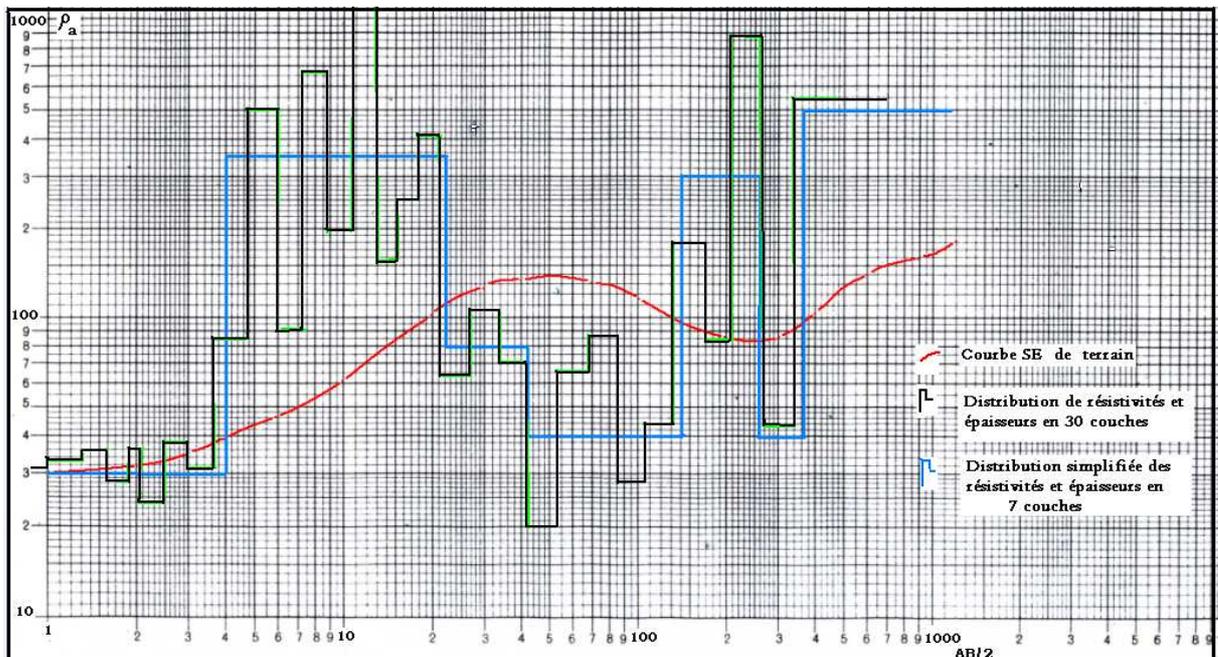


Fig. 37 Interprétation directe d'une courbe Sev CC1 (Chott Chergui)

c) Conclusion : l'intérêt de cette méthode est qu'elle fournit un nombre important de couches, puisqu'elle intègre les moindres courbures. Le progrès dans le calcul rapide des courbes considérant un grand nombre de couches avec l'emploi de différents filtres (Tabbagh, 2004) permet actuellement l'utilisation de cette technique d'interprétation.

IV-1-6-2) 2^{ème} Méthode d'interprétation directe de Zohdy (1989) :

Nous avons noté précédemment l'expérimentation effectuée par Zohdy (1969) avec des dispositifs dipolaires dont il fut le pionnier dans des applications hydrogéologiques au Texas, l'école russe entraînée par Al'pin ayant posé les bases théoriques de cette technique.

Zohdy (1974,1975) avait conçu également une méthode (§ IV-1-6-1) de résolution directe des courbes de sondages en ne faisant aucune hypothèse

préalable ni sur le nombre de couches, ni sur leurs résistivités ou épaisseurs, la solution obtenue comporte un nombre de couches égal à celui des points échantillonnés sur la courbe.

Une nouvelle méthode (Zohdy, 1989), a été établie pour la résolution des courbes obtenues avec le Schlumberger et le Wenner, et qui peut être également appliquée aux dispositifs polaires d'après cet auteur.

Elle se base sur les observations suivantes au vu d'une courbe de sondage électrique (Fig.38) :

a) la variation maximale de la résistivité apparente se passe toujours à une elongation ($AB/2$ pour le Schlumberger) qui est plus grande que la profondeur à laquelle se manifeste cette variation sur le graphe de résistivités vraies-profondeurs (Fig.38a). Cela signifie qu'une courbe de Sev est déphasée (« out of phase ») par rapport au graphe de résistivités profondeurs, et est toujours décalée vers la droite de ce graphe.

b) si l'on partage la courbe en profondeurs (Fig.38b), on constate qu'il est nécessaire de les *décaler vers la gauche* pour ramener la succession supposé de couches en phase avec le graphe résistivités vraies-profondeurs. Egalement, les résistivités apparentes n'approxime pas d'une façon adéquate les vraies résistivités, donc les résistivités supposées de la succession de couches ont besoin d'être ajustées vers les vraies résistivités du graphe.(Fig.38b)

Une adéquation effectuée par itérations successives consistera à appliquer un décalage horizontal des profondeurs, ainsi qu'un ajustement vertical de résistivités suivant deux étapes successives (Zohdy, 1989) (Fig.38c (a) à (e))

IV-1-6-2-1) 1^{ère} étape de décalage des profondeurs :

a) les elongations échantillonnées sur la courbe Sev (à raison de 6 par décade logarithmique) sont égalées aux profondeurs, et leurs résistivités apparentes sont égalées à de vraies résistivités à ces profondeurs, ceci constituant le modèle de départ.

β) calculer la courbe de Sev théorique pour ce modèle à plusieurs couches par le procédé de convolution (§ IV-1-4).

γ) évaluer le rms (root mean square) , soit :

$$\text{rms (\%)} = \sum_{j=1}^N \{ [(\rho_{0j} - \rho_{cj}) / \rho_{0j}]^2 / N \}^{1/2} \cdot 100$$

avec : ρ_{0j} = j^{ème} résistivité apparente de la courbe Sev

ρ_{cj} = j^{ème} résistivité apparente calculée

$j = 1, \dots, N$ N étant le nombre de points échantillonnés de la courbe Sev

δ) multiplier les profondeurs par le facteur 0.9 afin de les réduire de 10%

ε) répéter β et γ

ζ) comparer le nouveau rms au précédent, puis répéter δ, β, γ jusqu'à minimisation du rms.

IV-1-6-2-2) 2^{ème} étape d'ajustement des résistivités: il est nécessaire à présent d'ajuster l'amplitude des résistivités par itérations successives :

α) l'amplitude de la résistivité de chaque couche de la succession est ajustée selon :

$$\rho_{i+1}(j) = \rho_i(j) \cdot \rho_0(j) / \rho_{ci}(j)$$

avec : i = numéro de l'itération j = j^{ème} couche

$\rho_i(j)$ = résistivité de la j^{ème} couche à la i^{ème} itération

$\rho_{ci}(j)$ = résistivité apparente calculée pour la j^{ème} élongation, à la i^{ème} itération

$\rho_0(j)$ = résistivité apparente initiale de la courbe Sev pour la j^{ème} élongation

β) calculer une nouvelle courbe Sev avec les résistivités ajustées des couches

γ) estimer le nouveau rms et le comparer au précédent

δ) répéter α, β, γ itérativement jusqu'à coïncidence avec la courbe Sev originale.

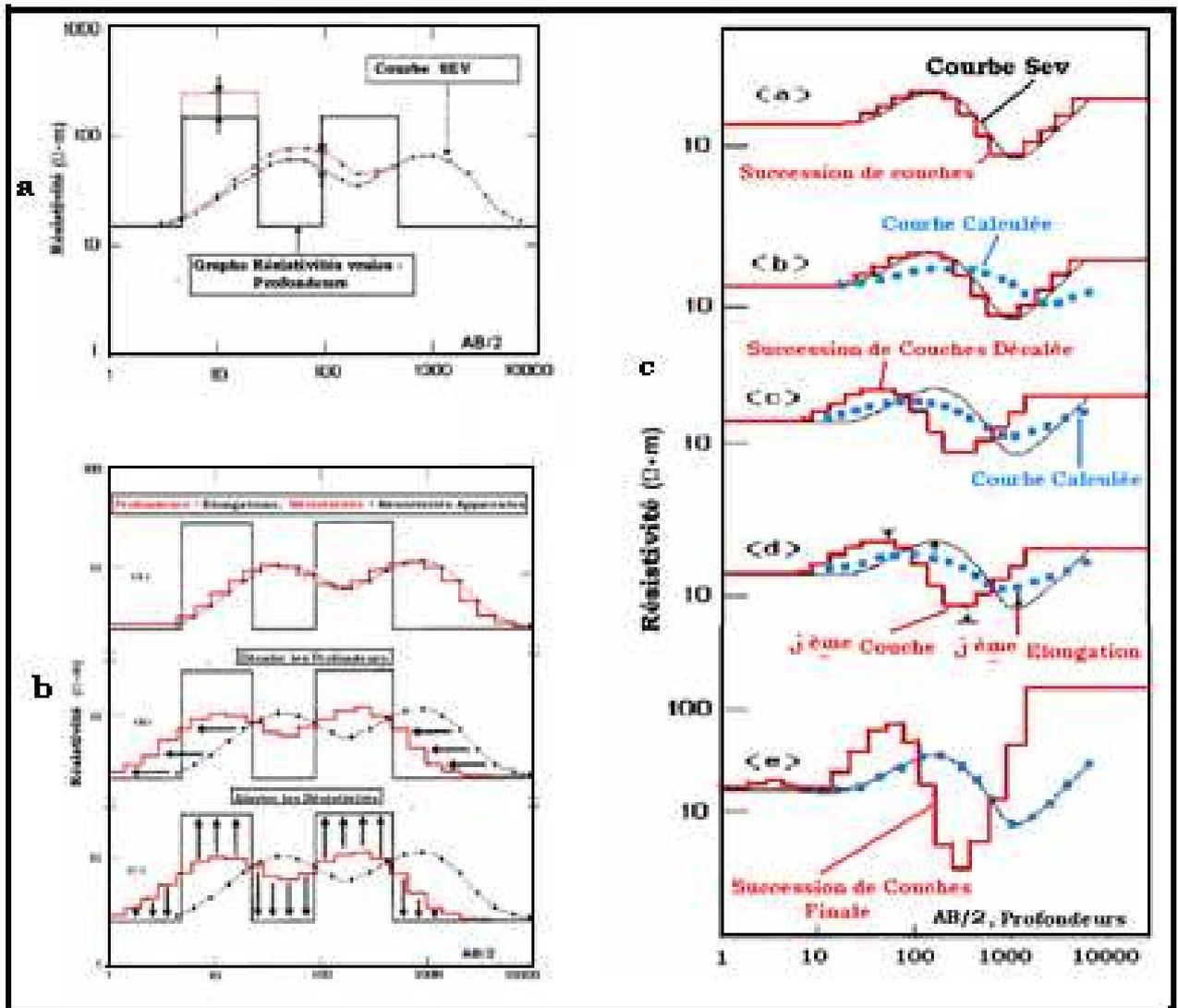


Fig.38 Processus d'interprétation directe d'une courbe de sondage électrique (2^{ème} méthode de Zohdy)

IV-1-6-2-3) Application à une courbe Sev A2 (Oglat Jaouania-Chott el Gharbi)

Une application de cette méthode d'interprétation a été exécutée pour une courbe de terrain (Fig.39) empruntée à l'étude de Oglat Jaouania (cf.§ V-1-5-1)

- la courbe a été échantillonnée en 19 points, à raison de 6 points par décade, puis les profondeurs des couches ont été itérativement réduites (5 itérations) jusqu'à l'obtention d'un rms minimal.
- L'étape suivante a consisté à l'ajustement des résistivités. Il a été fait appel pour le calcul des courbes de Sev correspondant à 19 couches, à un

programme utilisant le filtre d'Anderson (1995) et fournissant les courbes avec une précision de 12 points par décade. (Tabbagh, 2004)

- Le modèle final a été simplifié par lissage (ou par l'utilisation des points D.Z) et aboutit à la solution :

$$(\rho ; h) = (200, 120, 45, 140, 30, 160, 40, 250 ; 2, 2.5, 56, 40, 70, 80, 130)$$

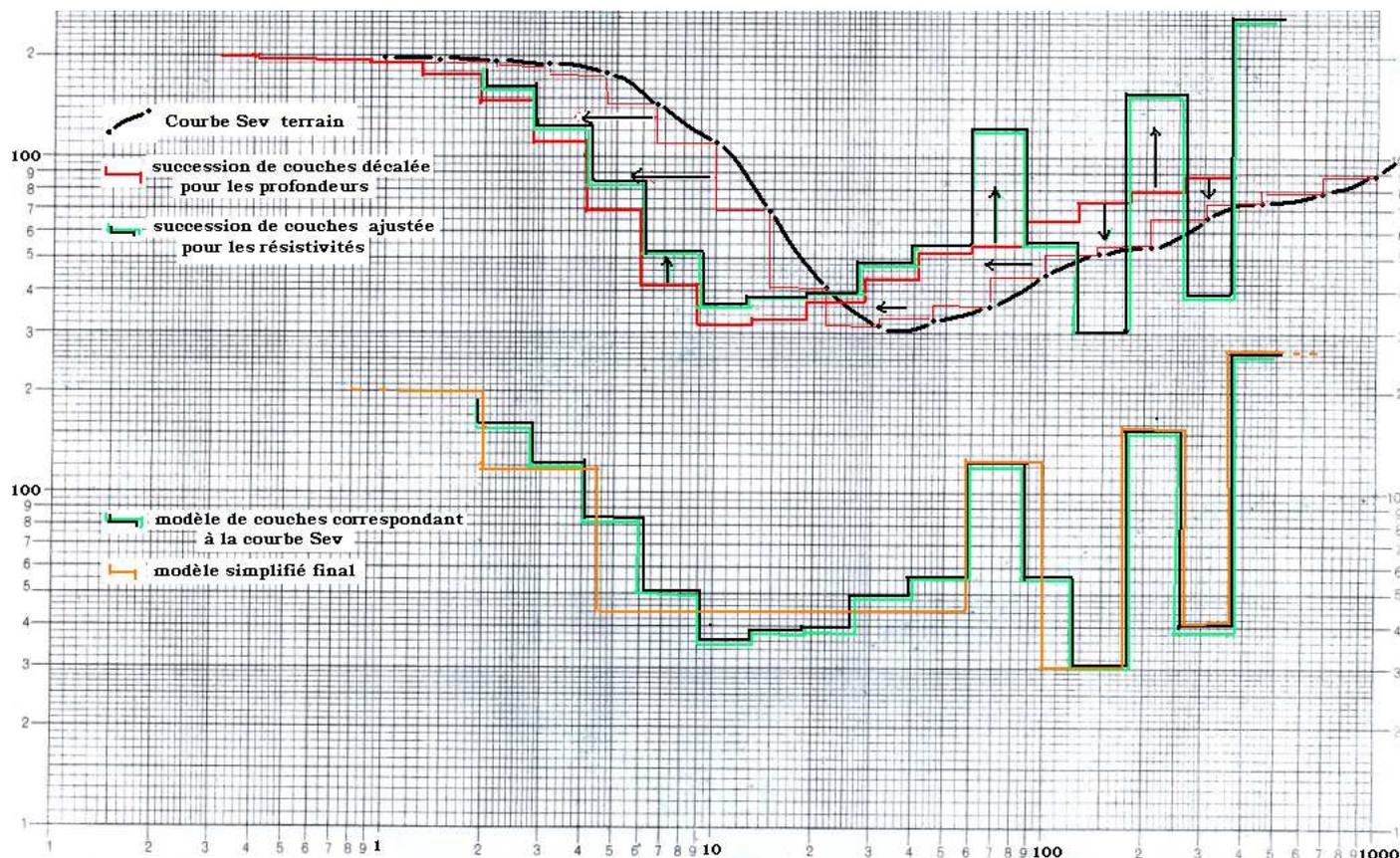


Fig.39 Application de la méthode de Zohdy à la courbe de sondage électrique A2 (Oglat Jaouania- Chott el Gharbi)

IV-1-7) **Interprétation directe par la Méthode « Linear Generalized Inverse»** (Inman et al, 1973)

L'équation (III-1) relie la résistivité apparente obtenue par un dispositif Schlumberger, aux paramètres d'un sous-sol stratifié horizontalement. Une formulation plus générale de cette relation exprime cette mesure C par une fonctionnelle non linéaire $G : C = G(P, X)$ où X est le vecteur contenant les N abscisses des électrodes de mesure, P représentant les M paramètres inconnues ρ_j, e_j des différentes couches.

Cette équation non linéaire est linéarisée par un développement en série de Taylor, ne retenant que les termes de 1^{er} ordre, et ceci pour chaque abscisse.

Ceci résulte en un système de N équations à M inconnues soit :

$$\Delta G = A \cdot \Delta P \quad (IV-5)$$

avec :

$$\Delta G_i = G(P, X^i) - G(P^0, X^i) \quad i = 1, N \quad \text{et}$$

$$A_{ij} = \frac{\partial G(P, X)}{\partial P_j} \Big|_{X=X^i}$$

$$P=P_0$$

$$\Delta P_j = P_j - P_j^0 \quad j = 1, M$$

Le vecteur ΔG représente la différence entre la résistivité apparente mesurée et la résistivité apparente du modèle initial P^0 , ceci pour l'*i*ème abscisse. L'élément A_{ij} de la matrice correspond à la dérivée de l'équation (IV-1) par rapport au *j*ème paramètre inconnu et pour l'*i*ème abscisse.

Le vecteur ΔP est la différence entre les paramètres inconnus et leur modèle initial.

Le problème est de trouver le vecteur de paramètres qui minimise ΔG , après plusieurs itérations, au sens des moindres carrés.

Pour cette résolution, le système matriciel A est factorisé suivant la procédure de Lanczos, suivant les vecteurs et valeurs propres, ce qui donne l'inverse généralisée de A, soit :

$$H_q = V_q \Lambda_q^{-1} U_q^T$$

U est constitué des q vecteurs propres associés aux vecteurs colonnes de A

V est constitué des q vecteurs propres des vecteurs lignes, Λ est la matrice diagonale associée aux q valeurs propres de A.

Ainsi, la solution de (IV-5) est : $\Delta P = H \cdot \Delta G$ qui fournit la plus petite valeur de ΔP qui permet de minimiser ΔG .

En plus de la détermination des paramètres du modèle, la méthode indique également les mesures dans l'ensemble des données qui contiennent l'information la plus importante nécessaire pour résoudre les paramètres. (Inman et al, 1973).

IV-1-8) **Corps de forme quelconque : Méthode des différences finies.**

L'interprétation des données de résistivités mesurées sur terrain est communément effectuée en supposant que le sous-sol constitue un système de couches parallèles uniformes et homogènes. Cependant, cette hypothèse conduit à une importante simplification de la géologie réelle et donc un modèle réel de subsurface est nécessaire en considérant la variation de résistivités dans deux directions.

Muphti (1976) a résolu ce problème par une évaluation, grâce à la méthode des différences finies, du potentiel électrique provoqué par des structures 2-D de forme arbitraire.

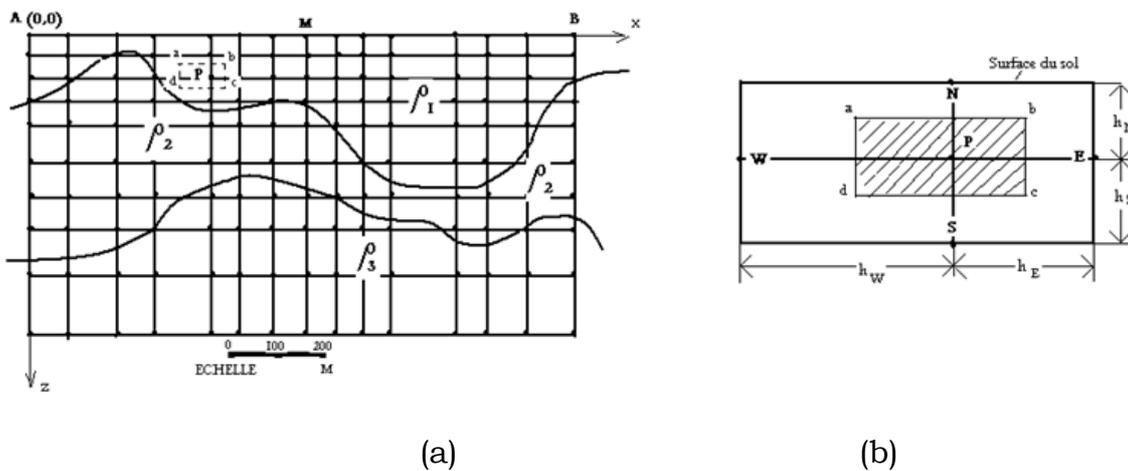


Fig.40 (a) modèle discrétisé d'une structure de résistivités ρ_1, ρ_2, ρ_3
 (b) évaluation du potentiel en P du modèle discret à l'aide des potentiels voisins en N, S, E et W

La relation régissant le flux de courant électrique dans un milieu non uniforme contenant une source de courant est en 2-D :

$$\partial / \partial x [\sigma(x,z) \partial V / \partial x] + \partial / \partial z [\sigma(x,z) \partial V / \partial z] + q(x,z) = 0$$

où σ est la conductivité du milieu, V le potentiel, q la densité de courant.

La méthode consiste à évaluer le potentiel V_{ij} en P (Fig.40b) en fonction des potentiels des points voisins, en utilisant la formule de la différence centrale.

Le calcul aboutit à un système matriciel dont la résolution fournit des éléments qui sont reliés à la distribution des résistivités en subsurface.

IV-2) Traitement des données obtenues par les dispositifs dipolaires :

IV-2-1) Interprétations Indirecte et Directe :

Les deux approches de traitement des courbes, Interprétation directe (problème inverse) et Interprétation indirecte (problème direct) vues précédemment pour le dispositif classique Schlumberger, seront maintenant appliquées aux courbes obtenues avec les dispositifs dipolaires.

Das et Ghosh (1974) puis Das, Ghosh et Biewinga (1974) ont respectivement calculé les coefficients de filtres direct et inverse pour les deux types d'interprétation.

Nyman et Landisman (1977) ont complété ce travail par des résultats similaires en utilisant différents taux d'échantillonnages jusqu'à un maximum de 10 points par décade.

IV-2-1-1) Interprétation Indirecte: deux programmes de calcul des courbes de sondage électrique, correspondant aux dispositifs radial et perpendiculaire ont été établis à partir de l'expression:

$$\rho_{aD}(x) = \sum_{j=1}^N a_j T(y_j) = \sum_{j=1}^N a_j T(\ln(1/\lambda) - x_1 - (j-1)(\ln 10)/6)$$

avec $r = e^x$ $\lambda = e^{-y}$, r , distance entre dipôles AB et MN

T transformée obtenue avec la procédure de récurrence de § IV-1-3.

a_j coefficients du filtre radial ou perpendiculaire

x_1 abscisse du coefficient de filtre d'indice initial.

j	Perpendiculaire		Radial		j	Perpend		Radial	
	abscisse X _j	coefficient A _j	abscisse X _j	coefficient A _j		absc X _j	coeff A _j	absc X _j	coeff A _j
1	-.4797	-.0039	-.4701	-.0670	12	3.7417	.4373	3.7513	.5471
2	-.0959	.0225	-.0863	.0376	13	4.1255	.2924	4.1350	-.3551
3	+.2878	.0258	+.2974	-.2274	14	4.5092	.2127	4.5188	.2512
4	.6716	.3955	.6812	.2887	15	4.8930	.1646	4.9026	-.1896
5	1.0553	1.3439	1.0649	1.3257	16	5.2767	.1329	5.2863	.1499
6	1.4391	3.1104	1.4487	5.3842	17	5.6605	.1106	5.6701	-.1221
7	1.8229	-7.9613	1.8325	-11.3323	18	6.0443	.0942	6.0538	.1020
8	2.2066	6.1843	2.2162	8.4438	19	6.4280	-.0816	6.4376	-.0871
9	2.5904	-3.0641	2.6000	-4.1097	20	6.8118	.0718	6.8214	.0757
10	2.9742	1.4121	2.9837	1.8615	21	7.1956	-.0325	7.2052	-.0666
11	3.3579	-.7324	3.3675	-.9429	22			7.5889	.0594
					23			7.9727	-.0270

Tab.9 : Coefficients du Filtre de calcul des courbes de Dipôles (Das and Ghosh, 1974)

Deux modèles théoriques de succession de couches pour lesquels leurs courbes de sondages pour les dispositifs dipôles radial et perpendiculaire, sont déjà données par Kumar et Das (1977), ont été calculés par la méthode précédente. (Tab.10)

* ρ_{aD-r} : obtenues par un dispositif radial pour le modèle théorique $\rho_j = 1, 5, 20$ et $h_j = 1, 15$

* ρ_{aD-p} : obtenues par un dispositif perpendiculaire pour le modèle théorique $\rho_j = 1, .05, 1$ et $h_j = 1, 3$.

r	.0426	.0625	.0917	.1346	.1976	.2901	.4258	.6249	.9173	1.346	1.976
$\ln(1/\lambda)$	-3.156	-2.772	-2.389	-2.005	-1.621	-1.237	-.853	-.470	-.086	.297	.681
ρ_{aD-r}	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	.998	.995	.986	.972	.979	1.085
ρ_{aD-p}	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	.999	.996	.978	.907	.714
r	2.901	4.258	6.249	9.173	13.463	19.762	29.01	42.57	62.49	91.73	134.64
$\ln(1/\lambda)$	1.065	1.448	1.832	2.216	2.599	2.983	3.367	3.751	4.135	4.518	4.902
ρ_{aD-r}	1.367	1.804	2.339	2.912	3.450	3.915	4.437	5.367	6.926	8.983	11.31
ρ_{aD-p}	.412	.168	0.085	0.095	0.133	0.186	0.256	0.344	0.449	0.563	0.679
r	197.62	290.01	425.76	624.93	917.27						
$\ln(1/\lambda)$	5.286	5.669	6.053	6.437	6.821						
ρ_{aD-r}	13.673	15.774	17.425	18.558	19.24						
ρ_{aD-p}	0.783	0.866	0.924	0.959	0.978						

Tab.10 Valeurs calculées des courbes de résistivités apparentes des dipôles radial et perpendiculaire

Ces valeurs de résistivités correspondent exactement à celles fournies par Kumar et Das (1977). La figure (Fig.41) permet de les comparer avec celles calculées pour le dispositif Schlumberger.

L'on constate sur la figure nettement, le contraste des couches est plus accentué sur les courbes des dispositifs dipolaires par rapport au Schlumberger. D'autre part, si l'on considère la courbe des résistivités Schlumberger en fonction de AB (au lieu de AB/2 de la figure) il est évident d'après le tracé des courbes que la profondeur d'investigation des dipôles est supérieure.

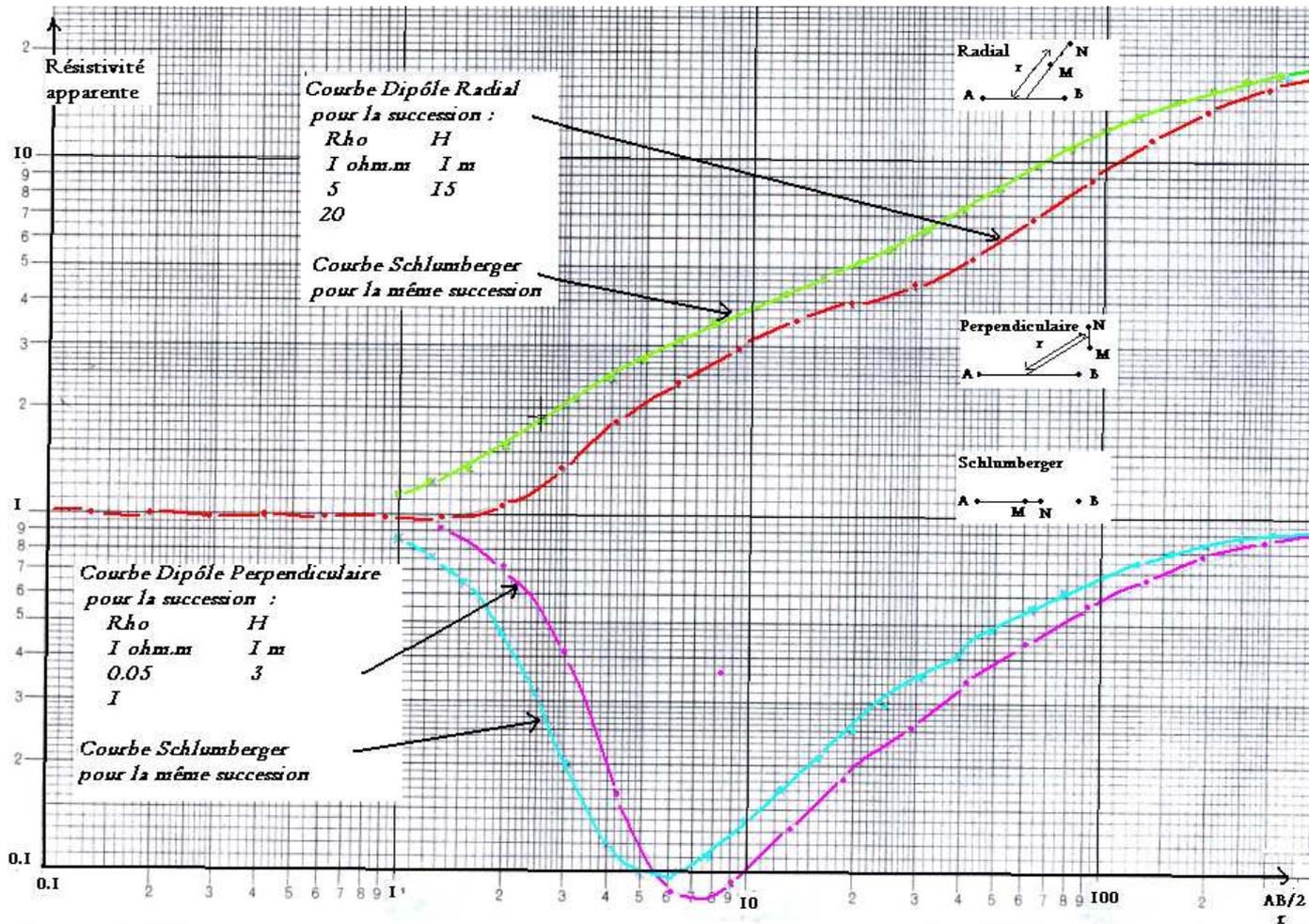


Fig.41 Interprétation indirecte : courbes de sondages électriques
 Dipôles radial et perpendiculaire pour des successions de couches
 Comparaison avec les courbes Schlumberger

IV-2-1-2) Interprétation Directe :

Il s'agit cette fois de calculer la Transformée T à partir de la courbe ρ_{AD} du sondage dipolaire. Le produit de convolution des valeurs échantillonnées de cette courbe avec les coefficients du filtre (Das, Ghosh et Biewenga, 1974) fournit la courbe Transformée T.

IV-2-1-2-1) Exemple de calcul d'une courbe $T_{(1)}$:

La courbe de sondage électrique obtenue avec le dispositif radial, empruntée à Kumar et Das (1977) a fait l'objet de la transformation en $T_{(1)}$.

Le produit de convolution : $T_m = \sum_{-3}^6 a_j \cdot R_{m-j}$

entre les valeurs de résistivités R, échantillonnées suivant un pas de $(\text{Log}10)/3$, et les coefficients du filtre (Tab.10) fournit la Transformée de résistivité $T_{(1)}$, en fonction des abscisses corrigées r'_j .

J	Radial		Parallèle (30°)		Perpendiculaire	
	abscisse x_j	coefficient a_j	abscisse x_j	coefficient a_j	abscisse x_j	coefficient a_j
-4	-	-	-3.338	0.0083	-	-
-3	-2.584	0.0093	-2.571	0.0142	-	-
-2	-1.817	0.0418	-1.803	0.0744	-1.765	-0.0059
-1	-1.049	0.3575	-1.036	0.3537	-0.998	0.3738
0	-0.282	0.3050	-0.268	0.2836	-0.230	0.3255
1	0.485	0.1488	0.499	0.1384	0.537	0.1584
2	1.253	0.0752	1.266	0.0691	1.305	0.0803
3	2.020	0.0321	2.034	0.0301	2.072	0.0341
4	2.788	0.0171	2.801	0.0151	2.840	0.0183
5	3.555	0.0062	3.569	0.0068	3.607	0.0066
6	4.323	0.0070	4.337	0.0063	4.375	0.0089

Tab.10: Coefficients du Filtre pour le calcul des Transformées de résistivités (Das, Ghosh and Biewinga, 1974)

J	Xj	Aj	$r_j = e^{x_j}$	r'_j	R_j	$T_{(1)j}$
-3	-2.584	0.0093	0.0754	0.0568	1.0	1.0
-2	-1.817	0.0418	0.1625	0.1225	1.0	1.0
-1	-1.049	0.3575	0.350	0.2639	1.0	1.0046
0	-0.282	0.3050	0.750	0.5656	1.0	1.0357
1	0.485	0.1488	1.624	1.2247	1.0	1.2716
2	1.253	0.0752	3.500	2.6395	1.5	1.8778
3	2.020	0.0321	7.538	5.6847	2.6	2.7915
4	2.788	0.0171	16.248	12.253	3.8	3.9272
5	3.555	0.0062	34.987	26.385	4.9	5.8865
6	4.323	0.0070	75.414	56.873	8.0	9.0553
7	-	-	-	-	12.9	12.5550
8	-	-	-	-	16.5	15.6170
9	-	-	-	-	19.0	17.7746

Tab.11 : Calcul de la Transformée $T_{(1)}$ de la courbe du Dipôle radial pour la succession $(\rho_j, h_j) = (1, 5, 20 ; 1, 15)$

R_j : valeurs des résistivités prises sur la courbe de dipôle radial, correspondant à la succession $\rho_j = 1, 5, 20 ; h_j = 1, 15$ (Fig.41), aux points d'espacement $(\text{Log } 10)/3$,

$r'_j = r_j / 1.326$, abscisse corrigée pour tenir compte du décalage (shift) entre les deux courbes R et $T_{(1)}$ (Das et al, 1974).

IV-2-1-2-2) Interprétation Directe :

Le processus d'Interprétation directe peut se poursuivre alors avec l'identification de cette Transformée $T_{(1)}$, à une Transformée hypothétique $T(\lambda, h_j, \rho_j)$ obtenue grâce au procédé par récurrence (§ IV-1-3). La décrémentation des paramètres h_j, ρ_j s'exécute par la méthode du gradient (§ IV-1-5).

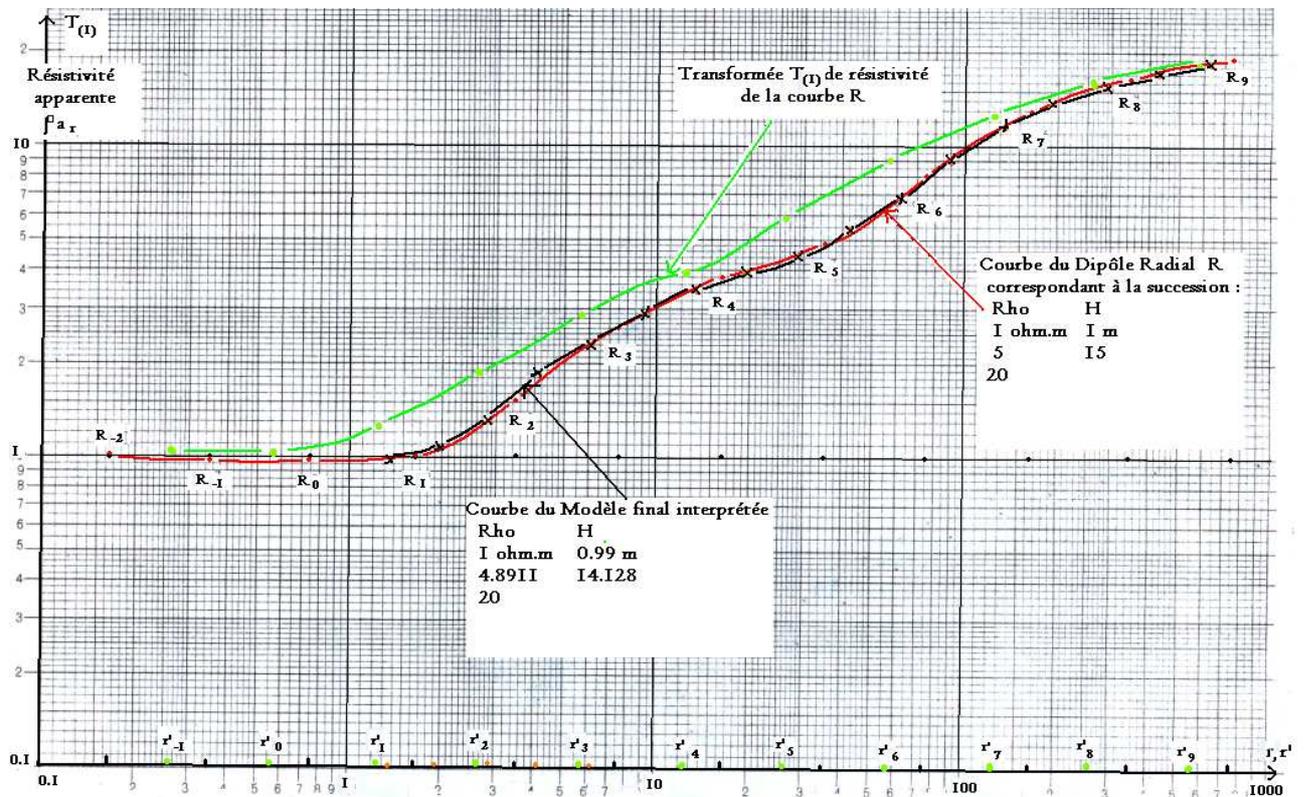


Fig.42 Calcul de la Transformée de résistivité de la courbe d'un Dipôle radial et interprétation directe par la méthode du gradient

```

INTERPRETATION DIRECTE
SE : courbe sondage dipôle radial
Valeurs calculées de la Transformée TI en fonction de r'
.26 1.00465 .56 1.03578 1.22 1.27167 2.63 1.87781 5.68 2.79152 12.25 3.92720
26.38 5.88658 56.87 9.055339 122.5 12.55507 263.8 15.61701 568.7 17.77463 1225. 18.570
Le modèle initial est le suivant :
Nombre de couches N= 3
Résistivités Epaisseurs
R0= 1 H= 1
R0= 4 H= 20
R0= 20
Valeurs du Critérium FI en fonction du nombre d'itérations Q
I 199.2543 2 122.9241 3 45.6779 4 15.6125 5 5.6120 6 2.3642 7 0.7860 8 0.5685 9 0.4228
10 0.3421 11 0.2608 12 0.1987 13 0.1709 14 0.1479 15 0.1305 16 0.1295 17 0.1206 18 0.1171
19 0.1095 20 0.1011
Modèle final
Nombre d'itérations Q= 20
Précision :
f3= 5.073918E-04
R0= 1 H= .99487
R0= 4.8911 H= 14.12861
R0= 20

```

Tab.12 Résultats du programme d'Interprétation directe d'une courbe de dipôle radial

IV-2-2) Transformation de la courbe Dipôle en courbe Schlumberger (et inversement):

Les outils d'interprétation des courbes obtenues avec le dispositif Schlumberger sont nombreux et variés : abaques de courbes précalculées, logiciels d'interprétations indirecte et directe. Ceci n'est pas le cas pour les courbes des dispositifs dipôles. Il est alors tentant de transformer ces courbes en leurs courbes équivalentes Schlumberger. Zohdy (1969) a expérimenté la transformation inverse en passant des mesures Schlumberger à celles de dipôle polaire. Le même auteur a en outre combiné sur le terrain des mesures Schlumberger ciblant de faibles profondeurs, en les prolongeant, au même point d'observation par des mesures en dipôle équatorial afin d'atteindre de plus grandes profondeurs.

En effet, d'après l'expression de Al'pin (§ I-3) une relation linéaire existe entre la résistivité apparente dipolaire et celle du dispositif Schlumberger ainsi que son gradient. Pour ce calcul, Al'pin utilise une série de termes, basée sur la formule d'interpolation de Lagrange, la plus précise étant celle dite à 5-points :

$$\rho_{aD \text{ radial}} = \rho_{as} [1 - 2.2146 \log (\rho_{+1}/ \rho_{-1}) + 0.2768 \log (\rho_{+2}/ \rho_{-2})]$$

ρ_{+} , ρ_{-} étant les résistivités de part et d'autre de la valeur à transformer ρ_{as} .

Kumar et Das (1977,1978) ont amélioré ces transformations directe et inverse en utilisant un troisième type de filtres numériques, les deux précédents

types concernant ceux utilisés pour les interprétations directes et inverses vues plus haut.

IV-2-2-1) Transformation des résistivités dipolaires ρ_D en résistivités

Schlumberger ρ_s :

Le produit de convolution, entre les valeurs de résistivités de la courbe de sondage électrique dipolaire ρ_D radial correspondant à la succession $\rho_i = 1, 5, 20$; $h_i = 1, 15$ échantillonnées selon le pas $(\text{Log}10)/6$, et les coefficients du filtre a_j (Tab.13) donne les résistivités apparentes Schlumberger suivant :

$$\rho_s (m) = \sum_{j=-8}^6 a_j \cdot \rho_D (m - j), \text{ dans le cas du dipôle radial.}$$

Pour ce calcul, on choisit le rang du coefficient égal à 0 (soit a_0) correspondant à l'abscisse -0.0959 soit $r_0 = e^{-0.0959} = 0.9085$. Les autres abscisses $r_1, r_{-1}, r_2, r_{-2}, r_3, \text{etc...}$ sont pris avec un espacement de $(\text{Log}10)/6$. Les résistivités apparentes sur la courbe du dipôle radial sont notées de la même façon : $\rho_D(r_0), \rho_D(r_1), \rho_D(r_{-1}), \rho_D(r_2), \rho_D(r_{-2}), \rho_D(r_3), \text{etc...}$

Exemple du calcul de la résistivité apparente Schlumberger, à partir des résistivités apparentes de la courbe du dipôle radial, pour l'abscisse r_7 :

Abcisse	Perpendiculaire	Radial	Parallèle (30°)
- 3.5498	-	-	0.0037
- 3.1660	-	0.0010	- 0.0002
- 2.7822	-	0.0087	0.0119
- 2.3985	-	- 0.0014	0.0049
- 2.0147	0.0098	0.0219	0.0287
- 1.6310	- 0.0040	0.0190	0.0337
- 1.2472	0.0446	0.0774	0.0965
- 0.8635	0.0596	0.1152	0.1320
- 0.4797	0.3274	0.3356	0.3203
- 0.0959	0.5762	0.4369	0.3792
0.2878	- 0.0234	- 0.0234	- 0.0192
0.6716	0.0173	0.0157	0.0165
1.0553	- 0.0128	- 0.0114	- 0.0119
1.4391	0.0101	0.0089	0.0066
1.8229	- 0.0083	- 0.0072	- 0.0062
2.2066	0.0070	0.0031	0.0066
2.5904	- 0.0061	-	- 0.0040
2.9741	0.0026	-	-

Tab.13 : Coefficients du Filtre de transformation de la courbe Dipôle à la courbe Schlumberger (Kumar and Das, 1977)

$$\rho_s(r_7) = a_{-8} \cdot \rho_D(r_{15}) + a_{-7} \cdot \rho_D(r_{14}) + a_{-6} \cdot \rho_D(r_{13}) + a_{-5} \cdot \rho_D(r_{12}) + a_{-4} \cdot \rho_D(r_{11}) + a_{-3} \cdot \rho_D(r_{10}) + a_{-2} \cdot \rho_D(r_9) + a_{-1} \cdot \rho_D(r_8) + a_0 \cdot \rho_D(r_7) + a_1 \cdot \rho_D(r_6) + a_2 \cdot \rho_D(r_5) + a_3 \cdot \rho_D(r_4) + a_4 \cdot \rho_D(r_3) + a_5 \cdot \rho_D(r_2) + a_6 \cdot \rho_D(r_1).$$

Soit :

$$\rho_s(\mathbf{13.46}) = 0.001 \cdot 15.77 + 0.0087 \cdot 13.67 - 0.0014 \cdot 11.3 + 0.0219 \cdot 8.98 + 0.019 \cdot 6.92 + 0.0774 \cdot 5.36 + 0.1152 \cdot 4.43 + 0.3356 \cdot 3.91 + 0.4369 \cdot 3.45 - 0.0234 \cdot 2.91 + 0.0157 \cdot 2.34 - 0.0114 \cdot 1.80 + 0.0089 \cdot 1.36 - 0.0072 \cdot 1.08 + 0.0031 \cdot 0.979 = \mathbf{4.147}.$$

Le tableau suivant (Tab.14) donne les autres valeurs des résistivités Schlumberger :

J	0	1	2	3	4	5	6	7	8
r _j	0.91	1.34	1.95	2.9	4.2	6.2	9.1	13.4	19.7
ρ _{D_r}	0.97	0.98	1.08	1.36	1.8	2.34	2.91	3.45	3.91
ρ _s	1.080	1.214	1.473	1.877	2.383	2.950	3.536	4.145	4.847
r' _j	0.82	1.22	1.77	2.63	3.81	5.63	8.27	12.18	17.91
J	9	10	11	12	13	14	15	16	17
r _j	29.0	42.5	62.5	91.7	134.6	197.6	290.0	425.7	624.9
ρ _{D_r}	4.44	5.37	6.90	8.98	11.30	13.67	15.77	17.42	18.56
ρ _s	5.829	7.258	9.120	11.103	13.488	15.502	18.201	19.512	19.784
r' _j	26.36	38.63	56.81	83.36	122.36	179.63	263.63	387.0	568.1

Tab.14 Valeurs de résistivités Schlumberger issues de la transformation des résistivités du dipôle radial

r_j sont les abscisses des points calculés, avec un espacement de (Log 10)/6
r'_j = r_j / 1.1, sont les abscisses corrigées puisqu'un décalage (shift) de (Log10)/24 vers la gauche doit être considéré (Kumar, Das, 1977).

La figure (Fig.43) montre la courbe dipôle et sa transformée, la courbe Schlumberger.

Comme confirmation de ce résultat, si nous calculons maintenant *directement* la courbe Schlumberger à partir du modèle de départ

(ρ_i ; h_i) = (1, 5, 20 ; 1, 15), nous obtenons une parfaite coïncidence avec la courbe Schlumberger transformée.

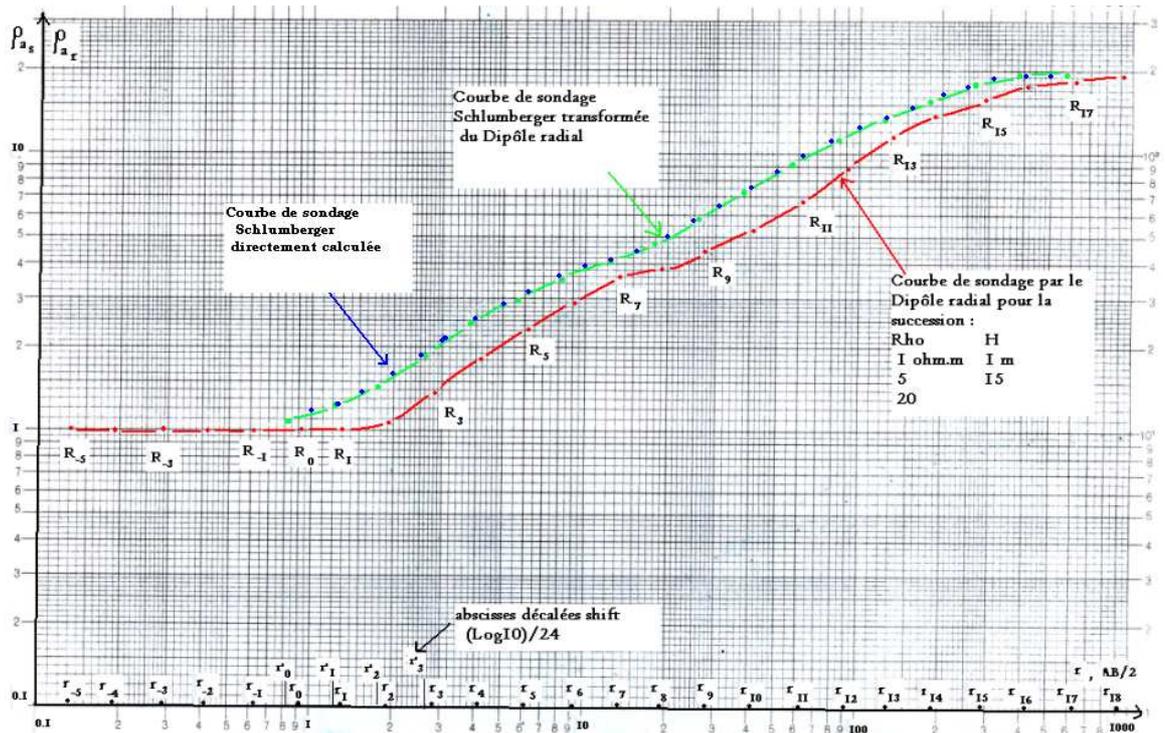


Fig.43 Transformation d'une courbe de Dipôle radial en courbe Schlumberger

IV-2-2-2) Transformation des résistivités Schlumberger ρ_s en résistivités dipolaires ρ_D .

Le produit de convolution, entre les valeurs de la courbe de sondage électrique Schlumberger échantillonnées selon le pas $(\text{Log}10)/6$, et les coefficients du filtre a_j (Kumar et Das, 1978) donne les résistivités dipolaires ρ_D suivant la même procédure que précédemment.

Abscisse	filtre a_j	Abscisse	filtre a_j
-2.5137	0.0034	1.3240	-0.0664
-2.1299	-0.0066	1.7077	0.0455
-1.7461	0.0045	2.0915	-0.0366
-1.3624	0.0014	2.4753	0.0273
-0.9786	-0.0196	2.8590	-0.0223
-0.5948	0.0992	3.2428	0.0184
-0.2110	-1.1531	3.6266	-0.0164
0.1727	2.2685	4.0103	0.0143
0.5565	-0.2710	4.3941	-0.0127
0.9402	0.1133	4.7779	0.0059

Tab.15 Coefficients du filtre de transformation d'une courbe Schlumberger en courbe de dipôle polaire (Kumar and Das, 1978)

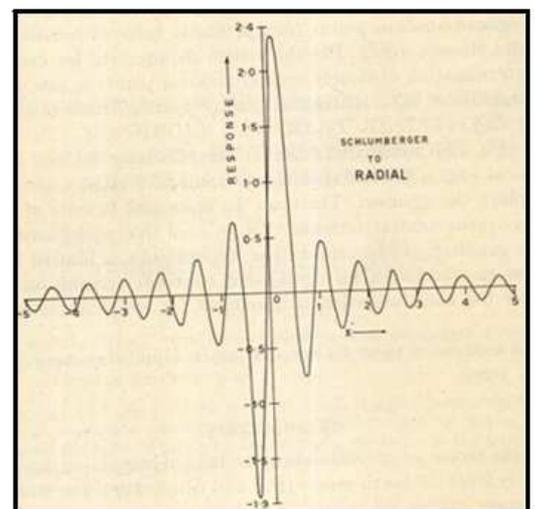


Fig.44 Filtre de transformation -id-

Ce calcul a été appliqué pour la transformation de la courbe du sondage électrique étalon exécuté au forage CC1- Chott Chergui, en courbe de dipôle polaire (Fig.45)

En § VI-2-3, nous verrons l'intérêt d'une telle transformation.

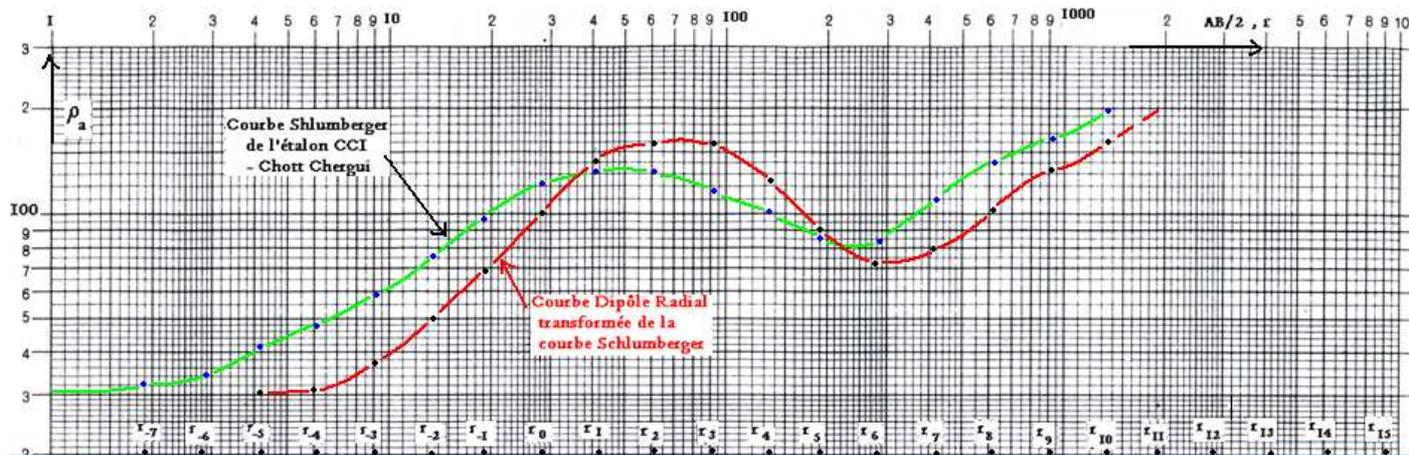


Fig.45 Transformation de courbe Schlumberger en courbe dipôle radial
Cas du Sev étalon CC1-chott Chergui

IV-2-3) Traitement des courbes du dispositif 2-electrode (Pôle-pôle) :

Nous avons vu (§ III-1 à III-4) l'avantage du dispositif pôle-pôle dans le profilage et la détection des veines minières.

Cependant, son intérêt s'étend également pour l'investigation verticale et ce système produit comparativement de plus grandes anomalies pour des espacements plus réduits.

Néanmoins, son inconvénient réside dans le fait d'étendre à de très grandes distances les deux électrodes inactives (§ III-5), ce qui restreint ses avantages à une investigation peu profonde.

Le calcul de courbes de résistivités ρ_{aT} correspondant au dispositif 2-electrode pour des modèles types de terrain, peut se réaliser par la méthode utilisant les filtres numériques préconisée par Das et Verma (1980).

La convolution entre les valeurs de la Transformée de résistivité, obtenues selon la procédure de récurrence vue antérieurement (§ IV-1-3) et les coefficients du filtre, aboutit aux valeurs de résistivités.

Ainsi :

$$\rho_{aT}(x) = \sum_{k=0}^n C_k \cdot T(y_k)$$

avec $y_k = \text{Log}(r) - \eta_0 + k \cdot \text{Log}(10)/10$

$r = AM$ et η_0 , étant l'abscisse du premier coefficient du filtre (Tab.16)

La courbe du sondage du 2-electrode correspondant à la succession $\rho_i = 1, 0.2, 5$ et $h_i = 1,2$ est tracée à titre d'exemple en Fig.47

k	η_k	C_k	k	η_k	C_k	k	η_k	C_k
0	+6.91200	-0.000354	21	+2.07657	+0.300005	42	-2.75886	+0.014959
1	+6.68174	+0.000541	22	+1.84631	+0.349389	43	-2.98912	+0.011217
2	+6.45148	-0.000584	23	+1.61605	-0.199890	44	-3.21937	+0.009550
3	+6.22122	+0.000634	24	+1.38580	-0.361464	45	-3.44963	+0.006977
4	+5.99097	-0.000695	25	+1.15554	-0.232369	46	-3.67989	+0.006127
5	+5.76071	+0.000768	26	+0.92528	-0.032379	47	-3.91015	+0.004306
6	+5.53045	-0.000859	27	+0.69502	+0.100572	48	-4.14041	+0.003960
7	+5.30019	+0.000975	28	+0.46476	+0.170055	49	-4.37067	+0.002626
8	+5.06993	-0.001125	29	+0.23450	+0.184716	50	-4.60093	+0.002587
9	+4.83967	+0.001328	30	+0.00424	+0.177528	51	-4.83118	+0.001572
10	+4.60941	-0.001613	31	-0.22601	+0.154707	52	-5.06144	+0.001715
11	+4.37916	+0.002034	32	-0.45627	+0.132414	53	-5.29170	+0.000911
12	+4.14890	-0.002695	33	-0.68653	+0.107953	54	-5.52196	+0.001161
13	+3.91864	+0.003822	34	-0.91679	+0.089067	55	-5.75222	+0.000498
14	+3.68838	-0.005945	35	-1.14705	+0.070692	56	-5.98248	+0.000807
15	+3.45812	+0.010486	36	-1.37731	+0.057719	57	-6.21274	+0.000240
16	+3.22786	-0.21640	37	-1.60756	+0.045160	58	-6.44299	+0.000581
17	+2.99761	+0.52169	38	-1.83782	+0.036900	59	-6.67325	+0.000082
18	+2.76735	-0.135369	39	-2.06808	+0.028541	60	-6.90351	+0.001320
19	+2.53709	+0.316645	40	-2.29834	+0.023493			
20	+2.30683	-0.510467	41	-2.52860	+0.017934			

Tab.16 Coefficients du Filtre pour le calcul de courbes de sondages électriques 2-electrode (Koefoed et al, 1972)

IV-2-4) Traitement des courbes du dispositif Bipôle-dipôle :

IV-2-4-1) Potentiel créé par le Bipôle :

Le potentiel $V'(r)$ dû à une source de courant au dessus d'un sous-sol stratifié est donné par l'intégrale de Stefanescu :

$$V'(r) = \rho_1 I / 2\pi \{ 1/r + 2 \int_0^\infty K(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \}$$

$K(\lambda)$ est la fonction noyau définie par les paramètres ϵ_i, ρ_i , $J_0(\lambda r)$ est la fonction de Bessel de premier type et d'ordre zéro.

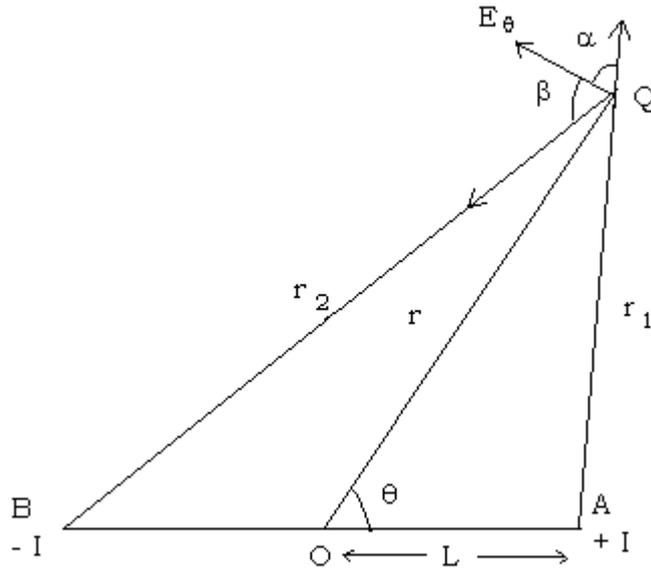


Fig.46 Composante azimutale du champ E_θ créée par le Bipôle de courant AB

Le potentiel créé par le bipôle AB au point Q (Fig.46) est alors :

$$V'_B(r) = \rho_1 I / 2\pi \left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) + 2 \int_0^\infty K(\lambda) (J_0(\lambda r_1) - J_0(\lambda r_2)) d\lambda \right\} \quad (IV-1)$$

$$\text{avec : } r_1 = (r^2 + L^2 - 2 r L \cos \theta)^{1/2}$$

$$r_2 = (r^2 + L^2 + 2 r L \cos \theta)^{1/2}$$

L'expression de la résistivité apparente Schlumberger pour un sous-sol stratifié est :

$$\rho_{as}(r) = \rho_1 \left\{ 1 + 2r^2 \int_0^\infty \lambda K(\lambda) J_1(\lambda r) d\lambda \right\} \quad (IV-2)$$

où r est le demi-espacement des électrodes de courant du dispositif

Schlumberger, $J_1(\lambda r)$ est la fonction de Bessel de premier type et premier ordre.

En divisant les deux membres de (IV-2) par r^2 , et les intégrant entre les limites r_1 et r_2 , on a :

$$\int_{r_1}^{r_2} (\rho_{as}(r) / r^2) dr = \rho_1 \left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) + 2 \int_0^\infty K(\lambda) (J_0(\lambda r_1) - J_0(\lambda r_2)) d\lambda \right\} \quad (IV-3)$$

$$\text{avec (IV-1) et (IV-3), on obtient : } V'_B(r) = I / 2\pi \int_{r_1}^{r_2} (\rho_{as}(r) / r^2) dr \quad (IV-4)$$

V-2-4-2) Déduction de la Résistivité apparente pour les divers dispositifs Bipôle-dipôle (Das et Verma, 1980)

Le potentiel $V_B(r)$ dû à un bipôle-dipôle au-dessus d'un sous-sol homogène

$$\text{est : } V_B(r) = \rho I / 2\pi \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (IV-5)$$

La composante radiale $E_r(r)$ du champ est obtenue en dérivant (IV-5) :

$$E_r(r) = - \partial V_B / \partial r = \rho I / 2\pi \{ (r - L \cos \theta) r_2^3 - (r + L \cos \theta) r_1^3 \} / r_1^3 r_2^3$$

La résistivité apparente $\rho_{a r}(r)$ pour le dispositif radial est déduite, soit :

$$\rho_{a r}(r) = 2\pi / I \{ r_1^3 r_2^3 / ((r - L \cos \theta) r_2^3 - (r + L \cos \theta) r_1^3) \} E'_r(r)$$

$E'_r(r)$ est obtenue en dérivant (IV-1) soit:

$$E'_r(r) = I / 2\pi \{ (\rho_{a s}(r_1) / r_1^2) - (\rho_{a s}(r_2) / r_2^2) \}$$

d'où:

$$\rho_{a r}(r) = \{ r_1^3 r_2^3 / (r - L \cos \theta) r_2^3 - (r + L \cos \theta) r_1^3 \} \cdot \{ (\rho_{a s}(r_1) / r_1^2) - (\rho_{a s}(r_2) / r_2^2) \} \quad (IV-6)$$

IV-2-4-2-1) Bipôle-dipôle polaire, soit $\theta = 0^\circ$, donc :

$$\rho_{a p}(r) = (r^2 - L^2)^2 / 4rL \cdot \{ \rho_{a s}(r_1) / (r-L)^2 - (\rho_{a s}(r_2) / (r+L)^2) \} \quad (IV-7)$$

Le résultat final est donc le suivant : la résistivité bipôle – dipôle pour une élongation r , s'exprime simplement en fonction des résistivités Schlumberger , prises pour deux élongations différentes r_1 et r_2 , telles que :

$$r_1 = (r^2 + L^2 - 2 r L \cos \theta)^{1/2} \quad \text{et} \quad r_2 = (r^2 + L^2 + 2 r L \cos \theta)^{1/2} \quad (\text{Fig.46})$$

Avec un raisonnement analogue, on obtient les expressions pour les autres dispositifs bipôles-dipôles.

On remarque d'après les expressions des différents dispositifs bipôle-dipôle, qu'au contraire des dispositifs dipôle –dipôle, (à l'exception du dispositif parallèle), ils sont tous dépendant de l'angle azimutal θ .

IV-2-4-2-2) Bipôle-dipôle équatorial : il s'agit d'un cas particulier du bipôle-dipôle azimutal dont l'expression est :

$$\rho_{a \theta}(r) = (1 / r_1^{-3} + r_2^{-3}) \cdot (\rho_{a s}(r_1) / r_1^3 + \rho_{a s}(r_2) / r_2^3)$$

On en déduit l'expression pour le bipôle équatorial, en faisant $\theta = 90^\circ$, soit :

$$\rho_{a eq}(r) = (1 / r_1^{-3} + r_2^{-3}) \cdot (\rho_{a s}(r_1) / r_1^3 + \rho_{a s}(r_2) / r_2^3)$$

$$\text{C'est à dire } \rho_{a eq}(r) = \rho_{a s}(r_1) \quad r_1 = r_2 = (r^2 + L^2)^{1/2} \quad (IV-8)$$

$$r_1 = r_2 = (r^2 + L^2)^{1/2}$$

donc, la courbe du bipôle équatorial tracée en fonction de $r_1 (= r_2)$, au lieu de r , est identique à la courbe Schlumberger.

A noter que la différence entre $r_1 (= r_2)$ et r , étant en pratique toujours minime, il résulte que les courbes bipôle équatorial et Schlumberger restent indifférenciables.

IV-2-4-2-3) Bipôle-dipôle perpendiculaire : son expression est déduite de ce qui précède :

$$\rho_{aY}(r) = \left[\left((r-L \cos \theta) r_2^3 - (r+L \cos \theta) r_1^3 \right) / r_1^3 r_2^3 + (r_1^{-3} + r_2^{-3}) L \cos \theta \right]^{-1} \\ * \left[(\rho_{aS}(r_1) / r_1^2 - \rho_{aS}(r_2) / r_2^2) + (\rho_{aS}(r_1) / r_1^2 + \rho_{aS}(r_2) / r_2^2) L \cos \theta \right] \quad (IV-9)$$

IV-2-4-2-4) Processus de calcul pour un modèle théorique :

A titre d'illustration, les courbes des bipôles polaire, équatorial et perpendiculaire, sont calculées et tracées pour le modèle théorique $\rho_i = 1, 0.2, 5$; $h_i = 1, 2$. (Fig.47).

Le calcul s'articule ainsi :

- détermination des élongations r_1 et r_2 , en fonction de l'élongation r et de la demi-longueur L du Bipôle AB (Fig.46). Ces dernières valeurs sont telles que r ne doit pas dépasser $10.L$, afin de conserver le caractère de Bipôle-dipôle.
- la courbe de sondage Schlumberger est calculée, à partir du modèle choisi, en utilisant le filtre de Johansen, c'est-à-dire pour 10 points par décade. Cette courbe fournit les valeurs $\rho_{aS}(r_1)$ et $\rho_{aS}(r_2)$.
- les courbes de sondage Bipôle-dipôle sont alors aisément calculées grâce respectivement aux expressions (IV-7, IV-8, IV-9), Fig.47.

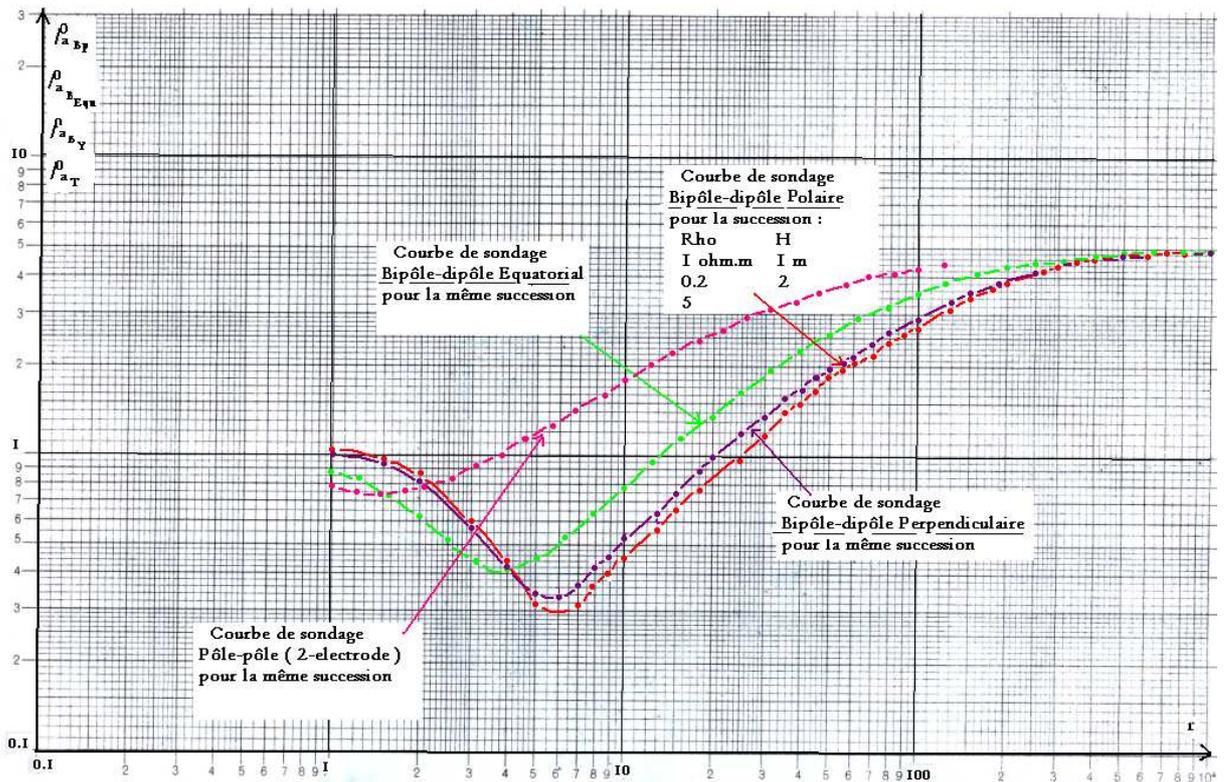


Fig.47 Calcul des courbes de sondages électriques pour les dispositifs Bipôle-dipôle polaire, équatorial et perpendiculaire
Calcul de la courbe 2-electrode

Ainsi, le tracé des courbes confirme le résultat avancé au § II-2, à savoir :

- le 2-electrode possède la meilleure profondeur d'investigation, suivi par le dispositif équatorial, le perpendiculaire et enfin le dispositif polaire.
- Le Schlumberger, s'il était tracé en fonction de l'élongation AB, se situerait à droite des courbes précédentes.
- Cependant, comme prévu, les courbes montrent que le pouvoir de résolution est dans l'ordre inverse du précédent, le bipôle polaire possédant la meilleure résolution.

IV-2-5) Traitement des données du dispositif carré :

IV-2-5-1) Principe :

La possibilité de mesurer avec ce dispositif en deux directions perpendiculaires (§ I-3-9) permet d'évaluer le coefficient de non homogénéité AIR (azimuthal inhomogeneity ratio) caractérisant le sous-sol. Une analyse d'anisotropie est effectuée par la rotation du dispositif carré, les valeurs des résistivités apparentes mesurées en fonction de l'azimut se plaçant sur une ellipse dont le petit axe indique la direction de la structure.

Les mesures suivant deux directions perpendiculaires dont l'une le long de la structure, permet en outre d'évaluer le facteur :

$$n = (1 + (\lambda^2 - 1) \cdot \sin^2 \alpha)^{1/2},$$

lié au coefficient d'anisotropie $\lambda = (\rho_t/\rho_l)^{1/2}$, dont ρ_t et ρ_l sont respectivement les résistivités transversale et longitudinale, et α pendage des couches (Fig.56)

IV-2-5-2) Application du dispositif carré à la détermination de l'Anisotropie de terrains ayant subi une fracturation et relation avec la Résistance transversale totale R_{tt} : Cas de l'aquifère du Djebel Murdjadjo.

IV-2-5-2-1) Contexte géographique

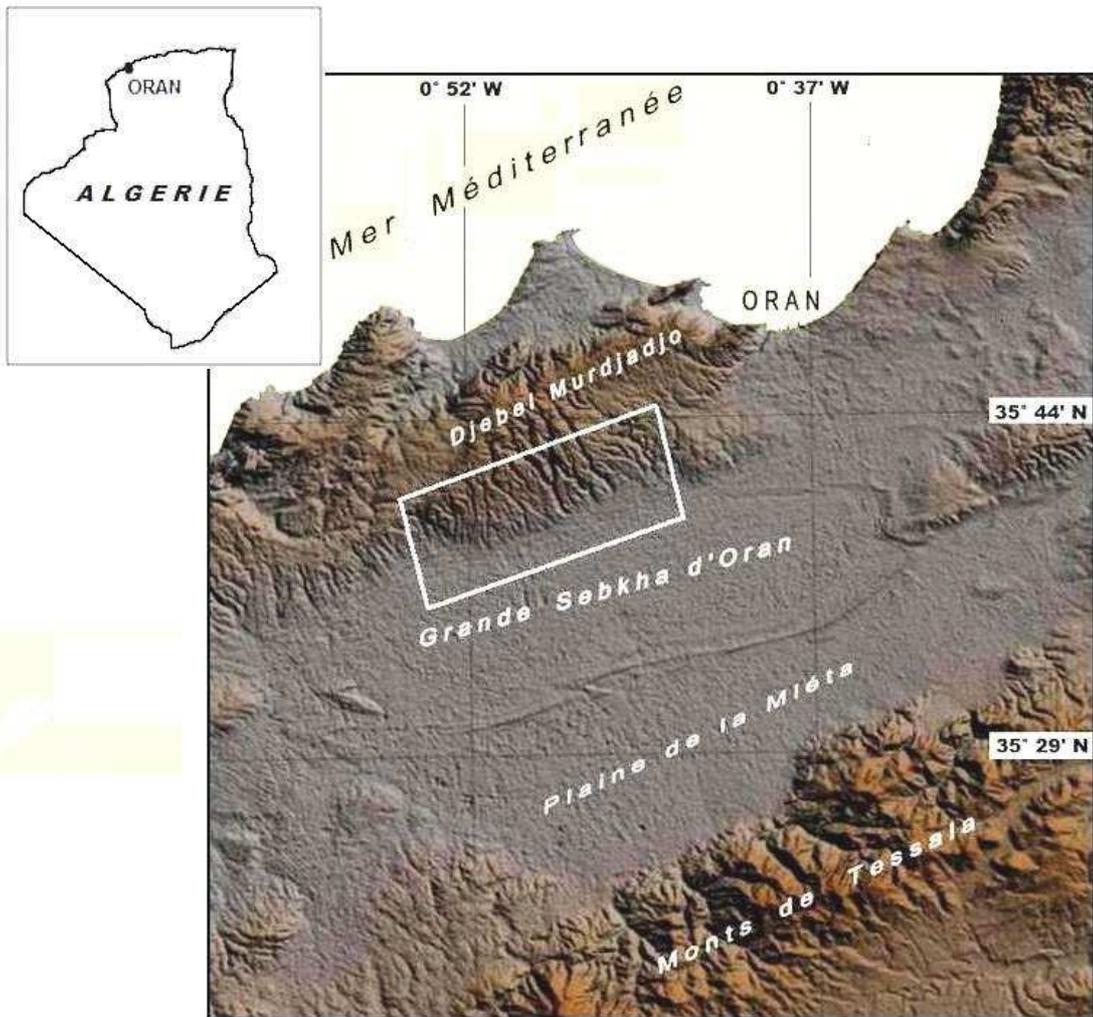


Fig.48a Plan de situation générale du Djebel Murdjadjo

La région étudiée se situe au Sud Ouest de la ville d'Oran. Elle est limitée au Nord par le plan incliné du Djebel Murdjadjo et au Sud par la vaste dépression

de la Grande Sebkhia. Large de 5 km en moyenne, la région s'étire sur une longueur de 10 km entre le douar Tamsalmet et Boutlélis.

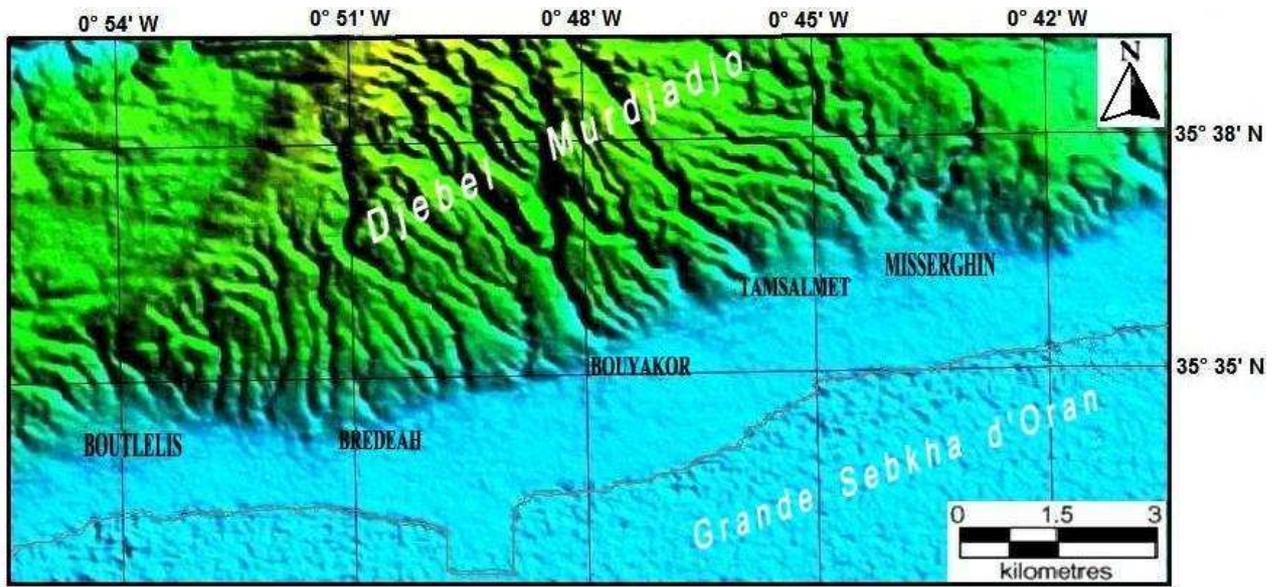


Fig.48b Zone d'étude

IV-2-5-2-2) Contexte géologique

Le Djebel Murdjadjo constitue la partie centrale des Massifs côtiers oranais. Il s'agit d'un horst dissymétrique constitué de terrains mésozoïques plissés et fracturés. L'axe principal du massif est orienté suivant une direction moyenne Sud Ouest – Nord Est. Le basculement vers le Sud du massif a permis à des séries plus récentes de se déposer sur le flanc méridional avec des épaisseurs variables. La sédimentation dominante est constituée de formations carbonatées d'âge miocène supérieur (Messinien) (Perrodon, 1957, Delfaud 1975, Fenet 1975, Thomas 1985).

Sur le plan hydrogéologique, les calcaires récifaux, marno-calcaires et marnes à tripoli forment le principal aquifère du secteur d'étude. Les marnes bleues en constituent le substratum (Fig.49). Cet ensemble plonge vers le Sud au-dessous des formations alluvionnaires quaternaires bordant la cuvette de la Grande Sebkhia.

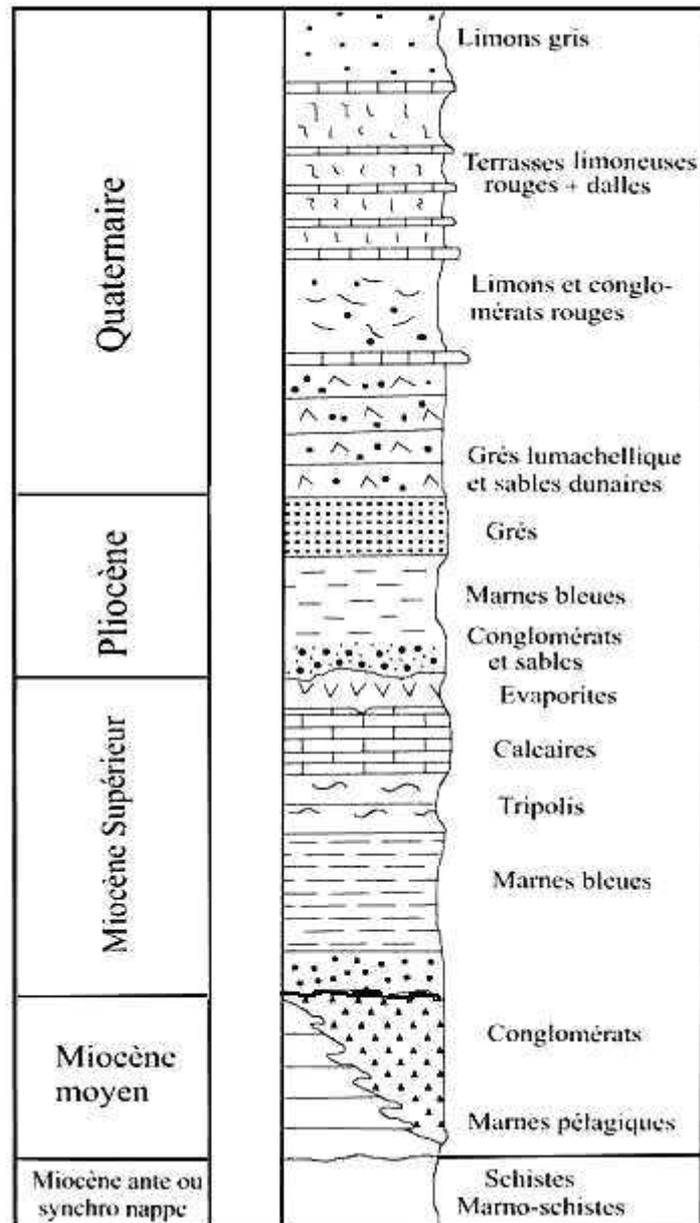


Fig. 49 log géologique synthétique du Djebel Murdjadjo (Hassani M.I., 1987, extrait)

IV-2-5-2-3) Fracturation dans le Djebel Murdjadjo

L'écoulement des eaux souterraines au sein des massifs calcaires s'effectue souvent selon les plans de fractures et à leur intersection. C'est donc cette fracturation qui conditionne leur drainage hydraulique.

Dans le Djebel Murdjadjo, les macrofractures (échelle kilométrique) de même que les fissures (échelle métrique) sont difficilement observables et mesurables sur le terrain. L'étude de la fracturation par photographie aérienne (Hassani M.I., 1987) a porté sur les longueurs et azimuts des accidents, à travers leur longueur unitaire et cumulée par secteur angulaire de 10°.

La distribution des fractures par classe d'orientation en fréquence relative et en longueur cumulée répartie sur l'ensemble du massif met en évidence trois groupes principaux de fractures (Fig.50) dont les orientations coïncident bien avec les directions préférentielles de la tectonique régionale : N 10-20°, N 50-70° et N 140° (Hassani M.I., 1987). Cette dernière direction nord-ouest-sud-est caractérise des fractures à faible développement longitudinal dans le secteur de Brédéah, au centre de la zone d'étude.

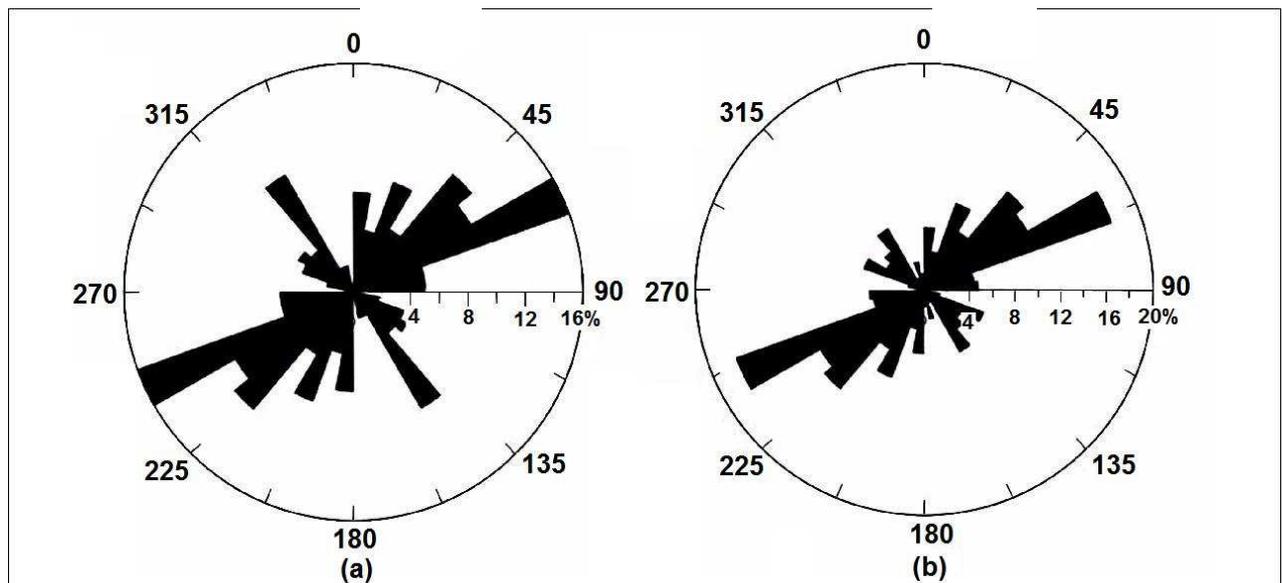


Fig.50 Histogrammes polaires de distribution des fractures par classe d'orientation en fréquence relative (a) et en longueur cumulée (b) (Hassani M.I., 1987).

Une analyse récente par télédétection du flanc sud du massif vient compléter les données précédentes (Fig.51). Elle montre, en particulier, deux failles : l'une, I de direction nord-ouest/sud-est, semble continuer au sud vers le champ captant de Brédéah ; la seconde, II de direction nord-est/sud-ouest, recoupant le secteur du douar Tamsalmet. Ces deux accidents se prolongent vers la zone d'investigation géophysique, de part et d'autre de la route nationale reliant les localités de Boutlélis et Misserghine.

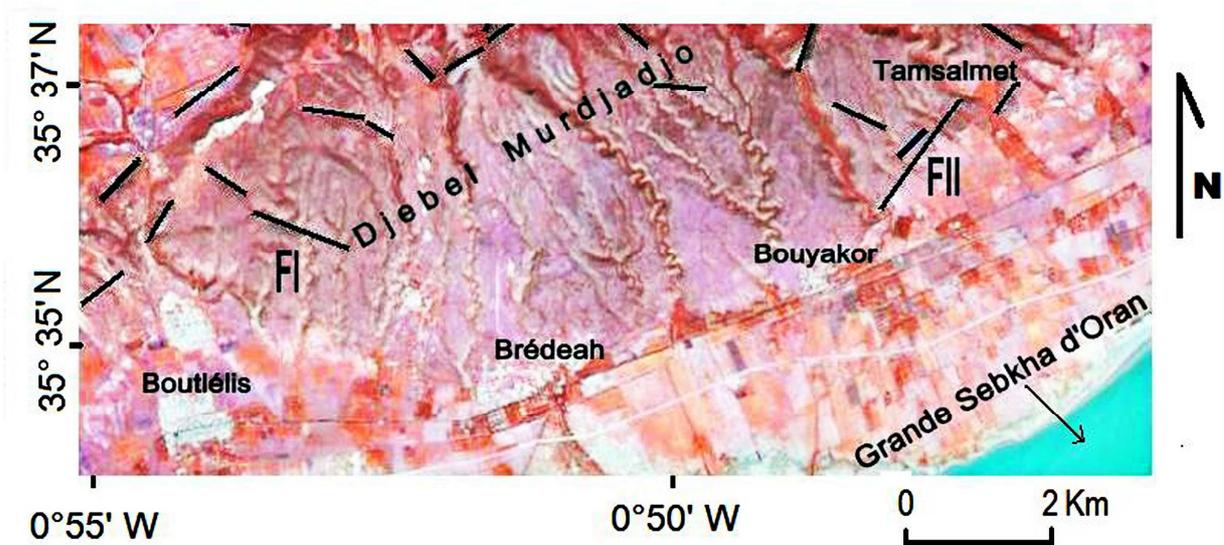


Fig.51 : Image satellite montrant les failles I (NW-SE) et II (NE-SW)

IV-2-5-2-4) Approche géophysique :

a) Etude par Sondages électriques verticaux (SEV) : les données géophysiques sont issues d'une campagne comportant l'exécution de 135 SEV en AB = 1000 m. Les stations sont généralement positionnées de part et d'autre de la route nationale (Fig.52). La carte de résistivités apparentes AB = 200 m montre bien l'existence d'une série septentrionale résistante (15 à 600 ohm.m) essentiellement carbonatée passant au sud vers les alluvions plio-quaternaires plus conductrices (1 à 10 ohm.m) du fait de la proximité de la Sebkhia. Le long de la route, le resserrement intense des courbes suggère l'existence d'un accident longitudinal majeur.

A l'ouest, la réorientation des courbes suivant une direction nord-ouest/sud-est laisse entrevoir l'existence d'un accident dont la direction correspond à celle de la faille I révélée plus au nord par la photo-satellite.

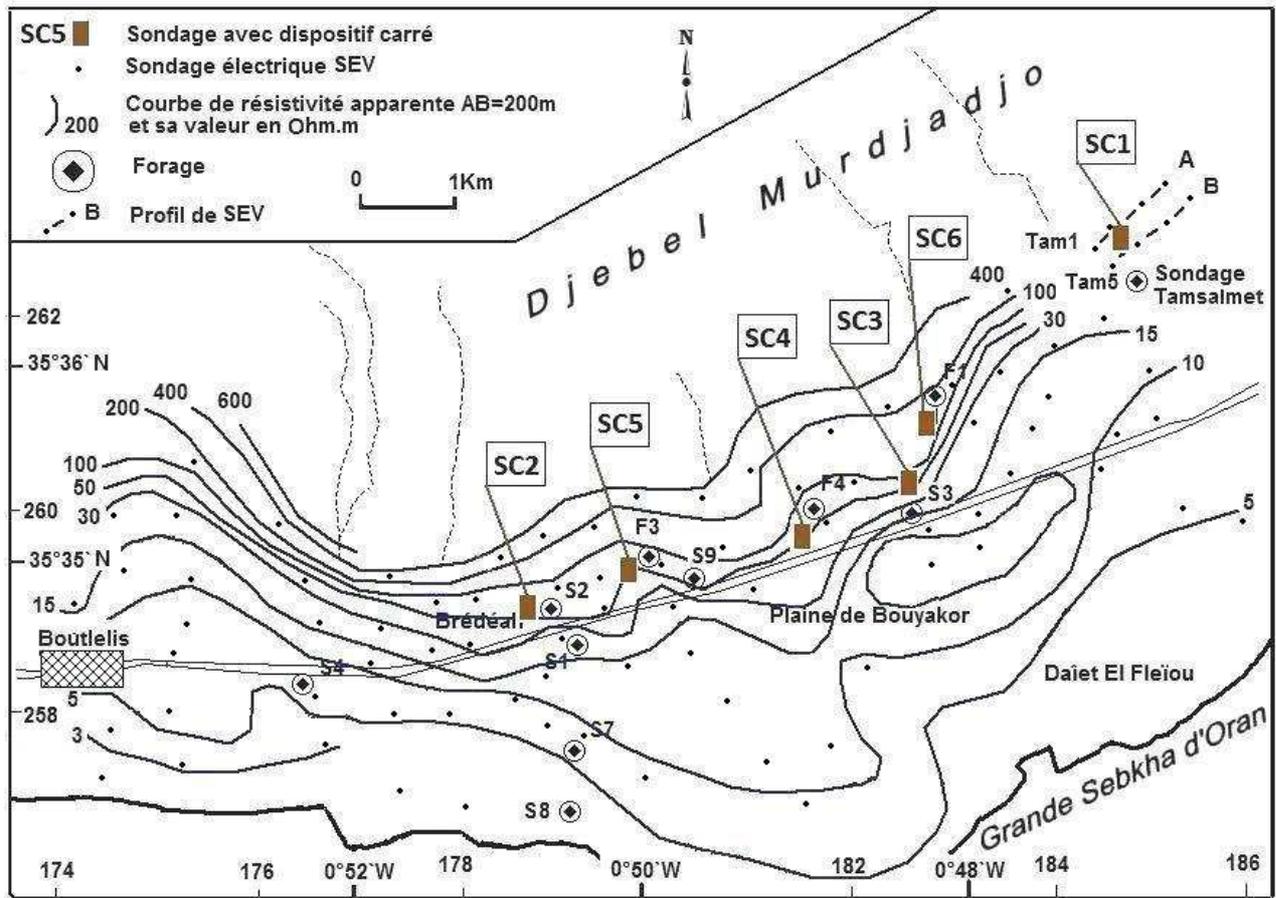


Fig.52 : Emplacement des sondages électriques dans la zone d'étude, représentation des courbes de résistivité apparente AB = 200 m.

Le même phénomène s'observe à l'Est avec la présence d'un accident de direction sud-ouest /nord-est, retrouvé au nord-est sur la photo-satellite (faille II).

Huit sondages électriques avec un maillage plus resserré dans ce secteur du douar Tamsalmet permettent de confirmer la présence de deux compartiments séparés par une faille de direction sud-ouest /nord-est.

La coupe électrique du profil A (Fig.53, bas) montre un compartiment septentrional surélevé par rapport à la faille alors que le profil B indique un compartiment affaissé (Fig.54).

La formation superficielle est constituée de calcaires secs atteignant des résistivités de 600 à 1000 ohm.m, surmontant des calcaires saturés caractérisés par des valeurs de 180 à 250 ohm.m.

Les couches sous-jacentes d'environ 50 ohm.m représentent un faciès plus marneux, reposant sur un substratum franchement marneux à 10-20 ohm.m.

De nombreuses failles secondaires orientées Nord-Sud confirment l'existence d'une tectonique de type cassant. Ainsi, la coupe A montre deux panneaux séparés par une faille, avec un panneau oriental surélevé et une diminution de la puissance des couches résistantes. Ceci est bien mis en évidence sur la pseudo-section qui indique mieux la variation brusque par le fait d'un accident probable entre les SEV Tam 3 et Tam 4 (Fig.53, haut)

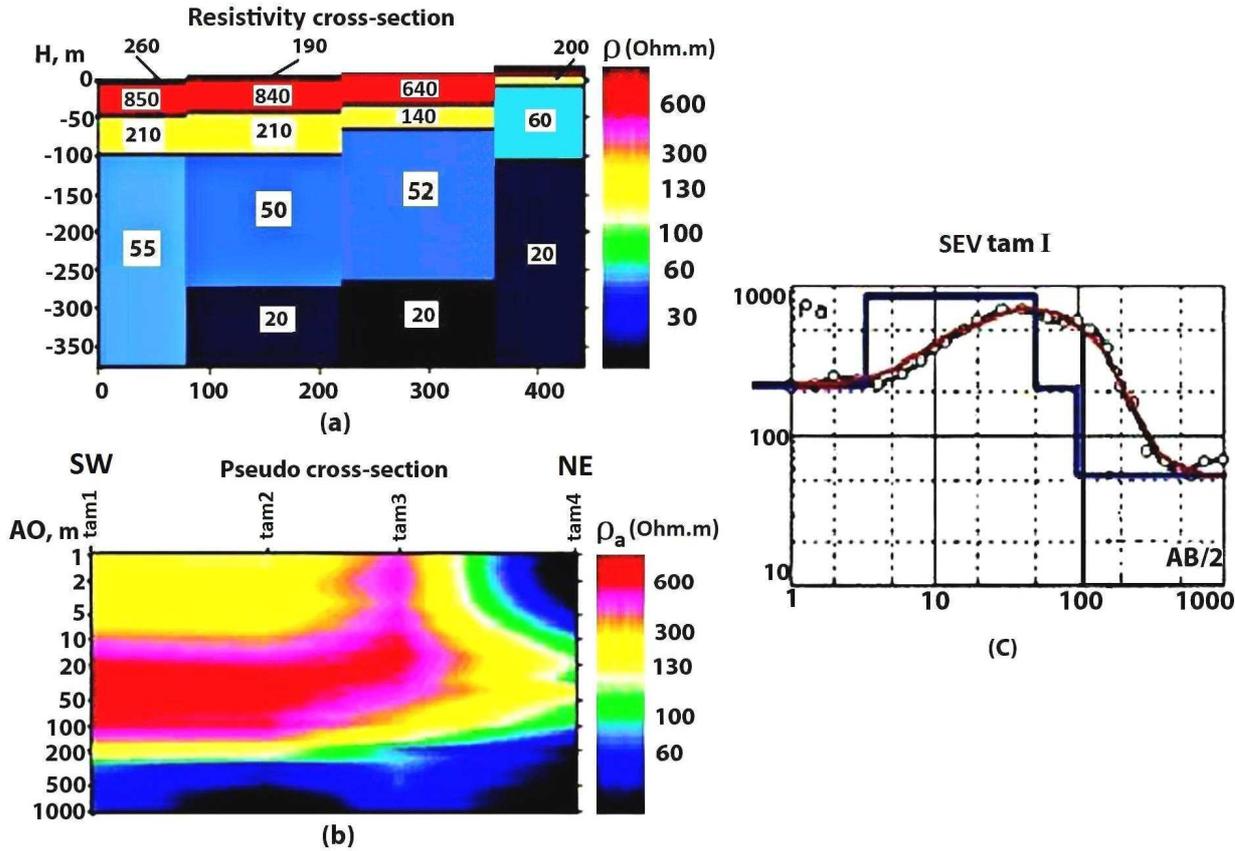


Fig.53: Coupe géoélectrique et pseudo-section du profil A, courbe caractéristique d'un Sev (Tam 1)

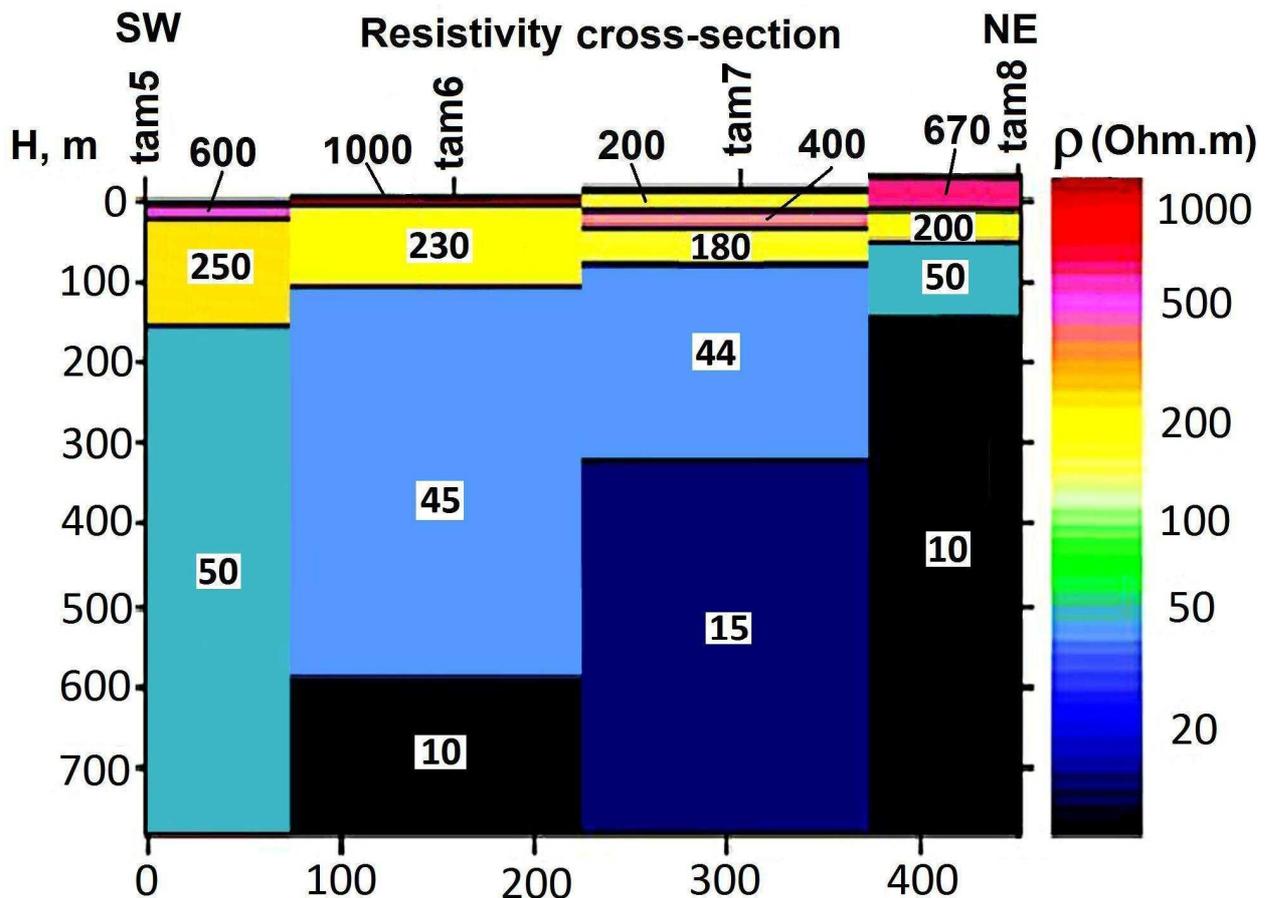


Fig.54: Coupe géoélectrique du profil B

b) Calcul de la Résistance transversale totale R_{tt}

Afin de caractériser un ensemble de terrains reposant sur un substratum conducteur il est possible de calculer ce paramètre, à partir de la courbe de SEV, sans passer par l'estimation délicate des résistivités et épaisseurs des différentes couches. Ce procédé nous affranchit d'ailleurs de l'ambiguïté des solutions induite par le principe d'équivalence. Les alternances marneuses, de surcroît de faibles épaisseurs, seraient masquées.

- b-1 : Principe : cette détermination est basée sur le fait que la Résistance transversale totale R_{tt} d'une section de couches caractérisées chacune par sa résistivité ρ_i et son épaisseur t_i , soit $\sum \rho_i \cdot t_i$, est égale à la Conductance longitudinale totale de la Section Géoélectrique Réciproque (RGS). Celle-ci est définie par ses épaisseurs et résistivités $t'_i = t_i$ et $\rho'_i = 1/\rho_i$, et sa conductance est alors : $S' = \sum t'_i / \rho'_i$ soit, égale à R_{tt} .

Le problème est donc de déterminer la courbe correspondante à cette section RGS. (Seara et al, 1980)

- b-2 : Procédure : les transformées de résistivités T et T' (Koefoed, 1970) des courbes de sondages électriques correspondant aux deux sections normale et réciproque, sont symétriques par rapport à l'axe d'ordonnée égale à 1. Le passage des courbes de sondages à leurs transformées, et la procédure inverse, sont facilités par l'application de filtres numériques direct et inverse (Ghosh, 1971).

Ce processus de calcul, automatisé, permet d'extraire de chaque courbe de sondage électrique, c'est-à-dire à chaque station de mesure, la Résistance transversale totale.

- b-3 : Détermination sur un exemple théorique : la figure (Fig.55) indique les étapes du calcul appliqué à une courbe théorique de sondage électrique représentant la section de résistivités $\rho_i = 1, 10, 2.5, 0.1$ ohm.m et d'épaisseurs $t_i = 1, 3, 25$ m. On obtient une valeur de $R_{tt} = 90$ ohm.m², très proche de la valeur théorique 93.5 ohm.m².

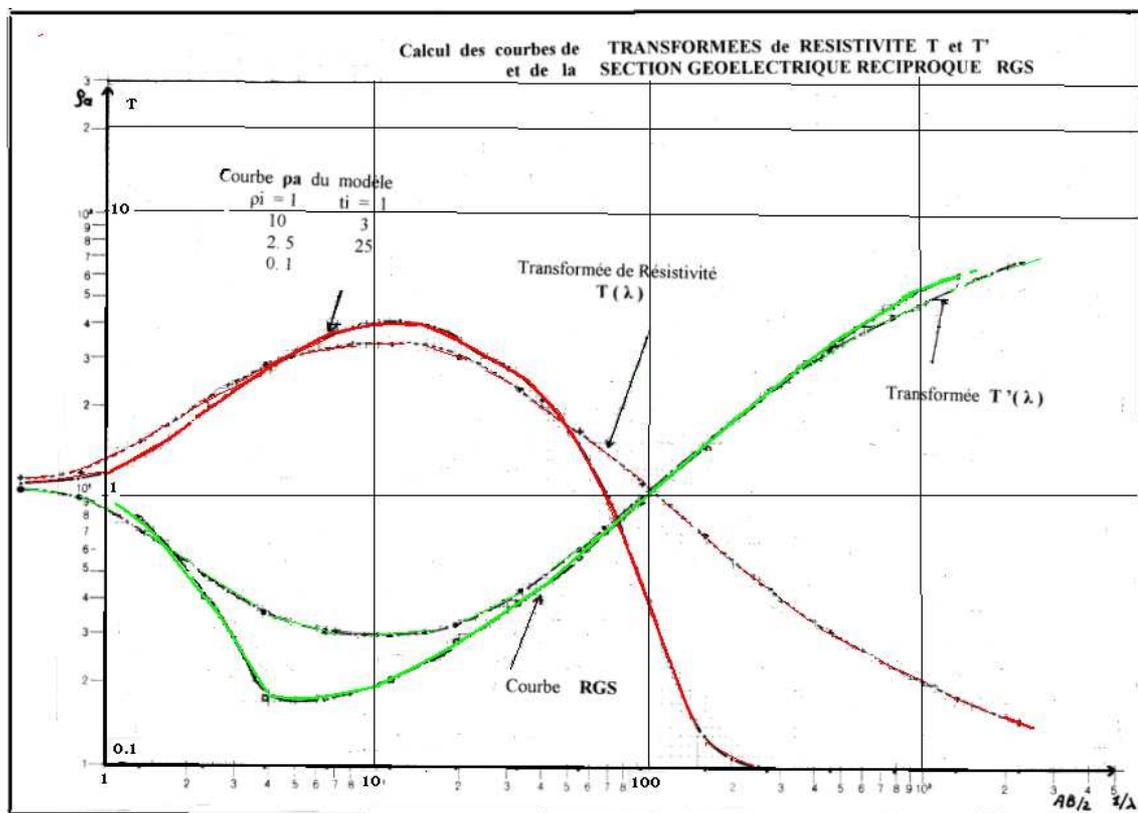


Fig.55 : Tracé de la courbe Transformée de la Section géoélectrique réciproque

En général, l'interprétation des courbes de sondages électriques se heurte au problème d'équivalence de nombreuses solutions. Afin de surmonter ceci, l'utilisation de la Rtt pourrait avoir deux rôles :

- discriminatoire : ses grandes valeurs seraient à rapprocher de la présence des calcaires, alors que les moins élevées seraient dues à des calcaires plus marneux ou à une prédominance marneuse.
- intégrant : ce paramètre caractérise l'ensemble des couches au dessus du substratum.

Pour les calcaires du Djebel Murdjadjo, la Rtt qui intègre toutes les couches à la fois, permet par ses grandes valeurs de se rapprocher de la présence fréquente des calcaires, alors que l'existence de calcaires plus marneux ou à fortiori de bancs de marnes abaisse considérablement ce paramètre. La Rtt a été calculée pour certains SEV en des points où l'anisotropie sera analysée.

c) Mesures des résistivités en fonction de l'azimut : ce dispositif particulier (Azimuthal resistivity survey ARS) a été utilisé par plusieurs auteurs pour la détermination des directions principales de l'anisotropie de résistivité pouvant être liée à celles de fractures ou d'une faille. En outre, le but de l'analyse de cette macro-anisotropie est d'estimer le degré de relation avec la fracturation des formations dures comme c'est le cas pour les calcaires du Djebel Murdjadjo. De nombreux auteurs ont mesuré sur le terrain, à l'aide d'un quadripôle colinéaire Schlumberger ou Wenner, la variation de résistivité apparente en fonction de l'azimut à partir d'une station fixe centrale. Une ellipse des résistivités est alors tracée, dont le grand axe dans le cas de ce dispositif colinéaire coïncide avec la direction de fracture.

Taylor (1988) a expérimenté cette méthode sur plusieurs sites avec divers types de formations, ce qui lui a permis d'aboutir à une bonne corrélation avec leurs directions structurales. Il en déduit également la porosité des zones fracturées à partir des paramètres de l'anisotropie mesurée. Plus récemment, Toubal (2004) a analysé des mesures effectuées avec le même dispositif sur des sables éoliens afin de corréler les résultats avec les directions de perméabilité. Cependant, l'interprétation est complexe car la variation azimutale de résistivités peut également résulter d'interfaces de

couches subissant un fort pendage ou même des variations latérales de résistivité, ce qui amène Watson (1999) à proposer un dispositif linéaire offset-Wenner à 5 électrodes pour lever l'ambiguïté.

Néanmoins, c'est Habberjam (1972) qui a démontré qu'un dispositif carré est plus sensible à l'anisotropie et permet par un traitement de ses mesures d'obtenir plus d'informations sur la fracturation.

Pour chaque carré, deux mesures avec les positions perpendiculaires α et β des électrodes d'envoi de courant d'espacement a , sont exécutées et l'on calcule les résistivités apparentes $\rho_a(\alpha)$ et $\rho_a(\beta)$ (Fig.56).

Dispositif carré (square array)

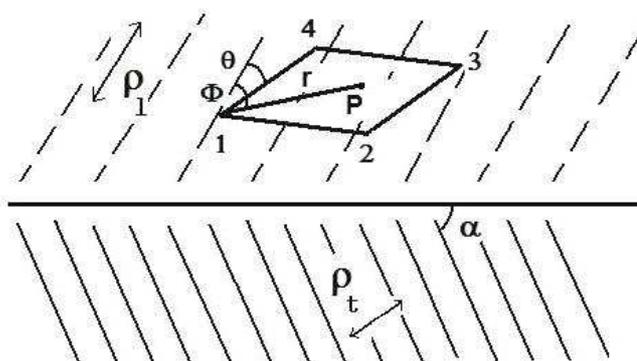


Fig.56: Dispositif électrique carré à la surface d'un sous-sol anisotrope

- c-1 : Principe de mesures des résistivités avec le dispositif carré :

L'expression de la résistivité apparente en fonction de l'azimut θ , mesurée par un dispositif carré en position α , pour un sous-sol fracturé anisotrope est donnée par Habberjam (1972) :

$$\rho_a(\alpha) = (\rho_m / (2 - \sqrt{2})) \cdot \left\{ 2 / ((1 + (n^2 - 1)\cos^2\theta)^{1/2}) - 1 / ((2 + (n^2 - 1)(1 + \sin 2\theta))^{1/2}) - 1 / ((2 + (n^2 - 1)(1 - \sin 2\theta))^{1/2}) \right\} \quad (IV-1)$$

$$\rho_a(\beta) = \text{même expression en remplaçant } \cos^2\theta \text{ par } \sin^2\theta. \quad (IV-1')$$

avec $\rho_m = (\rho_l \cdot \rho_t)^{1/2}$ où ρ_l , ρ_t successivement résistivités parallèle et perpendiculaire à la fracturation ; θ , angle entre les électrodes de courant 1 et 4, et la direction de fracturation.

Avec $n = ((1 + (\lambda^2 - 1)\sin^2\alpha))^{1/2}$, où $\lambda = (\rho_t / \rho_l)^{1/2}$ coefficient d'anisotropie, α étant le pendage.

En exécutant la mesure avec les électrodes dans la direction de la structure, alors d'après (IV-1) et (IV-1'), la moyenne de ρ_a , prend une valeur minimale et sa valeur maximale sur l'ellipse de résistivité aura donc une direction perpendiculaire à celle de la structure.

En outre, le rapport des deux expressions (IV-1) et (IV-1') pour $\theta = 0$, se simplifie et donne :

$$\rho_a(\beta) / \rho_a(\alpha) = (n(1 + n^2)^{1/2} - 1) / ((1 + n^2)^{1/2} - n) \quad (IV-2)$$

Ainsi, l'orientation des électrodes suivant la direction de fracture, permet de calculer n par la résolution de l'équation (IV-2) et d'estimer ainsi l'anisotropie.

- c-2 : Résultats des mesures :

c-2-1 : Sondage carré SC 1 à douar Tamsalmet : situé au début du profil A, le SEV Tam1 indique un abaissement notable de la courbe caractéristique indiquant l'existence d'une couche saturée pour $AB/2 = 100\text{m}$, coiffée de calcaires secs (Fig.53). Ceci équivaut à un espacement $a = 80\text{ m}$ (Habberjam, 1972) que nous avons retenu comme valeur maximale pour le côté du carré. Sa valeur minimale a été fixée à $a = 20\text{ m}$ pour éviter l'effet des couches superficielles. Le sondage SC1 a été positionné au milieu des profils A et B (Fig.52). Des rotations du carré avec un incrément de 22.5° ont permis de

tracer les variations polaires de la résistivité pour des côtés $a = 20, 40$ et 80 m (Fig.57).

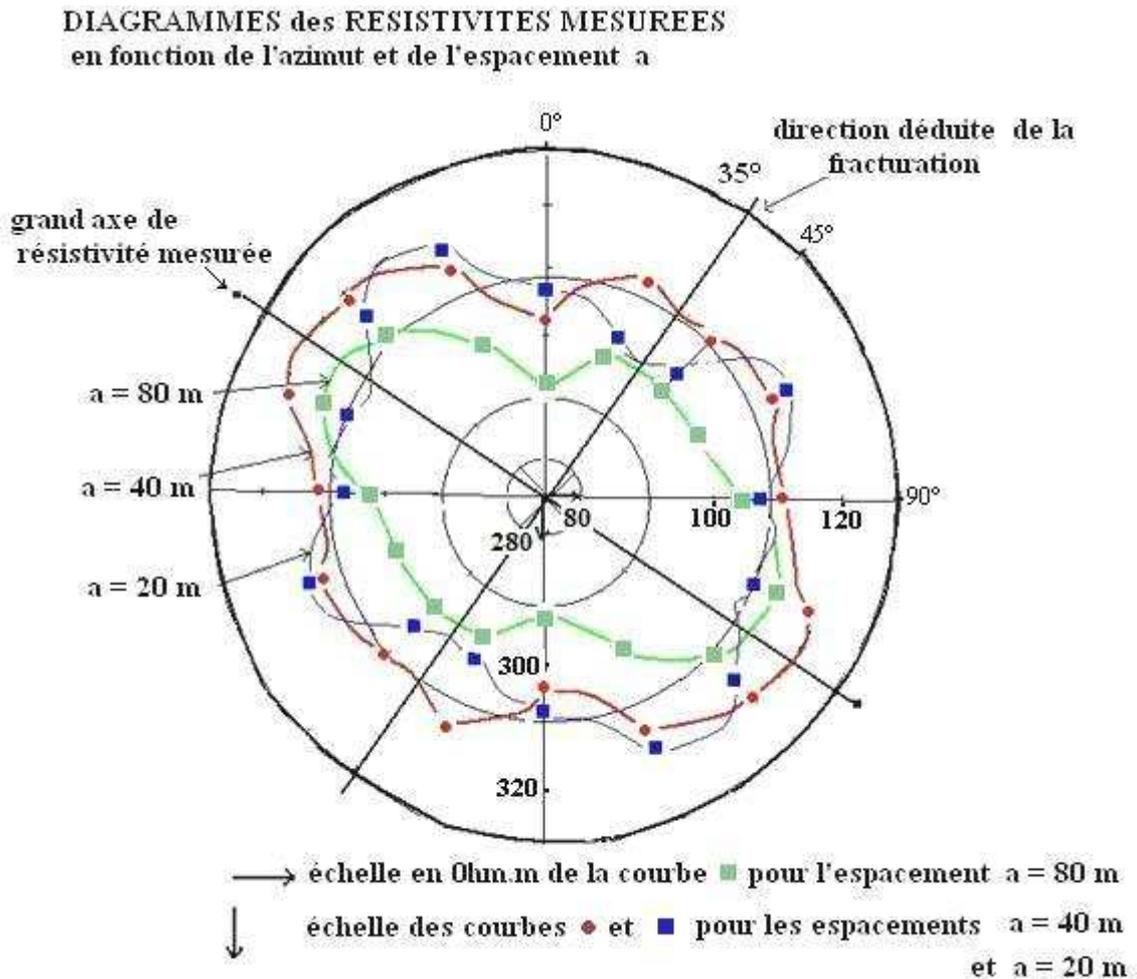


Fig.57: Diagrammes polaires de variations de résistivités en fonction de l'azimut pour les espacements $a = 20, 40$ et 80 m. (sondage SC 1)

Le diagramme correspondant à $a = 80$ m indique des résistivités apparentes variant avec l'azimut de la valeur 90 ohm.m jusqu'à un maximum de 110 ohm.m, suivant la forme d'une ellipse dont le grand axe est orienté N 125° . Ceci implique une direction de fracturation N 35° . Ce résultat confirme la direction de la faille II sur la photo-satellite (Fig.51). Les deux autres diagrammes, pour $a = 20$ m et $a = 40$ m révèlent une allure plus circulaire avec des résistivités apparentes variant de 290 ohm.m à 330 ohm.m, dues à des terrains calcaires durs moins profonds et probablement moins anisotropes. Une longueur des fissures inférieure à l'espacement a peut également affecter par plusieurs pics et creux la forme régulière du diagramme (Taylor, 1988).

Ayant déterminé la direction de fracture, du moins pour les terrains profonds, en rapport avec l'espacement a , il suffit d'orienter le dispositif carré et de mesurer aux deux directions perpendiculaires $\rho_a(\alpha)$ et $\rho_a(\beta)$, pour obtenir un facteur d'anisotropie $n = 1.34$.

La Résistance transversale totale des SEV entourant SC1, a été calculée en considérant uniquement les couches résistantes qui englobent le terrain aquifère estimé à environ 180 ohm.m à 250 ohm.m, reposant sur la couche d'environ 50 ohm.m, constituée de calcaires marneux et que nous considérerons comme substratum conducteur. Dans ce cas, la Rtt ainsi estimée varie de 32.000 ohm.m² à 50.000 ohm.m².

- c-2-2 : Sondages carrés SC 2, SC 3, SC 4, SC 5 et SC 6. Ces sondages ont été exécutés en tenant compte des directions structurales révélées par les cartes d'isorésistivité, les coupes géoélectriques ainsi que la photo-satellite. Ils ont ainsi été orientés de façon à permettre l'application de l'équation (IV-2) et de déduire le facteur d'anisotropie n . Pour des raisons pratiques, l'exécution des mesures s'est faite uniquement pour $a = 40$ m. Cet espacement est suffisant pour capter les calcaires situés dans le secteur à faible profondeur. Le tableau (Tab.17) réunit l'ensemble des résultats obtenus.

Sondage Carré SC	Forage voisin et ses coordonnées Lambert	Facteur Anisotropie n	Rtt ($\Omega.m^2$) Moyenne aux SEV très proches	Lithologie prédominante du forage
SC 1	Tamsalmet 184800, 262500	1.34	32.000 à 50.000	calcaires durs puis fissurés
SC 2	S2 179080,259250	1.47	20.000	calcaires fissurés puis crayeux
SC 3	S3 182600,260225	1.29	2.500	Calcaires crayeux
SC 4	F4 181600,260280	1.30	45.000	calcaires vacuolaires
SC 5	F3 179800,259700	1.20	52.000	calcaires fissurés vacuolaires
SC 6	F1 182750,261450	1.10	9.000	alternances calcaires et calcaires marneux

Tab.17 : Comparaison entre le facteur d'anisotropie, la Résistance Transversale totale et la lithologie des formations géologiques

Nous constatons que la présence de marnes et calcaires marneux abaisse considérablement la valeur de la Rtt. Il n'existe par ailleurs pas de relation directe entre les éléments des trois dernières colonnes du tableau. Les valeurs fortes de Rtt sont liées à la présence de calcaires durs et fissurés.

Ainsi, le forage F3, situé à moins d'1 km à l'est de la station de pompage de Brédéah, n'a recoupé les marnes qu'à une profondeur de 80 m et le calcul pour le SEV le plus proche donne $52.000 \Omega.m^2$. A Tamsalmet, le substratum n'est atteint qu'à 153 m, cependant le forage traverse de nombreux bancs d'argile et de calcaires gréseux. Une différence est notée entre les facteurs d'anisotropie qui caractérisent leurs secteurs. En effet, la valeur plus élevée au SC 1 s'explique par l'existence d'une faille importante, ce qui est moins évident pour le secteur du sondage SC 5.

Une forte valeur d'anisotropie de $n = 1.47$ est calculée au SC 2, près du sondage mécanique S2 à proximité de la station de pompage, alors que la Rtt au SEV voisin est relativement peu élevée avec $20.000 \Omega.m^2$ du fait de la présence de calcaires crayeux. Ce qui explique la non corrélation entre les deux paramètres.

La forte anisotropie enregistrée au SC 2 est probablement due à une forte fissuration puisque ce secteur se situe à l'intersection de deux réseaux de failles : l'un de direction nord-ouest/sud-est, détecté par la carte de résistivités et la photo-satellite, l'autre, de direction est-nord-est/ouest-sud-ouest, longeant la route nationale, et mis en évidence par les coupes géoélectriques des SEV. La valeur élevée du facteur d'anisotropie pour SC 4, à proximité du forage F4, avec $n = 1.30$ peut s'expliquer par les mêmes arguments tectoniques, avec en sus, une jonction avec la faille passant par Tamsalmet. Le SC 3, proche du sondage mécanique S3, bien que révélant une prédominance de calcaires crayeux et une $Rtt = 2500 \Omega.m^2$, présente une anisotropie élevée.

d) Lien entre l'anisotropie électrique et le degré de fracturation :

Cette relation a été déjà relevée par Louis (1989), qui a utilisé un profilage du dispositif carré aboutissant à l'implantation de forages productifs. Taylor (1988) a en plus précisé sa relation avec les longueurs de fracturation et les ouvertures de fissures et élaboré une démarche pour déduire la porosité secondaire de ces formations.

Plus tôt, Parkhomenko (1967) avait établi pour divers schémas et directions de fissurations, des relations entre les résistivités de la roche, la résistivité de l'eau remplissant les fissures et la porosité.

Dans leur étude utilisant les dispositifs carré et carré croisé, ce dernier obtenu par une rotation de 45°, Lane et al (1995) ont établi une relation entre le facteur d'anisotropie n et la porosité de fissure, soit :

$$\Phi = 3.41 \times 10^4 \times (n-1) (n^2-1) / n^2 \times C \times (\rho_{\max} - \rho_{\min}) \quad (IV-3)$$

Avec C , conductivité de l'eau contenue dans les fissures, ρ_{\max} et ρ_{\min} étant les résistivités relevées sur le diagramme azimutal des résistivités apparentes.

Cette relation a été utilisée pour tenter une évaluation de la porosité des calcaires d'après les résultats du sondage SC 1. Le calcul a été également effectué à l'aide de la loi d'Archie, avec les expressions empruntées à Astier (1971) et Parkhomenko (1967), soit respectivement :

$$\rho/\rho_e = \Phi^{-2.35} \quad \text{et} \quad \rho/\rho_e = 0.62 \Phi^{-1.72},$$

en utilisant les données des SEV du secteur de Tamsalmet et une moyenne des résistivités des calcaires aquifères de 215 ohm.m.

Résidu sec (ppm)	Résistivité eau (ohm.m)	Conductivité eau ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Φ % (Lane)	Φ % (Astier)	Φ % (Parkhomenko)
1.500	3	3300	7.8	16	6.3
4.000	1.4	7140	3.6	12	4

Tab.18 : Estimation de la porosité des calcaires à l'aide des mesures azimutales

Le tableau (Tab.18) indique les résultats pour les limites maximale et minimale des concentrations de l'eau du secteur du sondage SC 1. Bien que l'échelle de variation de la porosité, de 4 à 16 %, est conforme aux valeurs données par différentes études sur les calcaires et calcaires fissurées, cet écart entre les formules précédentes est important si l'on tient compte de l'incertitude sur la formulation de Lane et al (1995) qui a été établie pour des roches cristallines.

IV-2-5-2-5) Conclusion :

Les mesures de résistivités en fonction de l'azimut ont permis d'appréhender des directions de fracturations probablement drainantes ainsi que l'état de fissuration de formations carbonatées à comportement anisotrope.

Les cartes de résistivités des SEV ont permis de confirmer les failles révélées par la photo aérienne ou de satellite et de préciser leur prolongement.

Le dispositif carré a permis également d'approcher l'anisotropie du milieu et d'établir une relation avec la fissuration.

Le nombre restreint de mesures ne permet pas d'extrapoler ces résultats.

Le dispositif carré, moins contraignant sur les terrains accidentés que les dispositifs linéaires classiques, se révèle particulièrement adapté à l'étude des milieux fissurés et karstifiés.

Chapitre V

APPLICATIONS des DISPOSITIFS **et des METHODES de TRAITEMENT** **des MESURES ELECTRIQUES** **dans les REGIONS de** **CHOTT EL GHARBI et CHOTT CHERGUI**

L'application des méthodes électriques va être exposée sur trois sites différents géographiquement, mais qui ont en commun, d'une part l'appartenance au Bassin du Chott Chergui et son annexe le Chott Gharbi, d'autre part, la présence des terrains secondaires du Jurassique, ciblés d'une façon privilégiée par l'investigation hydrogéologique.

Ainsi trois parties sont présentées :

- Zone de Chott el Gharbi
- Zone méridionale au Djebel Antar
- Zone de Chott Chergui

Nous entamerons cette présentation des principaux traits géologiques et des résultats de certaines campagnes géophysiques importantes, à partir de la région Ouest vers la région Est du Bassin. Les méthodes géophysiques exposées débiteront par les techniques classiques, et progressivement vers celles moins conventionnelles.



Fig.58 Situation générale des études dans les bassins de Chott el Gharbi et Chott Chergui

V-1) Résultats de campagnes géophysiques dans Chott el Gharbi

Dans les années soixante-dix, un vaste programme de recherche des potentialités hydriques a été entrepris pour promouvoir les régions des Hauts Plateaux à vocation pastorale. Ainsi un certain nombre de campagnes géophysiques (Compagnie Générale de Géophysique-CGG 1973,1974) ont été exécutées afin d'identifier les formations et de préciser les structures géologiques dans le but de réalisations de captages d'eaux profonds.

V-1-1) **Situation géographique :** (Fig.59) Le Chott el Gharbi, situé dans les Hautes Plaines oranaises, est limité :

- à l'ouest, par la frontière algéro-marocaine
- au nord, par les Djebels Sidi el Abed et Mekaida
- au nord-est, par le Chott Chergui
- à l'est, par le Djebel Antar surplombant la ville de Mécheria
- au sud par le Djebel Guetab el Hamara et Djebel Hafid.

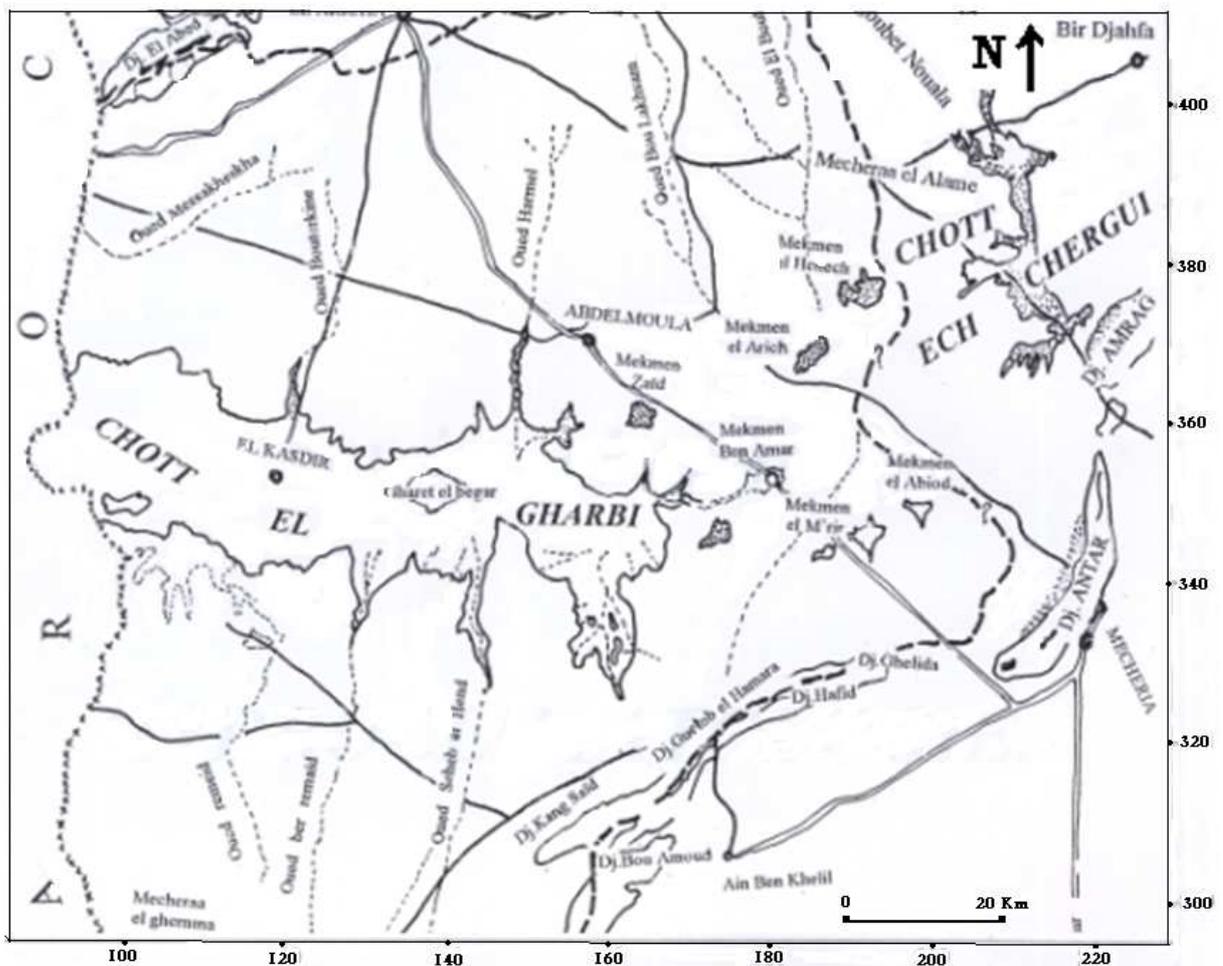


Fig.59 Situation géographique du Chott el Gharbi

V-1-2) **Cadre géologique et aperçu structural :**

La région est constituée de terrains continentaux épais allant du Secondaire au Quaternaire et reposant sur un socle hercynien. Les domaines qui bordent Chott el Gharbi au nord, sont le flanc sud des Monts de Tlemcen et de Daïa, à savoir les Hautes Plaines, et au sud l'extrémité occidentale de l'Atlas Saharien représentée par les Monts des Ksour.

- les Hautes Plaines oranaises : formées de terrains jurassiques avec une altitude de 1000 à 1300m. Le Primaire y apparaît au Horst de Rhar Roubane, et est recouvert par un Lias calcaire-dolomitique.
- Les Monts des Ksour : c'est une structure complexe de chaînons élevés, à l'exemple de Djebel Aïssa qui culmine à 2235m au nord-est. Les unités masquant le socle vont du Trias au Crétacé moyen.

Le raccordement des Hautes Plaines dans leur partie sud avec les Monts des Ksour se fait par l'intermédiaire de l'accident Nord-Atlasique.

V-1-3) **Stratigraphie :**

V-1-3-1) le Paléozoïque : à signaler une séquence granitique développée en association avec les dépôts carbonifères acides.

V-1-3-2) le Trias : les terrains les plus anciens qui affleurent par endroits dans la région correspondent à des formations gypso-salines accompagnés de basalte.

V-1-3-3) le Jurassique et le Crétacé :

V-1-3-3-1) Versant nord du Chott el Gharbi :

- le Lias : caractérisé par une sédimentation de dolomies et calcaires gris. Les affleurements du Djebel Sidi el Abed montrent un Lias carbonaté, traversé par ailleurs dans le Chott Chergui.
- l'Aaléno-Bajo-Bathonien : cet étage débute par des marnes bariolées dolomitiques. Bien réparties dans les Monts de Tlemcen au niveau du Djebel Tenoucheffi, Djebel Sidi el Abed, ces dépôts sont souvent dolomitiques et massifs. Ils deviennent calcaire-dolomitiques au sud.
- dans la cuvette du Chott, ils se présentent sous forme d'une alternance de dolomies, grès, marnes comme le montre le forage CG2 (Annexe 2) d'El Kasdir.
- le Callovo-Oxfordien : au nord-est dans les Monts de Daïa ces terrains sont des argiles en petits bancs et des grès.
- le Kimméridgien-Portlandien : présents dans les Monts de Daïa, représentés par des dolomies d'environ 100m d'épaisseur.
- le Crétacé : puissantes formations carbonatées et gréseuses, l'ensemble affleure sur une épaisseur de 100 à 200 m, et est visible à Ras el Ma et Marhoum.

V-1-3-3-2) Versant sud et sud-est du Chott el Gharbi :

Les terrains secondaires affleurent au sud, au Djebel Guetab el Hamara et au Djebel Hafid, ainsi que dans le Djebel Antar de Mécheria et Djebel Amrag au nord-est. Ils sont représentés par un faciès calcaire-dolomitique.

- le Jurassique inférieur et moyen : le Lias, ensemble constant de calcaires dolomitiques et de dolomies massives épais jusqu'à 1000m dans l'Atlas Saharien, diminue sensiblement à la périphérie des Hautes Plaines, pour ne pas dépasser 400 à 500 m (Kieken, 1962).

Le Jurassique inférieur et moyen se localise au niveau d'anticlinaux à cœur érodé comme au nord de la région de Mécheria, ou le grand anticlinal entre Djebel Er Reha et Djebel el Arar.

Mekahli (1995,1998) note que la structure anticlinale s'ennoie progressivement sous les formations tertiaires et quaternaires, en particulier sous le Chott el Gharbi.

Le Jurassique moyen débute par une alternance de marnes et de calcaires accompagnés de passées gypseuses prédominantes au Bathonien.

- le Jurassique supérieur : le Callovo-Oxfordien est caractérisé par des marnes entrecoupées de bancs gréseux.

- le Crétacé inférieur : dans les Hautes Plaines steppiques, les faciès gréseux sont présents. Ils s'étalent de la fin du Jurassique jusqu'au Cénomaniens, mais en puissance réduite ne dépassant pas 200m par rapport à ce que l'on rencontre dans l'Atlas Saharien (Kieken, 1962). L'Albien est représenté par des grès à dragées de quartz et de sables continentaux avec une puissance de 50 à 100m.

- le Crétacé supérieur : le Cénomaniens est caractérisé par des marnes argileuses à versicolores à présence d'évaporites. Les conglomérats de base sénoniens sont surmontés par environ 200m d'argiles et de bancs gypseux au sommet.

V-1-3-4) le Tertiaire et le Quaternaire :

C'est au Miocène que le Bassin de Chott el Gharbi commence à évoluer pour arriver à sa forme endoréique fermée et isolée de la mer.

La subsidence, ensuite l'érosion lui ont permis d'acquérir son état actuel.

La puissance du Miocène est assez mal définie mais le forage CG3 au nord du Chott, à El Aricha n'a pu rencontrer les formations secondaires après 490m de profondeur.

Le remplissage Mio-Pliocène du Chott débute en général par des brèches argileuses à éléments calcaires, surmontées par des marnes ou marno-calcaires. Cet ensemble marneux englobe un épisode lacustre en lentilles de calcaires blanchâtres, épaisses de 25 à 300 m.

Le remplissage Mio-Pliocène se termine par une carapace calcaire constituant les falaises qui bordent le Chott.

Les matériaux quaternaires sont peu épais, ce sont des alluvions récentes comblant le fond d'oueds ainsi que des sables sous forme de dunes.

V-1-4) **Hydrogéologie du Chott el Gharbi :**

En se basant sur la présentation géologique précédente ainsi que les résultats des forages disponibles, il est possible de mettre en évidence les niveaux aquifères suivants :

- alluvions quaternaires : des nappes peu abondantes et très localisées sont captées dans des terrains sablo-argileux. Avec un substratum argileux, et une épaisseur variant de 10 à 30m, il présente une eau médiocre à mauvaise.
- complexe Tertiaire Continental : une première nappe se trouve dans les argiles remplissant la dépression du chott. Elle est captée par des puits peu profonds et des Oglats.

Une seconde nappe se trouve dans la partie septentrionale du bassin du Chott dans des passées de calcaires lacustres lenticulaires. Les résultats de travaux géophysiques (dans l'étude qui suit) vont conforter l'intérêt à apporter à cet aquifère qui s'étale sur quelque 5600 Km².

- Barrémo-Albien : il est représenté par des grès continentaux dont l'épaisseur varie entre 150-200 m au niveau de la dépression du chott. Son mur est constitué essentiellement par les marnes entrecoupées par de minces bancs gréseux du Callovo-Oxfordien. Le toit est représenté par les marnes argileuses du Cénomanién.
- Dolomies du Bajo-Bathonien : l'aquifère du Jurassique moyen est formé essentiellement par des calcaires dolomitiques, épais de 100 à 200 m. Leur mur est formé soit par des argiles gypsifères avec des venues éruptives triasiques, soit par des marno-calcaires du Lias supérieur. Ces calcaires dolomitiques ont été localisés au nord-ouest, au Maroc, dans la région de

Berguent. Ils affleurent également à l'est et au sud-est au niveau du Djebel Antar et Djebel Amrag. Au nord ces formations sont rencontrées au Djebel Ténouchefi et Djebel Sidi el Abed ainsi que dans les Monts de Daïa.

V-1-5) **Etudes géophysiques de la région de Chott el Gharbi :**

Pour préciser l'allure des différentes formations présentées précédemment, du moins celles ayant un intérêt hydrogéologique, nous présentons les résultats géophysiques concernant deux secteurs du Chott el Gharbi qui illustrent mieux les caractéristiques de la région :

- Secteur de Oglat Jaouania, situé le plus à l'ouest et limité par la frontière marocaine
- Secteur de Oglat Moussa, situé dans la partie centrale du Chott et qui l'enjambe du nord au sud

Ces deux secteurs appartiennent à la même entité géographique du Chott el Gharbi. La succession des terrains, à partir de l'étude géologique précédente et l'analyse de quelques forages, est considéré comme généralement identique pour ces secteurs, mis à part quelques particularités de nouveaux horizons, qui se démarquent nettement. En outre, la structure des différentes couches nécessite d'être précisée d'un secteur à l'autre

V-1-5-1) Etude dans le secteur de Oglat Jaouania :

Le but recherché est de reconnaître les couches profondes pouvant receler des aquifères, puisqu'il est constaté que les eaux des puits présentent une salure importante.

En effet à 70 km au sud-ouest, au Maroc, apparaît une ride jurassique, la ligne des affleurements de Trarit, qui a été reconnue comme appartenant au Lias. Des forages en outre y ont traversé le Lias et atteint le Trias. Au sud-est, on découvre également la ride jurassique de Djebel Guetab et Djebel Hafid.

Des points d'étalonnage les plus proches de ce secteur sont les forages H33 (Annexe 3) à Mekmen Ben Amar plus à l'est, ou certains forages situés au Maroc. Ils révèlent :

- un recouvrement tertiaire constitué d'argiles sableuses, intercalés de calcaires lacustres et de conglomérats. Ces calcaires lacustres pourraient

constituer une épaisse couverture résistante de 600-800 ohm.m, mais elle s'étend surtout sur la partie nord du Chott, comme nous l'observerons plus bas à Oglat Moussa.

- des marnes cénomaniennes, puis plus profondément des grès albiens reposant sur les marnes callovo-oxfordiennes, puis sur les dolomies du Jurassique moyen.

V-1-5-1-1) Type de Sondage électrique :

- SE A2 : (Fig.39)

Ce sondage électrique a été interprété plus haut (§ IV-1-6-2-3) par une méthode non conventionnelle préconisée par Zohdy (1989). Cette technique d'interprétation a l'avantage de donner une succession d'un grand nombre de terrains en suivant au plus près les différentes courbures du graphe de ce sondage. Dans ce cas, l'interprétation donne :

Résistivités (ohm.m)	Epaisseurs (m)
200	2
120	2.5
45	56
140	40
30	70
160	80
40	130
250	

Ce sondage est caractéristique de la partie Est de Oglat Jaouania. Il montre : des niveaux résistants de surface représentant les sables quaternaires peu épais, puis une importante formation argileuse estimée à 45 ohm.m, représentant probablement les argiles du Tertiaire. Vers 170m de profondeur, un terrain résistant est visible et qu'on interprète comme des grès crétacés. Le niveau conducteur sous-jacent peu marqué sur la courbe est assimilé aux marnes callovo-oxfordiennes. Enfin le substratum très résistant représente les dolomies jurassiques.

- SE B6 (Fig.60) Plus au centre de l'étude, avec un approfondissement du substratum résistant et un épaissement des formations probablement crétacées (grès) et des marnes callovo-oxfordiennes.

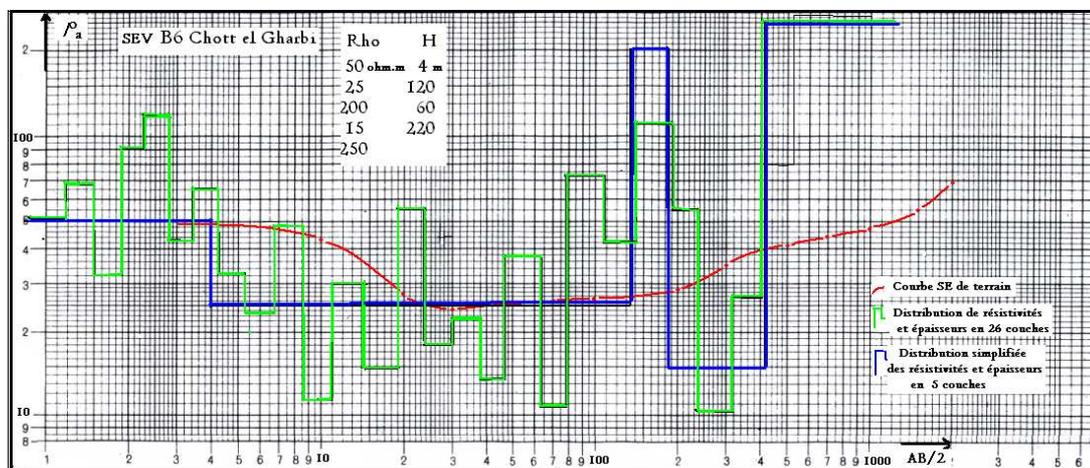


Fig.60 Interprétation Sev B6 Chott el Gharbi

V-1-5-1-2) échelle de résistivités : toutes ces informations, en particulier celles recueillies à partir des sondages étalons permettent d'établir une échelle de résistivités (Tab.19):

Formation	Résistivité (ohm.m)
Q - Recouvrement quaternaire	50 - 500
Pc - Pliocène continental	
sables	100 - 500
argiles sableuses	20 - 30
Mc - Miocène	
conglomérats	300 - 400
calcaires lacustres	200 - 800
grès	100 - 300
Cm - calcaires turoniens	200 - 300
marnes cénomaniennes	20 - 25
Cic - grès albiens	200 - 1000
Ci marnes	15 - 20
Js - marnes callovo-oxfordiennes	15 - 20
Jm - dolomies	250 - 1000
T - Trias	
argiles salées	< 20

Tab.19 Echelle de résistivités des formations dans le Chott el Gharbi (CGG 1973,74)

V-1-5-1-3) Résultats :

a) Coupes géoélectriques : les coupes A, B et C (Fig. 61) donne un aperçu de la structure possible de la zone étudiée :

* dans la partie Est, trois formations résistantes apparaissent nettement :

1. niveaux résistants du Tertiaire **1**, avec des valeurs variant de 100 à 500 ohm.m, représentant des sables, conglomérats.
2. niveaux résistants **2**, à 200-300 ohm.m attribués aux grès crétacés
3. substratum résistant **3**, profond et épais correspondant aux dolomies jurassiques.

Une allure anticlinale semble se dessiner en A4, A5, B10, B11, B12 et E9, les dolomies y seraient alors relativement peu profondes (250-300m) sous les marnes callovo-oxfordiennes.

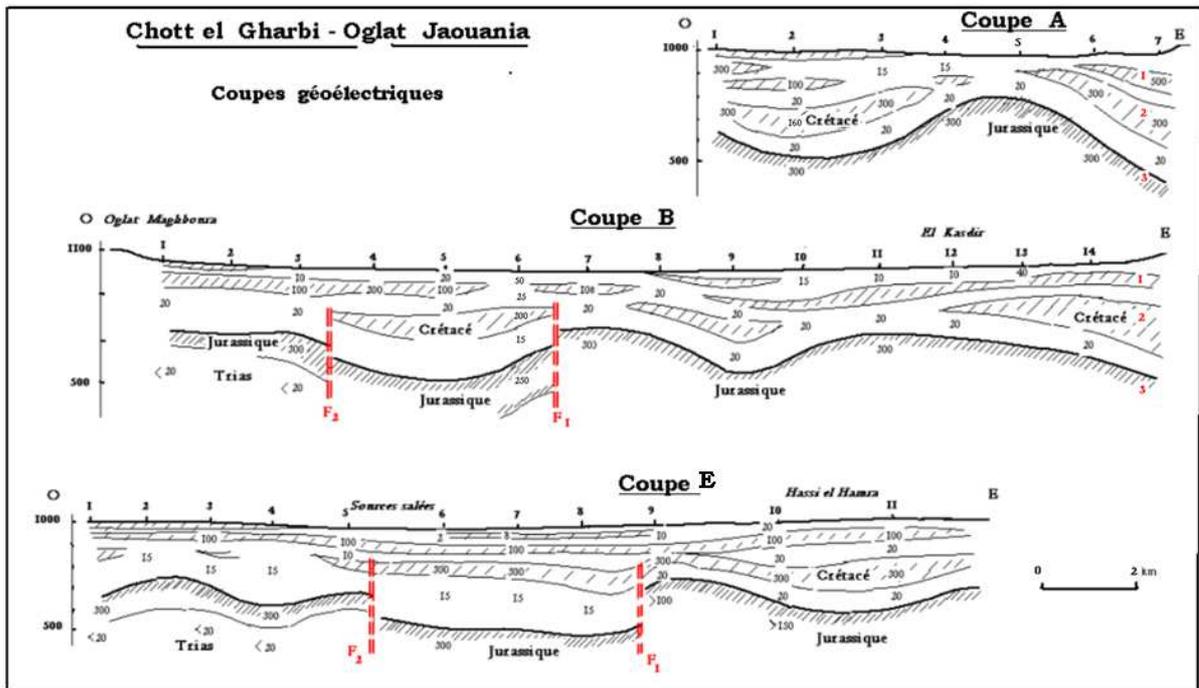


Fig.61 Coupes Géoélectriques A, B et C - Oglat Jaouania (CGG 1973,74)

* plus à l'Ouest :

Une faille F1 approfondit le Jurassique et épaisit les marnes callovo-oxfordiennes (SE B6 à B4 et SE E8 à E6), ainsi le Jurassique résistant se trouve dans cette zone à 400-700m de profondeur. Une seconde faille plus

à l'ouest fait apparaître un compartiment totalement différent des précédents, qui ne peut être interprété que par une remontée du Trias, surmonté donc de calcaires du Lias lesquels se trouveraient vers 300-400m de profondeur et auraient 100 à 200 m d'épaisseur.

b) Carte de résistivités apparentes AB = 4000m dans le secteur extrême Ouest
 Elle met en évidence (Fig.62) la zone où le Jurassique résistant est le moins profond, c'est-à-dire la zone à l'est de la faille F1 (résistivités de 40 à 150 ohm.m)

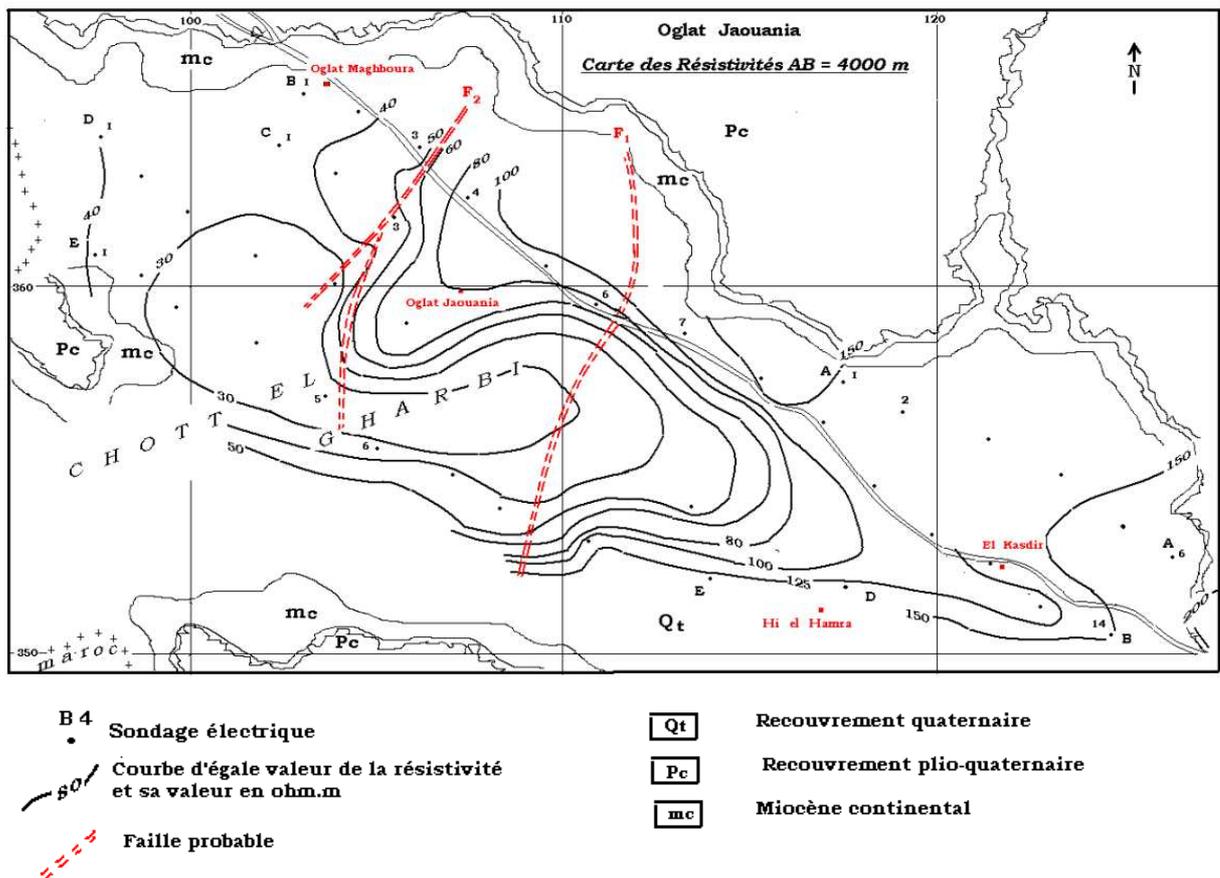


Fig.62 Carte des résistivités AB = 4000 m Oglat Jaouania (CGG, 1973,74)

Le compartiment compris entre F1 et F2 est d'une façon générale plus conducteur (30 à 80 ohm.m), alors que le compartiment situé à l'ouest de la faille F2 est nettement conducteur (résistivités de 20 à 50 ohm.m), ce qui traduit la remontée du Trias supposé.

Malgré les faibles valeurs de résistivités apparentes dans la zone centrale dues à l'influence des sources salées, cette carte donne cependant une

indication sur un compartiment Est plus favorable pour d'éventuels ouvrages puisque le Jurassique résistant supposé est à la plus faible profondeur.

c) Carte des profondeurs du Jurassique moyen ou inférieur (Fig.63)

On suppose que l'horizon résistant profond représente les dolomies du Jurassique moyen, alors qu'à l'ouest il est supposé correspondre aux calcaires du Lias. Ainsi, le compartiment à l'est de la faille F1 fait apparaître une structure anticlinale, dont le sommet de la structure de formations dolomitiques serait à 250-300m.

Entre les failles F1 et F2, les profondeurs du substratum se situent entre 400-700m. A l'ouest, le substratum sensé représenter le Lias se situerait vers 300-400m de profondeur.

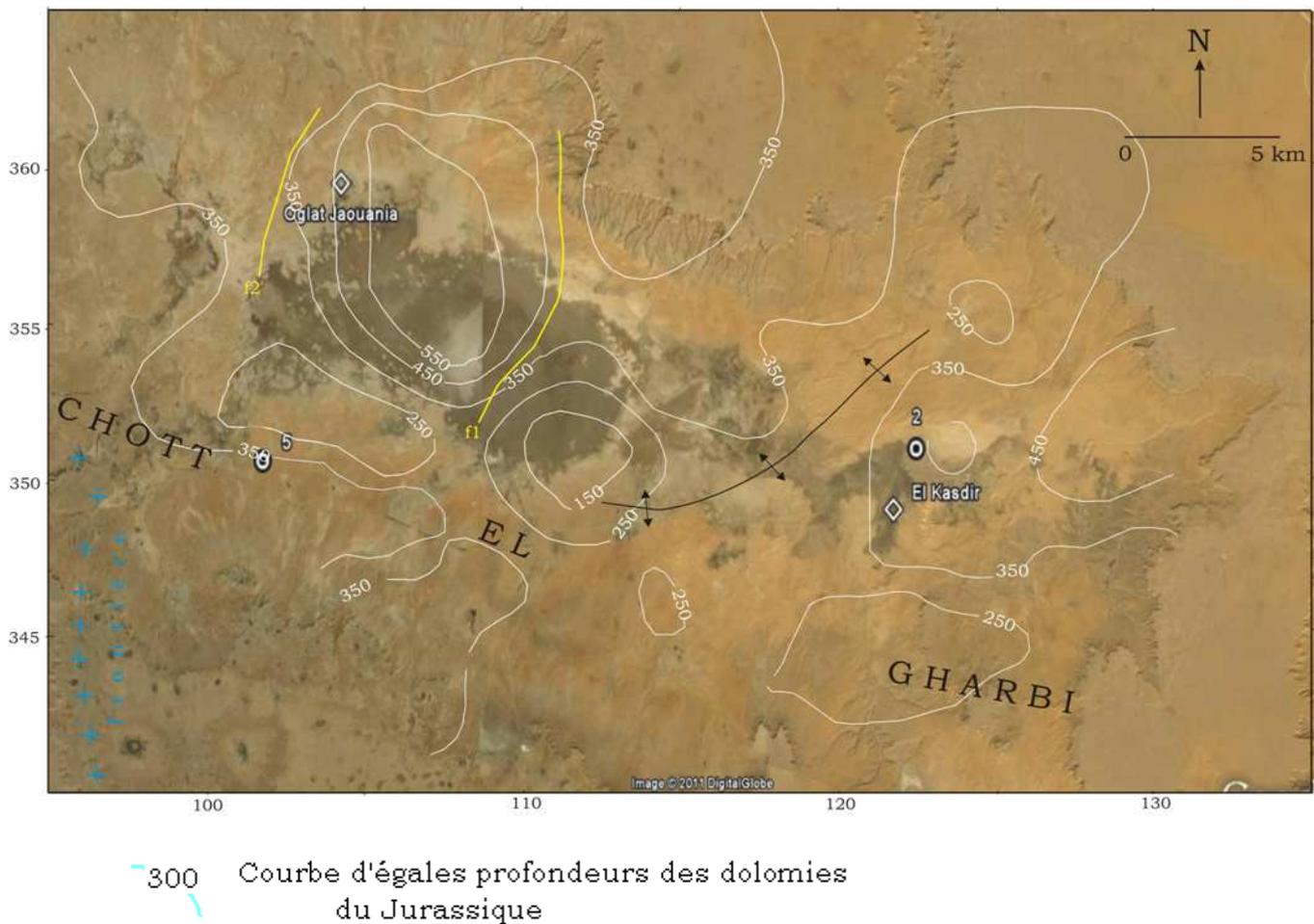


Fig.63 Carte des profondeurs des dolomies du Jurassique (d'après CGG 1973,74)

V-1-5-2) Etude dans le secteur de Oglat Moussa : ce secteur est à cheval sur la partie Est du Chott el Gharbi, et est situé à environ 60 km à l'ouest de Mécheria. Il nous a paru intéressant de suivre dans ce secteur, la structure des formations secondaires jurassiques qui affleurent au sud sur les massifs des Djebels Guetob el Hamara et Hafid, ainsi qu'à l'est sur les Djebels Antar et Amrag. Un fait nouveau par rapport au secteur de Oglat Jaouania situé plus à l'ouest, est l'apparition d'un horizon tertiaire très résistant, se démarquant bien, et constitué de calcaires lacustres pouvant être assez puissants.

a) Coupes géoélectriques : nous présentons deux coupes Q et Z (Fig.64) qui donnent la structure d'ensemble et mettent en évidence toutes les formations rencontrées dans le secteur. Elles relient les forages d'Abd el Moula R6 et 95 (Annexe 4) au nord-est aux affleurements jurassiques du sud-est.

Sur le profil Z, en partant du sud, on observe le plongement des calcaires dolomitiques du Djebel Hafid de 150m au SE Z7, à 600m au SE Z5.

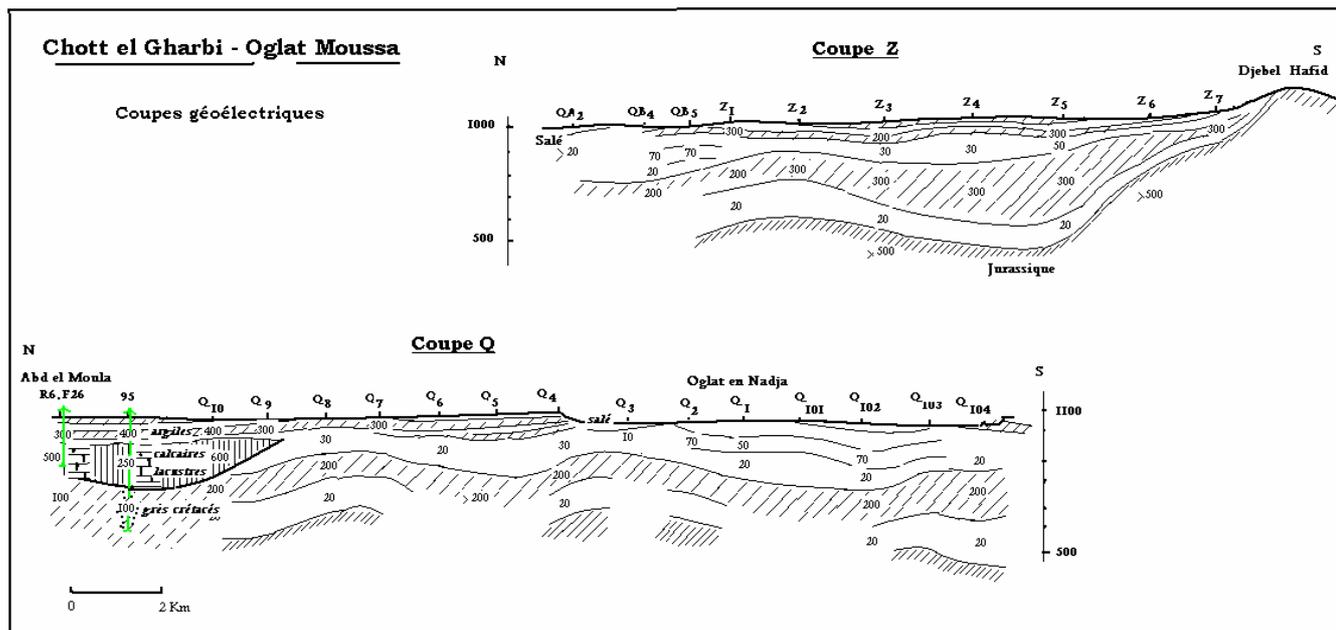


Fig.64 Coupes géoélectriques Q et Z - Oglat Moussa (CGG 1973,74)

Au-dessus, apparaît une formation conductrice estimée à 20 ohm.m. C'est un niveau marneux appartenant soit au Jurassique supérieur soit au Crétacé inférieur. Une formation résistante lui succède estimée à 200-300 ohm.m et

d'une épaisseur de 150 à 300m : elle peut représenter les grès du Crétacé inférieur (éventuellement grès albiens).

Cette couche se rencontre sur toute la largeur du Chott à une profondeur de 200-300m, et constitue dans le chott même un niveau aquifère possible à une profondeur acceptable.

La formation conductrice qui la recouvre, estimée à 20-30 ohm.m, avec passages plus résistants à 50-70 ohm.m représente sans doute la couverture tertiaire. Elle est surmontée sur les plateaux par une couverture plus résistante, constituée par des conglomérats et des argiles briques (à 200-300 ohm.m), cet ensemble représente la hauteur de la falaise bordant le chott.

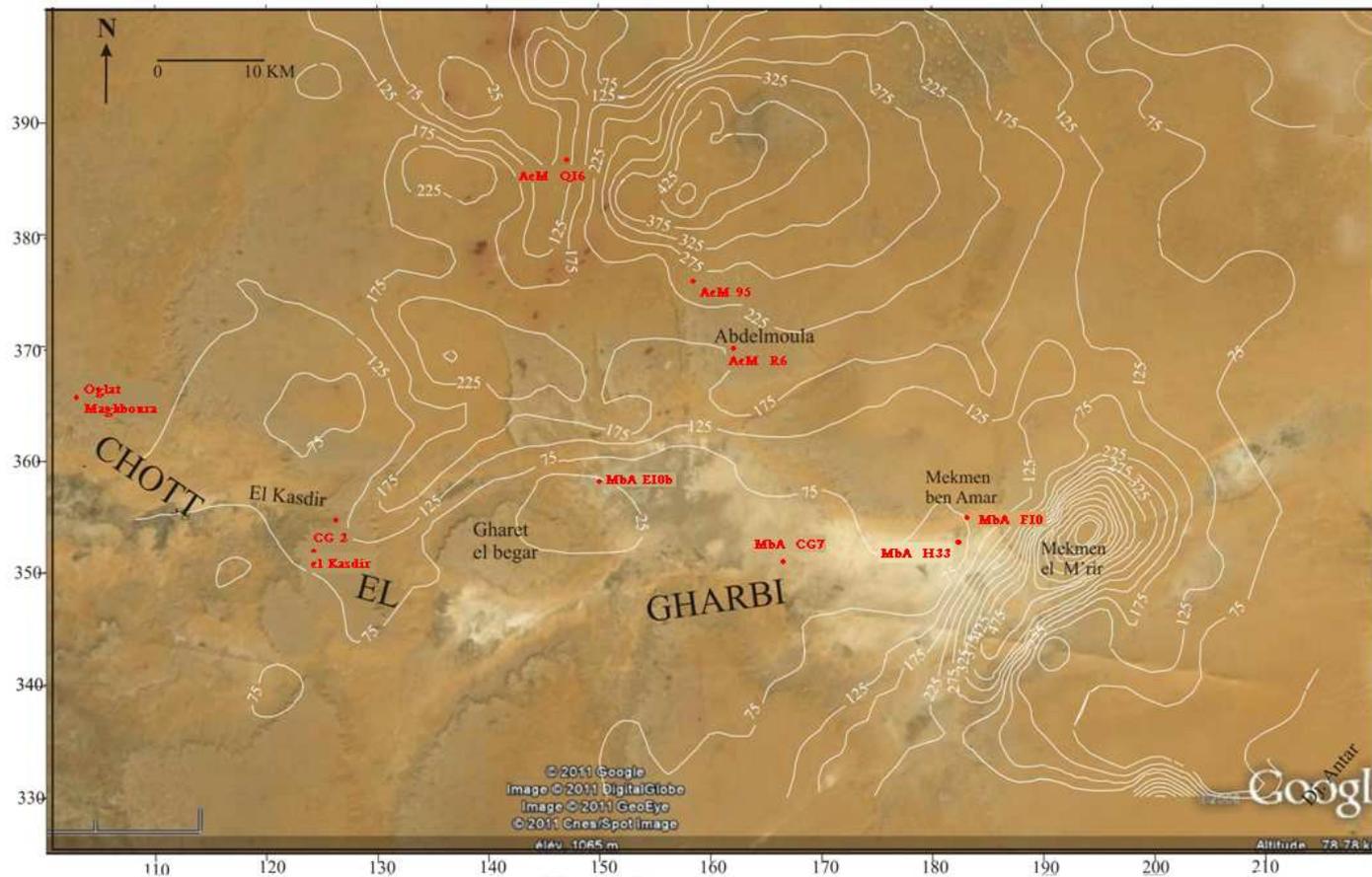
Au nord du profil Q, apparaît la formation très résistante à 600 ohm.m : elle représente les calcaires lacustres traversés par le forage Abdelmoula 95 (Annexe 4), cependant elle peut englober une formation sous-jacente du Tertiaire (grès) ou même du Crétacé (grès albiens ou calcaires turoniens).

Ainsi, il est constaté après la comparaison avec les autres profils que dans le plateau nord, l'objectif hydrogéologique est représenté par cette formation très résistante à 600 ohm.m, à prédominance de calcaires lacustres. Par contre, sur le plateau sud, cet objectif est constitué par l'horizon à 200 ohm.m, appartenant très probablement au Crétacé, et constitué de grès.

b) carte de résistivités apparentes en AB = 1000 m : (Fig.65)

L'objectif de cette carte est le niveau très résistant à 600-800 ohm.m.

Les plages de résistivités au-dessous de 50 ohm.m marquent l'absence ou bien les faibles épaisseurs de la formation très résistante. Deux plages résistantes sont visibles au nord du bassin, alors que les résistivités apparentes s'abaissent considérablement au sud de la bordure nord de la dépression du chott, indiquant un résistant à 600-800 ohm.m absent ou peu épais.



175 Courbe d'égale valeur de la résistivité apparente et sa valeur en ohm.m

Fig.65 Carte des résistivités apparentes AB = 1000 m (d'après CGG, 1973,74)

Au sud de la bordure sud de la dépression, les valeurs supérieures à 50 ohm.m, sont causées par le niveau résistant 2. Une anomalie résistante importante est révélée au nord-ouest du Djebel Antar causée par le soulèvement du niveau 2 attribué aux grès albiens.

A noter que la plage inférieure à 25 ohm.m au centre de la dépression près de Garet el Begar est le fait des formations salées.

c) Carte des épaisseurs du niveau très résistant :(Fig.66)

Dans la partie septentrionale du Chott, les épaisseurs sont élevées dépassant 100 m et atteignant 275 m. Au forage MBA CG7, ces calcaires ont été traversés sur environ 70 mètres, alors que plus au nord le forage Abdelmoula R6 les a rencontrés de la profondeur 130 m jusqu'à la fin du forage à 200m.

Dans la partie occidentale au sud d'El Kasdir, les épaisseurs sont généralement inférieures à 100m.

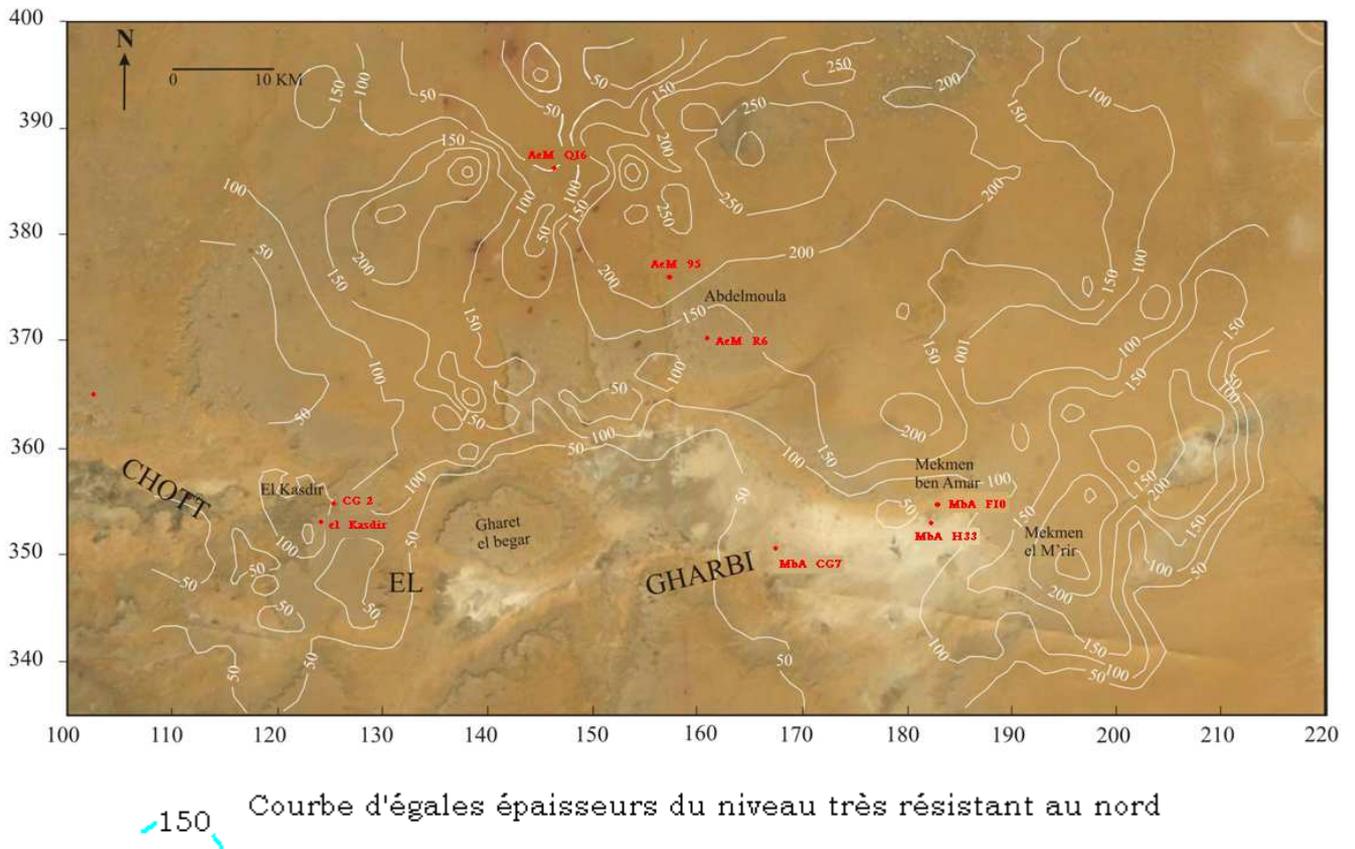


Fig.66 Carte des épaisseurs du niveau très résistant du nord (d'après CGG, 1973, 74)

Au nord-ouest de la dépression du chott, les épaisseurs sont de l'ordre de 150 à 250m, alors que le niveau résistant s'amincit en se dirigeant vers la dépression sous laquelle il est absent. Ceci est confirmé par le forage E10bis (Annexe 5) Mekmen Ben Amar où les calcaires lacustres n'existent pas. Au sud-est les épaisseurs sont également importantes, de l'ordre de 250m, puis un amincissement se produit en direction des Djebels Antar et Amrag. A l'ouest de Mekmen Ben Amar, on note la présence d'un forage artésien (Oglat Naadja) captant quelque 40m de calcaires avec un débit de 20 l/s et une bonne qualité chimique.

V-1-6) Conclusion sur l'étude sur Chott el Gharbi

Les puits dans les terrains alluvionnaires sablo-argileuses du chott captaient des nappes peu abondantes de surcroît avec une eau médiocre à mauvaise.

Au nord-ouest, en territoire marocain, les calcaires dolomitiques du Jurassique inférieur ont été localisées au nord de la région de Berguent, et les calcaires du Lias y ont été recoupés à une centaine de mètres de profondeur. De nombreux forages ont capté une nappe importante dans cette région, comme ceux de Oued Rhina avec des débits atteignant 130 l/s.

D'où l'intérêt né, de prospecter la zone du Bassin de Chott el Gharbi pour une investigation géophysique des couches profondes. Celle-ci a révélé :

- dans le Tertiaire Continental : une première nappe logé dans les argiles constituant le remplissage de la dépression du Chott, qui repose sur un substratum argileux callovo-oxfordien. Une seconde nappe, qui se trouve dans la partie septentrionale du bassin du Chott, dans les passées de calcaires lacustres. Elle est jaillissante au forage Oglat Naadja, à l'extrémité est de la dépression. Les résultats géophysiques indiquent que cet aquifère s'étale sur quelque 5600 km².

- dans le Barrémo-Albien : une nappe logée dans les grès continentaux dont l'épaisseur varie entre 150 à 200m au niveau de la dépression du Chott.

- dans les dolomies du Bajo-Bathonien : d'une puissance de 100 à 200 m et présentes sur toute l'étendue du Chott. Les calcaires dolomitiques sont rencontrés au niveau de Djebel Sidi el Abed et dans les monts de Daïa au nord. Ils affleurent à l'est et sud-est au niveau des Djebels Antar et Amrag, ainsi que dans la région de Aïn ben Khelil.

Forage	Nature du réservoir	Profondeur totale (m)	Débit (l/s)
El Kasdir 1 X= 123.800 Y = 351.800	Grès crétacés Calc. dolomitique	450	5
El Kasdir 2 (CG 2) X = 127.500 Y = 354.000 Z = 1000	Calc. lacustres Grès crétacés Calc.dolomitique	500	18
Oglat Maghboura X = 103.900 Y = 365.500 Z = 1040	Calc.dolomitique	392	40
Mekmen b. Amar MBA 4 MBA 5	Calc.dolomitique Calc.dolomitique	-- --	40 55

Tab.20 Productivité des nappes du bassin de Chott el Gharbi (Mahidi, 2001)

V-2) Etudes géophysiques dans le Bassin de Chott Chergui

La zone de Chott el Gharbi a révélé avec les forages implantés d'après les mesures géophysiques, des potentialités hydriques souterraines appréciables, logées dans les différents horizons géologiques mis en évidence.

Il était intéressant d'étudier alors les possibilités aquifères d'une région limitrophe, dans la zone sud-ouest du Bassin du Chott Chergui, en considérant que les mêmes conditions géologiques s'y retrouvent. En effet, la région de Mécheria, est bordée au nord-ouest par les Djebels Antar et Amrag, et au sud-est par les Djebels Melah et Tendirara. La stratification du Bajo-Bathonien affleure également dans ces massifs, constitués d'une grande épaisseur de calcaires dolomitiques.

Une deuxième étude que nous avons exécutée dans la partie centrale du Bassin du Chott Chergui, dans la région d'el Kheiter, va permettre de reconnaître l'allure de ces calcaires dolomitiques.

Quelques sondages dipolaires y ont été expérimentés, après l'exécution de sondages Schlumberger, pour préciser et identifier les structures dans une aire caractérisée par une tectonique cassante.

V-2-1) **Géologie du Bassin de Chott Chergui**

Le bassin du Chott Chergui fait partie de la Meseta Oranaise. Le substratum de la région nord du bassin est constitué par un socle hercynien (Fig.67). Une sédimentation essentiellement lagunaire est recouverte par un puissant ensemble carbonaté daté du Lias surmonté de marnes toarciennes. Ces marnes sont couvertes par une importante série carbonatée d'abord dolomitique puis à intercalations marneuses et calcaires. Elle est datée de "Aaléno-Bajo-Bathonien". Au sud, cette série s'ennoie sous le remplissage continental du bassin. Elle est suivie d'une série argilo-gréseuse Callovo-Oxfordienne coiffée par des dolomies kimmeridjiennes suivies par un ensemble calcaréo-dolomitique daté du Tithonique (Augier, 1967). Bien individualisé, le Crétacé continental affleure largement au sud – est du bassin du Chott. Le Barrémo-Albien est représenté par des grès continentaux, rougeâtres. Ce niveau se termine en biseau à la bordure sud du bassin du Chott entre l'Hautérivien et les argiles Cénomaniennes. La dépression du Chott est comblée par une série continentale détritique. Ce remplissage continental est constitué d'argiles, rubéfiées, finement sableuses ou gypseuses où s'intercalent des niveaux à graviers ou galets, des calcaires lacustres. La base est souvent constituée par un niveau brèche. En surface, le remplissage est recouvert par une dalle carbonatée parsemée de nombreuses "dayas". Le Quaternaire forme des terrasses qui se sont constitué en bordure des grandes dépressions. Des alluvions limoneuses recouvrent la carapace calcaire.

V-2-2) **Contexte hydrogéologique**

Les dolomies de base de l'Aaléno-Bajo-Bathonien constituent l'aquifère le plus important du bassin du Chott Chergui. Elles affleurent dans les causses des Monts de Saida et sur une bande étroite dans les Monts de Mécheria. Au nord-

est de Ain Skhouna, elles sont alimentées, latéralement et par drainance, à partir des affleurements sénoniens du Djebel Chebka.

En profondeur, le toit de l'Aaléno-Bajo-Bathonien est surmonté essentiellement par le remplissage tertiaire et parfois des lentilles calcaires du Sénonien comme à Ain Skhouna. L'aquifère de l'Aaléno-Bajo-Bathonien contient une nappe radiale, à écoulement convergent, d'axe de drainage principal de direction SW-NE qui débouche dans le secteur de Ain Skhouna.

V-2-3) **Tectonique :**

Le bassin du Chott Chergui est formé par un synclinorium dissymétrique, orienté WSW – ENE. Son axe se situe très au sud, en bordure des affleurements de l'Atlas Saharien. Il est sensiblement horizontal dans la partie centrale de la dépression et se relève légèrement à ses extrémités orientales et occidentales.

Au nord du Chott, le flanc septentrional du synclinal est marqué par de nombreuses failles de direction identique à celle de la dépression du Chott. Sous les affleurements tertiaires continentaux, subhorizontaux, les formations jurassiques et crétacées sont également plissées en de petites rides anticlinales, de direction NE-SW. Elles sont souvent recouvertes par des lambeaux transgressifs de calcaires sénoniens.

Du nord-ouest au sud-est, ces rides définissent en profondeur la succession suivante:

- l'axe anticlinal du Djebel Toual (monts de Saida),
- la dépression de Daiet Ez-Zraguet,
- l'axe anticlinal des Guenatis,
- le fossé de la bordure nord de l'île d'Ain Skhouna,
- le haut fond d'Ain Skhouna.

Au sud du bassin, les affleurements du Jurassique supérieur et du Crétacé de l'Atlas Saharien sont affectées de larges plis de style Jurassique, orienté WSW-ENE.

Au sud de la chaîne des Ménidjels, la limite entre les Hauts Plateaux et l'Atlas Saharien est marquée par le grand accident nord Atlasique. Il s'allonge sur une centaine de kilomètres et présente un rejet supérieur à 1000 m, provoquant un

relèvement des couches à sa proximité. Cet accident est relayé au sud-ouest par la faille qui limite au nord l'anticlinal du Djebel Antar.

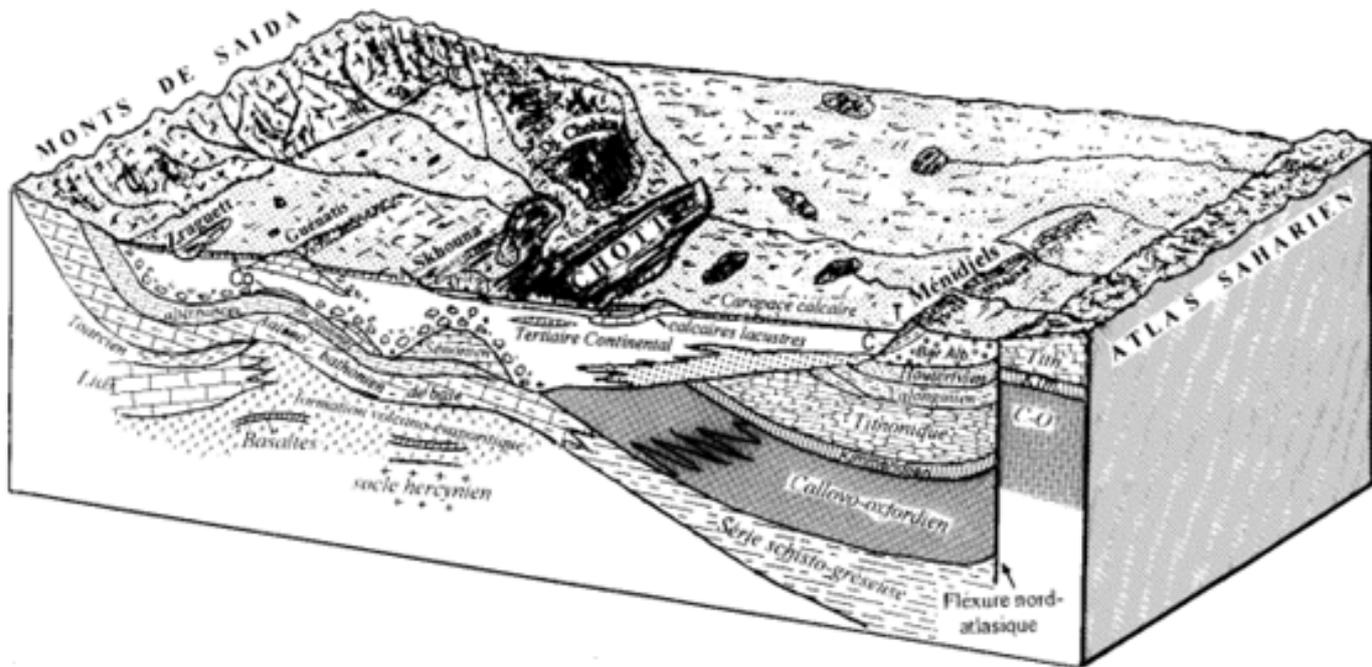


Fig.67 Bloc diagramme géologique du bassin du Chott Chergui (partie orientale)

V-2-4) Etude géophysique dans la région de Mécheria :

Nous avons exploité les données d'une campagne de prospection électrique effectuée par la Société Srtojexport-Prague en 1972, avec une majorité de sondages électriques AB = 2000m et environ 3000 points de mesure par trainé. Cette dernière technique fournit des résultats intéressants, dans le contexte de formations géologiques accusant de forts pendages.

V-2-4-1) Contexte géographique: la région d'étude qui s'étend sur les Hauts plateaux, dans une plaine étendue caractérisée par de faibles variations d'altitude, est limitée au nord-ouest par le Djebel Antar, à l'est par l'axe Bouktob-Tousmouline, au sud par les Djebels Tendrara et Melah, à l'ouest par une ligne joignant les derniers contreforts respectivement du Djebel Antar, et du Djebel Melah.

V-2-4-2) Contexte géologique :

Les couches du Lias ont été trouvées en trois sites : le Djebel Antar, le Djebel Melah ainsi que dans l'anticlinal de Ras el Guenatis. Elles sont formées de calcaires marneux durs, ou de bancs calcaires gris reposant sur les marnes du Trias.

Le Bajo-Bathonien affleure dans les massifs précédents. Il est constitué de calcaires très épais au sommet desquels reposent les dolomies, l'ensemble surmontant les calcaires marneux liasiques.

Le Callovo-Oxfordien-Lusitanien est représenté par une série de grès avec intercalations de calcaires dolomitiques, de calcaires sableux et de grès calcaires.

Les formations tertiaires sont constituées de dépôts de cailloutis, avec au sommet des argiles sableuses et une carapace calcaire qui recouvre une grande partie de la région.

V-2-4-3) Résultats des mesures géophysiques :

Une dizaine de profils orientés nord-sud, avec des sondages électriques espacés de 2km, débutant au piedmont du Djebel Antar et aboutissant au pied du Djebel Melah, ont permis de mettre en évidence les formations et leurs structures.

V-2-4-3-1) Coupes de Sondages électriques :

Trois coupes caractéristiques vont illustrer les fortes épaisseurs du Callovo-Oxfordien-Lusitanien qui se manifeste par une alternance fréquente de grès, de marnes et d'argiles.

a) Coupe B :(Fig.68)

On note une grande disparité des valeurs de résistivités d'un sondage à l'autre. La stratification inclinée avec une alternance fréquente de couches influence beaucoup l'allure de la courbe de sondage. Ceci ne peut s'expliquer que par le pendage des terrains qui se manifeste d'ailleurs sur les flancs de l'anticlinal El Harchaïa. Il était alors nécessaire de recourir à la technique du trainé électrique pour mettre en évidence les variations de hautes fréquences des résistivités.

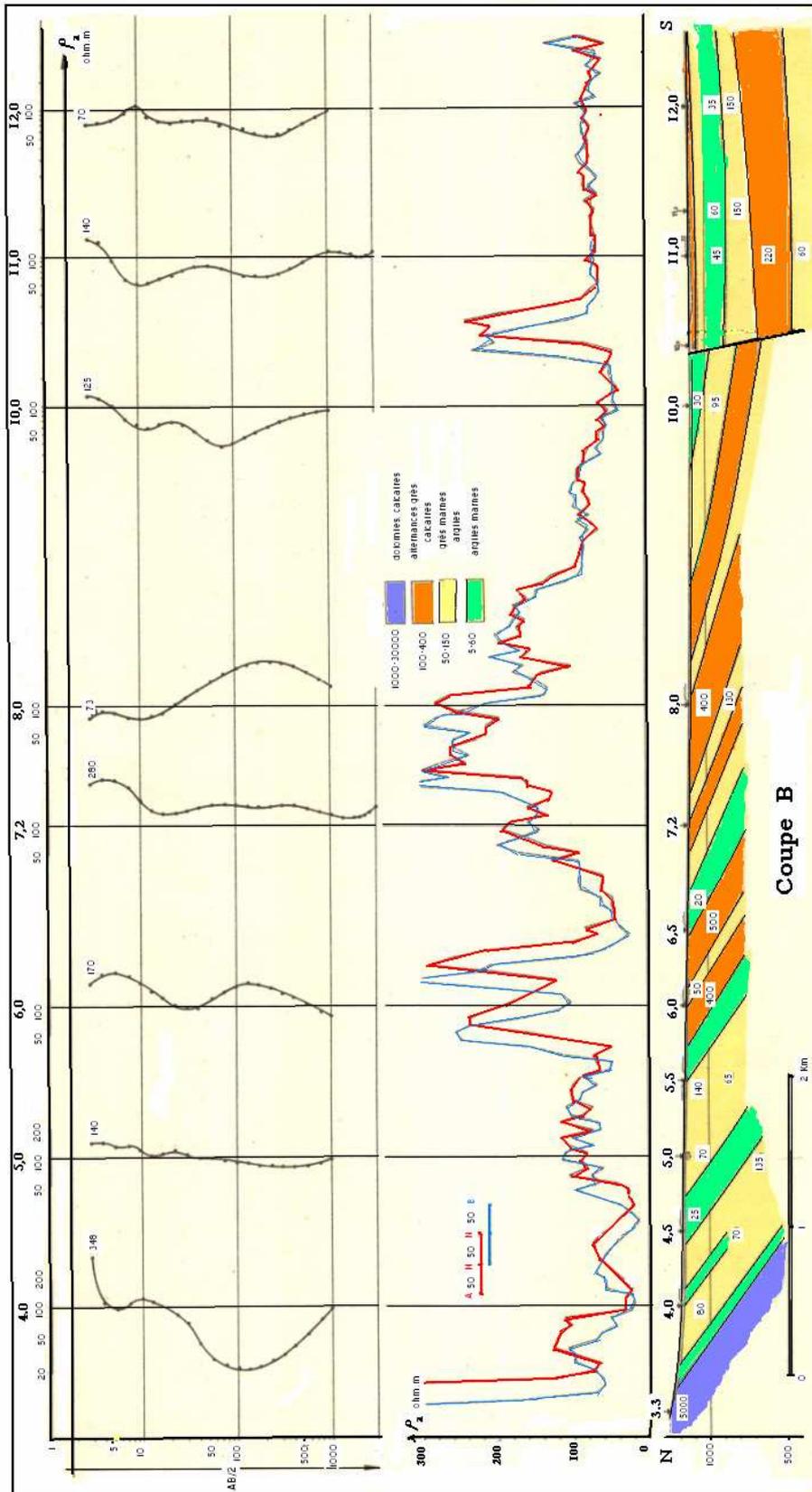


Fig.68 Coupe géoélectrique B indiquant les mesures du Trainé (AB=150m) et les courbes de sondages électriques (Strojexport, 1972)

Utilisation du traîné électrique : Il a été exécuté suivant une élongation constante AB = 150m. Les variations rapides de résistivités apparentes indiquent clairement les alternances des couches accusant un fort pendage.

Les valeurs hautes de résistivités apparentes correspondent aux grès calcaires, alors que les plus faibles représentent les argiles marneuses.

A la fin de la coupe, c'est-à-dire au sud du Sev 10,0, le traîné n'indique pratiquement plus de variation de résistivité apparente, et ceci correspond d'ailleurs à une uniformité dans l'allure des courbes de sondages : c'est le domaine des couches subhorizontales, à la suite d'une faille qui abaisse le nouveau compartiment.

La correspondance entre les résistivités et la lithologie est la suivante :

<i>Résistivités (ohm.m)</i>	<i>Formation</i>
1000 – 30.000	dolomies, calcaires
100 - 400	alternances grès calcaires
50 - 150	grès, marnes, argiles
5 - 60	argiles marneuses
0.2 - 5	zone très minéralisée

b) Coupe X (Fig.69) A l'extrême ouest de l'étude. Le trainé avec ses variations fréquentes montre les alternances au début du profil, alors que sur la seconde moitié, ces variations sont très faibles au niveau du synclinal de Naâma.

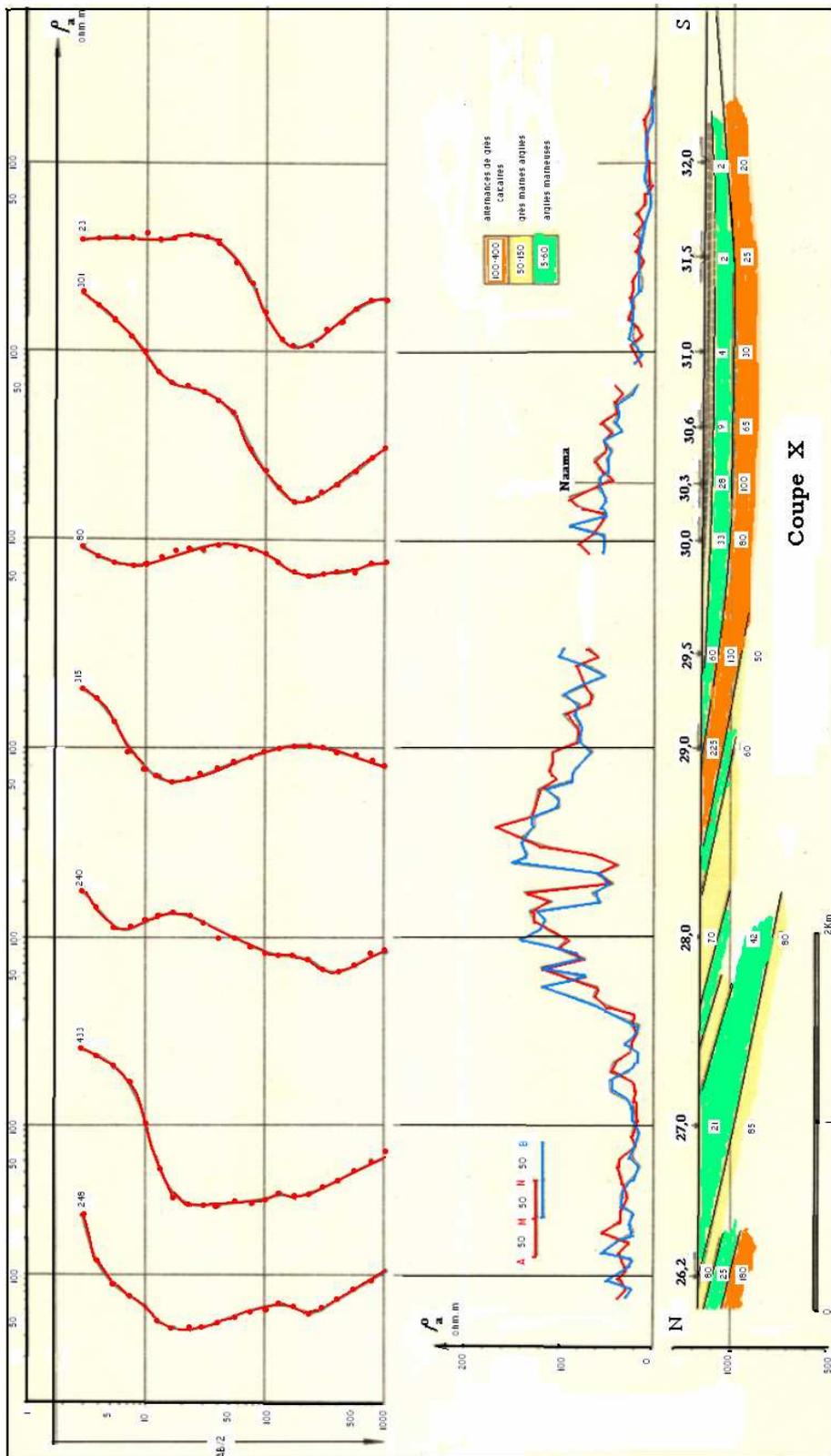


Fig.69 Coupe géoélectrique X indiquant les résultats du Trainé (AB=150m) et les sondages électriques (Strojexport, 1972)

c) Coupe F : (Fig.70)

Sur le début du profil, le synclinal au niveau de Touifza est clairement mis en évidence, entre les Sev 9 et Sev 14, ainsi que les deux failles F1 et F2 qui l'encadrent. A la fin de la coupe, au sud, se dessine le flanc nord de l'anticlinal de Harchaïa, comme décrit auparavant sur la fin du profil B.

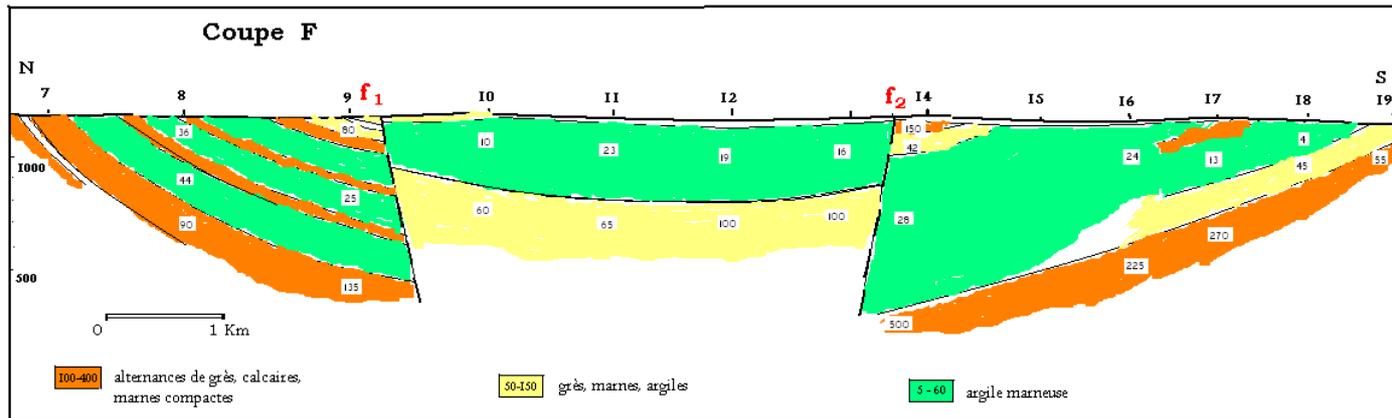


Fig.70 Coupe F avec à son centre le synclinal de Touifza (Strojexport, 1972)

La carte (Fig.71) synthétise les résultats obtenus dans la région de Mécheria. La majeure partie de la région est formée par des épaisseurs fortes du Callovo-Oxfordien-Lusitanien qui se manifeste par une alternance fréquente de grès, marnes et argiles. La pente brute dans les environs de Mécheria et les intercalations marneuses ne permet pas la création d'un horizon aquifère important.



Fig.71 Carte de synthèse des résultats géophysiques dans le secteur entre Mécheria et Naâma (d' après Stroyexport, 1972)

Légende :

- | | |
|---|--|
|  profil de Sev |  f1- faille |
|  Synclinal |  Anticlinal |

V-2-5) **Etude géophysique dans la région au nord d'El Keither (Bassin de Chott Chergui)**

Nous avons effectué des sondages électriques (dispositif Schlumberger) dans une région située au sud de Marhoum, sur la rive nord-ouest du Chott Chergui, entre l'oued Falet à l'est et l'oued Tidjerht à l'ouest.

Huit secteurs distincts ont fait l'objet de cette investigation, alors que les résultats de trois secteurs seulement, les plus caractéristiques, sont présentés.

V-2-5-1) *Informations géologiques spécifiques à la zone :*

Les informations sur la géologie générale du Bassin donnée en § V-2-1, peuvent être complétées par celles fournies par certains forages de cette zone :

La puissance de l'ensemble Mio-Plio-Quaternaire est comprise entre 100 et 160m. Sous cette masse de sédiments, reposent les calcaires dolomitiques et les dolomies cristallines du Secondaire, attribuées au Bajocien-Bathonien. Ainsi le forage CC1 (Fig.72) recoupe sur 157 m le Tertiaire Continental et sur 132 m le Bajo-Bathonien.

La région a été le siège d'une tectonique intense qui a configuré les formations antérieures sur lesquelles sont venus se déposer les terrains tertiaires. Cette tectonique a provoqué des fractures dans les terrains résistants et engendré des failles pour la plupart orientées dans le sens sud-ouest-nord-est et un réseau de fissures très développé.

V-2-5-2) *Interprétation des SEV par le Logiciel IPI2:* il s'agit d'un outil puissant d'interprétation en 1D des sondages électriques, développé par le Laboratoire de Géophysique de l'Université de Moscou (2002). Sa particularité est de considérer le profil de sondages électriques mesurés à traiter comme une unité, plutôt que d'agir par la résolution séparée de chaque Sev, comme c'est le cas dans la majorité des logiciels, qui les considèrent comme des objets indépendants. Rocroi et al(1973) avait déjà imposé à la solution recherchée pour chaque courbe de sondage d'un profil de ressembler à un modèle donné par un log géologique ou par d'autres méthodes : en suivant

un modèle général, chaque sondage sur un profil aura comme modèle, la solution du sondage précédent. Ainsi cette approche permet une meilleure prise en compte de l'information à priori.

Avec ce logiciel, chaque coupe est présentée après une analyse statistique, sous forme d'une représentation donnant les fréquences des valeurs de résistivités apparentes relevées sur les courbes de Sev du profil. Cette représentation permet de connaître la marge de variation de ces résistivités pour chaque espacement $AB/2$, avec les valeurs les plus fréquentes.

Une courbe moyenne de Sev peut être alors tracée, permettant d'une part de prendre comme courbe typique pour un secteur précis, et d'autre part de considérer sa solution comme modèle pour l'inversion du reste des courbes Sev.

V-2-5-3) Echelle de résistivités :

V-2-5-3-1) Courbe Sev étalon CC1 :

Le forage CC1 est situé dans le secteur de Mkam Sidi Khalifa.

Les résistivités du sondage étalon correspondent aux formations de la description géologique antérieure. Sous un niveau superficiel à éléments grossiers de résistivité de 350 ohm.m, la formation sous-jacente est constituée d'argiles avec éléments calcaires comprise entre 40 et 80 ohm.m. Au-dessous, le terrain résistant à 300 ohm.m représente les calcaires de l'Aaléno-Bathonien épais d'environ 100m.

Ils surmontent une couche de 40 ohm.m qui est constitué d'argiles. Vue leur puissance, il est possible qu'ils représentent le Toarcien au dessous duquel gisent les calcaires liasiques et dolomies massives de très grande résistivité.

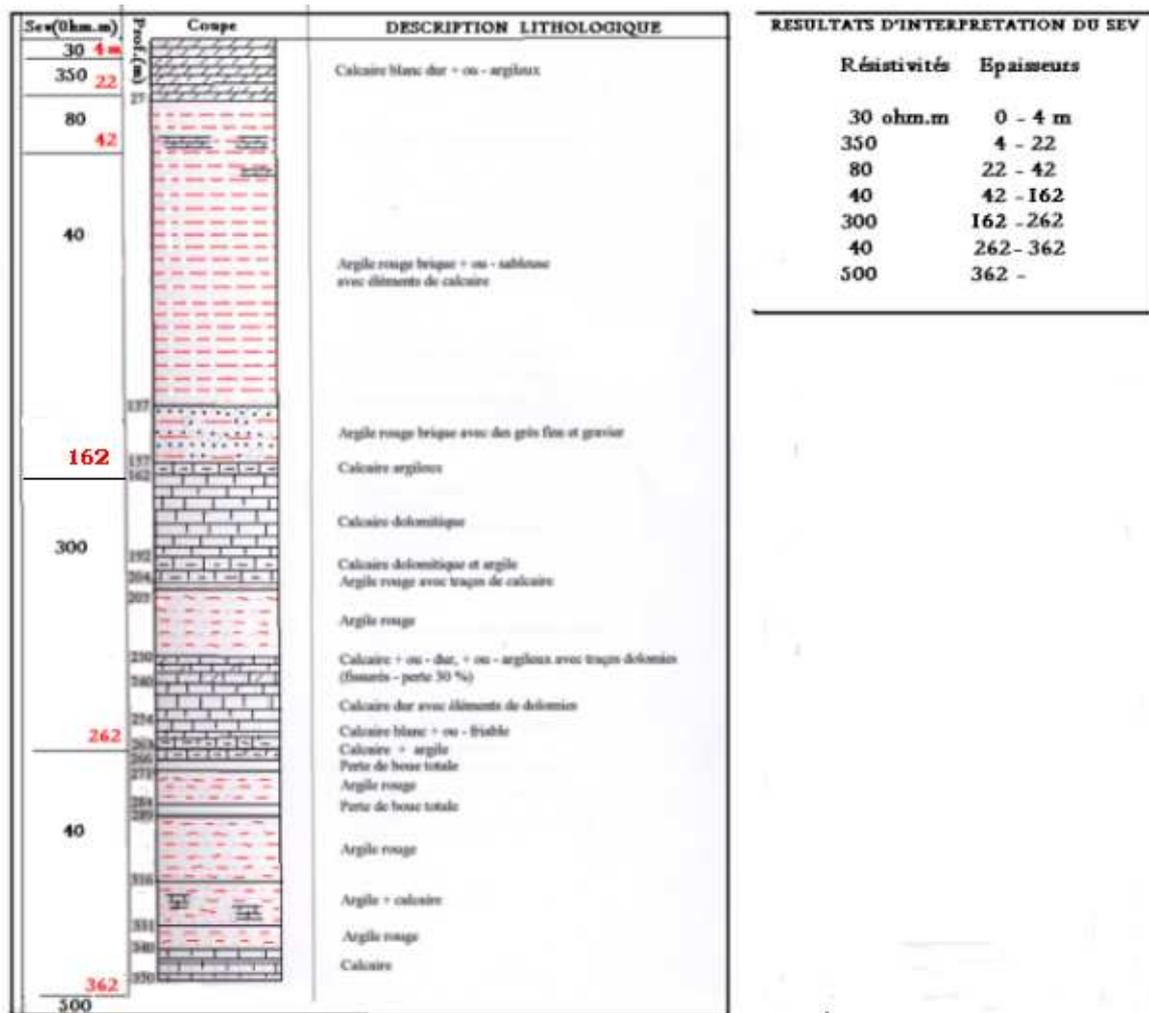


Fig.72 Log géologique du Sondage électrique étalon CC-1

V-2-5-3-2) Courbes Sev étalons aux Forages CC2 et CC3 (Annexes 6 et 7):

Le forage CC2 est situé à environ 4 km à l'est du précédent forage, soit à l'extérieur de l'aire des trois secteurs investigués. Cependant, et à l'instar du sondage précédent, il présente une succession identique de couches : sous un recouvrement de calcaires blancs plus ou moins argileux, épais de 20 à 40 m, gît une formation d'argile sableuse plus puissante dans le premier sondage. Cet ensemble est moins important dans le troisième sondage puisque les calcaires dolomitiques y sont rencontrés à 102 m de profondeur, alors que pour les autres sondages CC2 et CC1, ces profondeurs sont respectivement de 124 m et 162 m. L'interprétation suivante des Sondages électriques étalons va permettre d'établir une corrélation entre la nature géologique des formations et leurs résistivités.

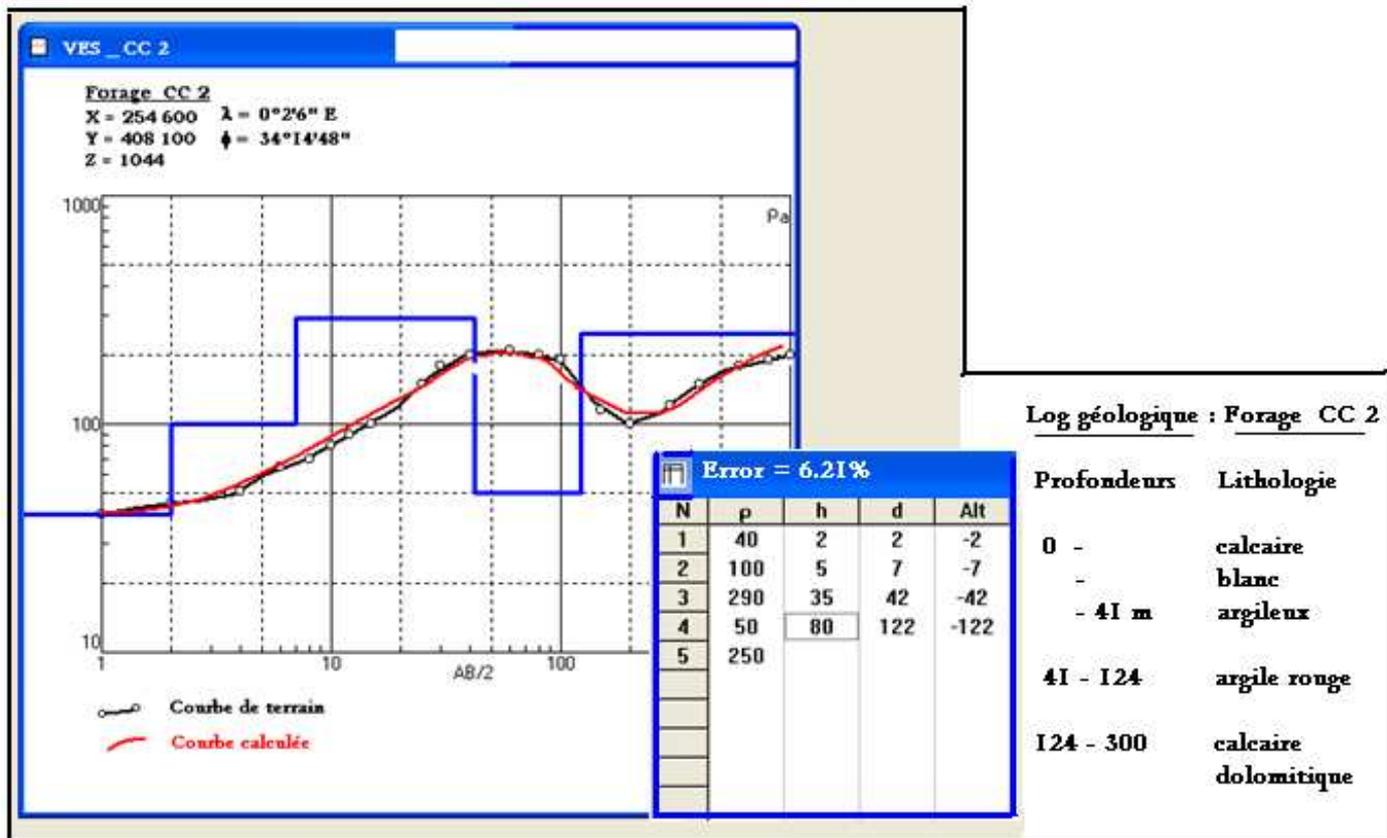


Fig.72a Sondage électrique étalon au forage CC-2

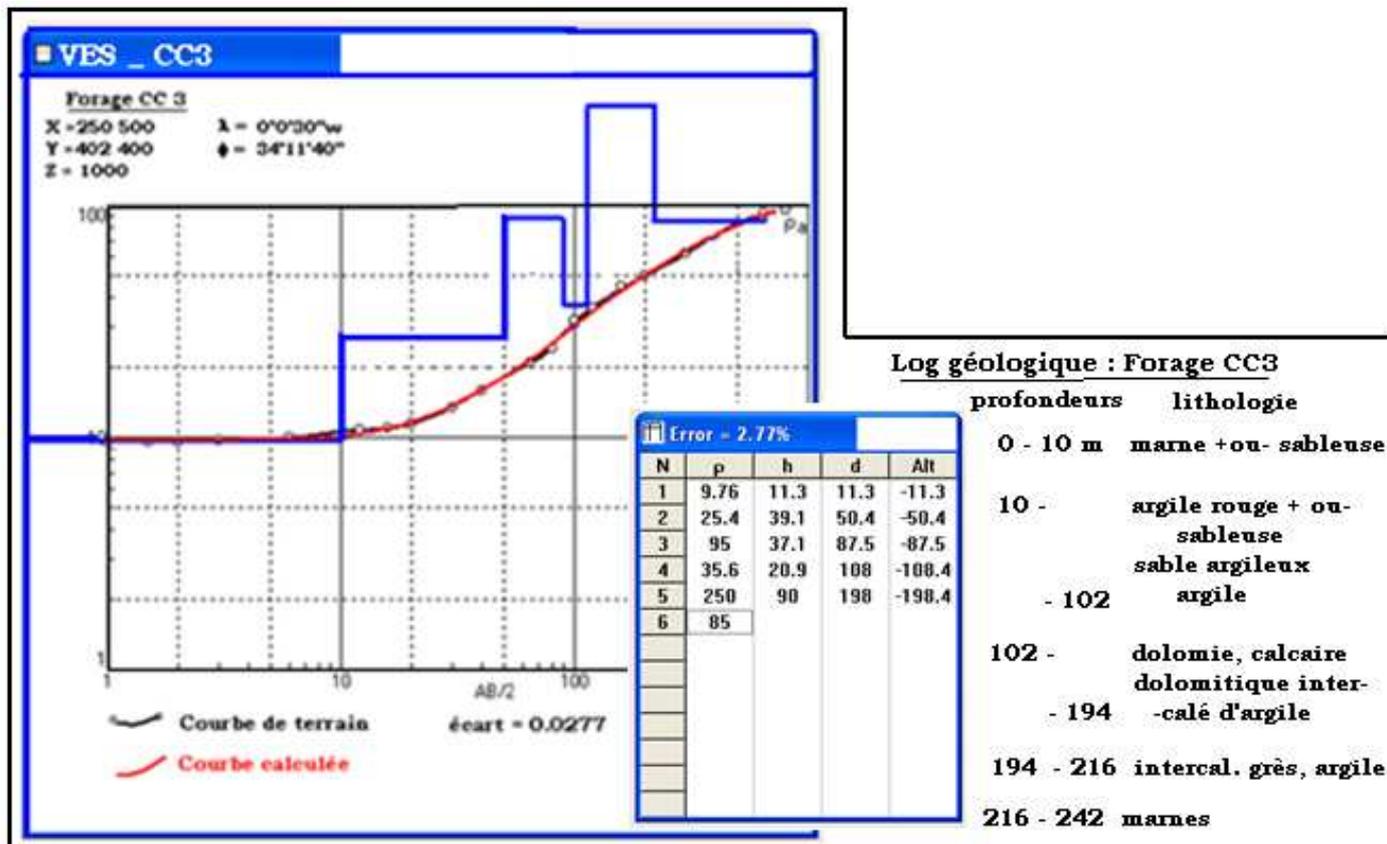


Fig. 72b Sondage électrique étalon au forage CC-3

V-2-5-3-3) échelle de résistivités:

Les trois sondages étalons permettent d'établir l'échelle de résistivités :

Lithologie	Résistivité (ohm.m)
Micro poudingues hétérogènes	300-450
Calcaire lacustre blanc dur	170-300
Argile rouge intercalations calcaires	70-130
Argile rouge	30-50
Calcaire dolomitique + ou - argileux	190-300
Intercalations grès argiles	60-80
Sables argileux, graviers calcaires	100-150
Dolomies	400-600

V-2-5-4) Etude dans le Secteur de Tidjerht :

Une quinzaine de Sev ont été exécutés sur cette surface restreinte d'environ 20 km² comprise entre l'oued Tidjerht et l'oued Makhareg.

L'outil d'interprétation IPI des courbes leur est appliqué qui permet d'établir les documents en vue de l'identification et la description de la structure.

V-2-5-4-1) Coupes : la coupe A_T (Fig. 73) est représentative de la majorité des coupes de ce secteur. Quatre terrains se succèdent de haut en bas : Conducteur- Résistant-Conducteur-Résistant. En fin de coupe, une faille probable scinde les terrains en deux compartiments montrant l'effondrement du compartiment extrême sud-est. Les pendages observés sur les coupes du secteur sont faibles et orientés vers le chott, figurant la structure monoclinale du Bajo-Bathonien.

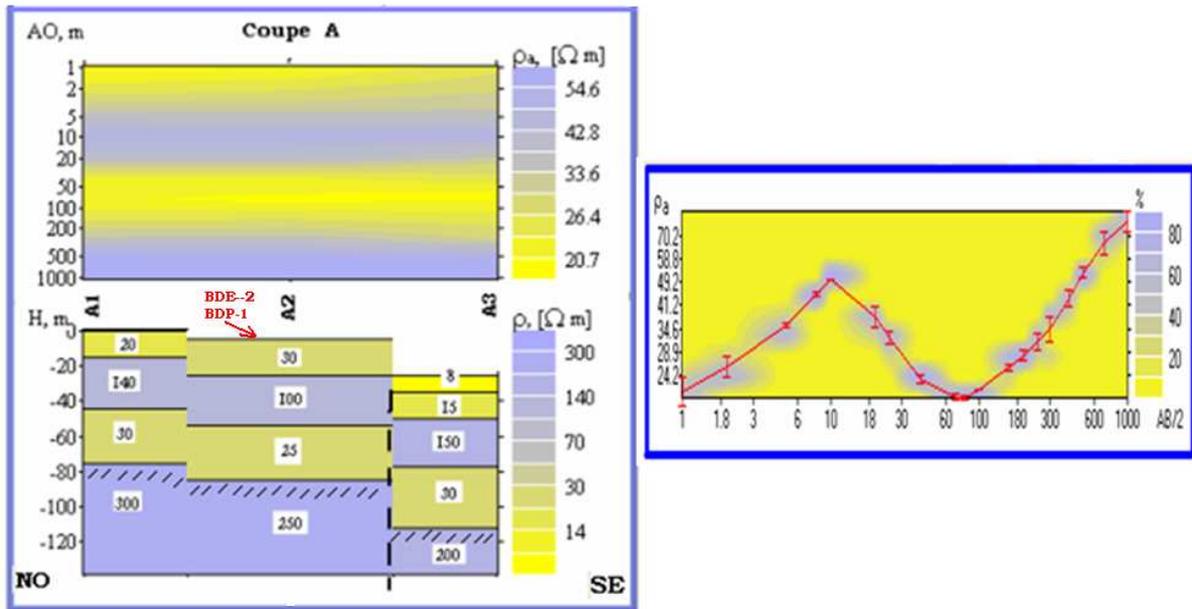
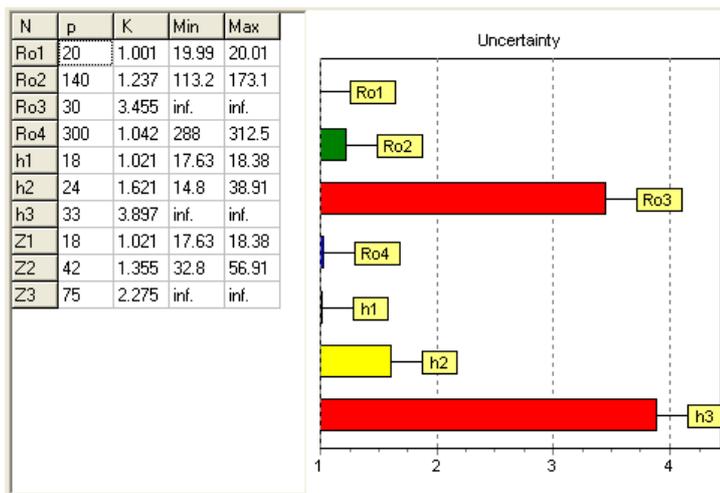


Fig. 73 Coupe géoélectrique A (secteur Tidjerht), pseudo-section et courbe de fréquences(en %) des résistivités apparentes du profil

V-2-5-4-2) Analyse statistique des résultats de la coupe :

Le logiciel utilisé permet de déterminer les probables limites des paramètres ρ_i , h_i ainsi que leur corrélation.

1 : Limites des paramètres : les résultats du Sev A1 sont montrées (Tab.21) et l'on constate une incertitude sur Rho 3 et h_3 très importante (de degrés respectifs $K = 3.455$ et $K = 3.897$) avec des limites maximale et minimale infinies, alors que pour le reste des paramètres des couches, les limites sont mieux cernées.



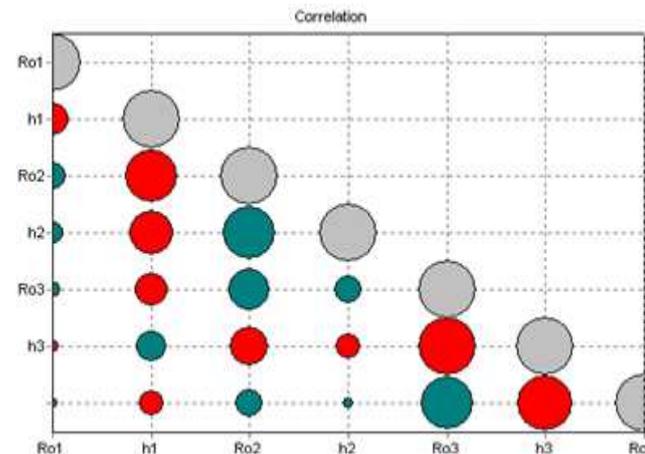
Tab.21 Coefficients d'incertitude sur les paramètres du Sev A1

2 : Corrélation :

Les éléments d'une matrice de corrélation des paramètres (Tab.22) donnent les résultats suivants :

- si la valeur absolue du coefficient entre deux paramètres est proche de 0, ceci signifie qu'ils influencent la courbe de sondage indépendamment l'un de l'autre.

	Ro1	h1	Ro2	h2	Ro3	h3	Ro4
Ro1		0.59	-0.47	-0.40	-0.27	0.25	-0.19
h1	0.59		0.91	0.79	0.59	-0.55	0.43
Ro2	-0.47	0.91		-0.94	-0.73	0.68	-0.50
h2	-0.40	0.79	-0.94		-0.50	0.43	-0.20
Ro3	-0.27	0.59	-0.73	-0.50		1.00	-0.93
h3	0.25	-0.55	0.68	0.43	1.00		0.95
Ro4	-0.19	0.43	-0.50	-0.20	-0.93	0.95	



Tab.22 Coefficients de corrélation entre les paramètres pour le Sev A1

- si cette valeur est proche de 1, ceci indique qu'il est impossible que les deux paramètres soient obtenues indépendamment l'un de l'autre. On constate cependant qu'une forte corrélation est souvent obtenue entre deux paramètres d'une même couche, et quelquefois entre ceux de couches voisines.

3 : Régions équivalentes : la carte (Fig.74) montre la configuration de la région équivalente et ses limites. L'application du problème direct au Sev permet de calculer plusieurs fois, en changeant les paramètres autour d'un centre d'équivalence, l'erreur entre la courbe centrale et celles des autres Sev.

Si la forme de la carte est isométrique, la corrélation entre les paramètres des couches est absente. Une forme longue et allongée indique une forte corrélation.

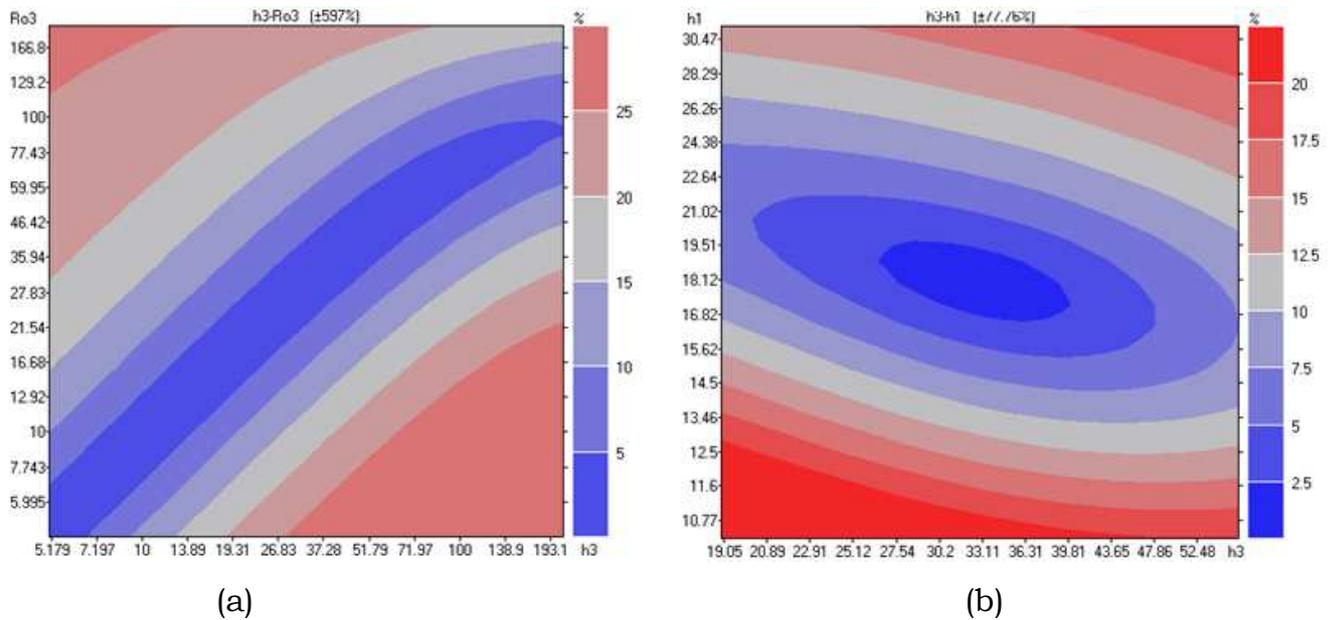


Fig.74 Carte de corrélation entre les paramètres (a) corrélation absente, (b) forte corrélation

4 : Calcul des Conductances sur le Profil A :

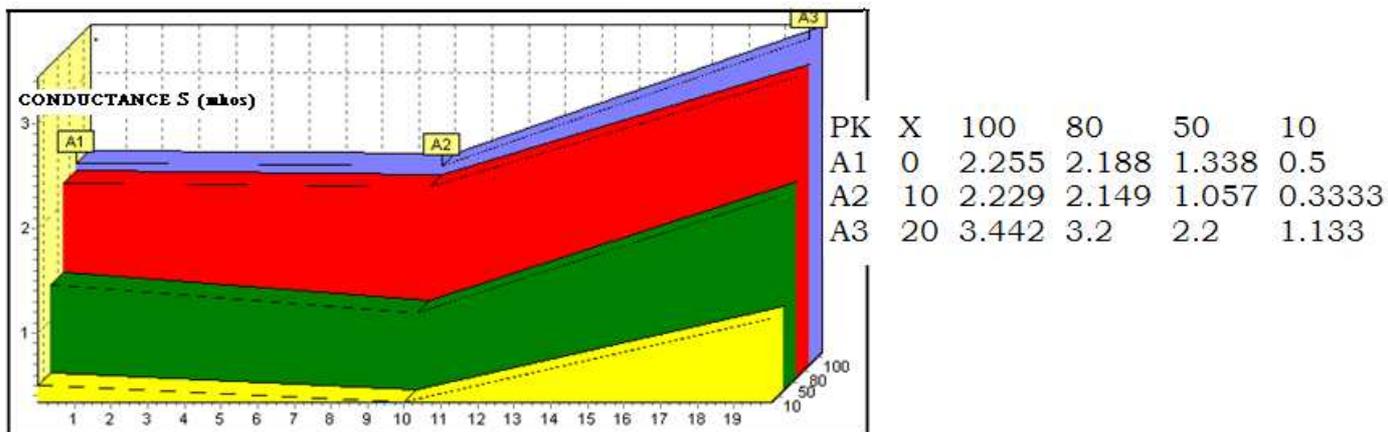
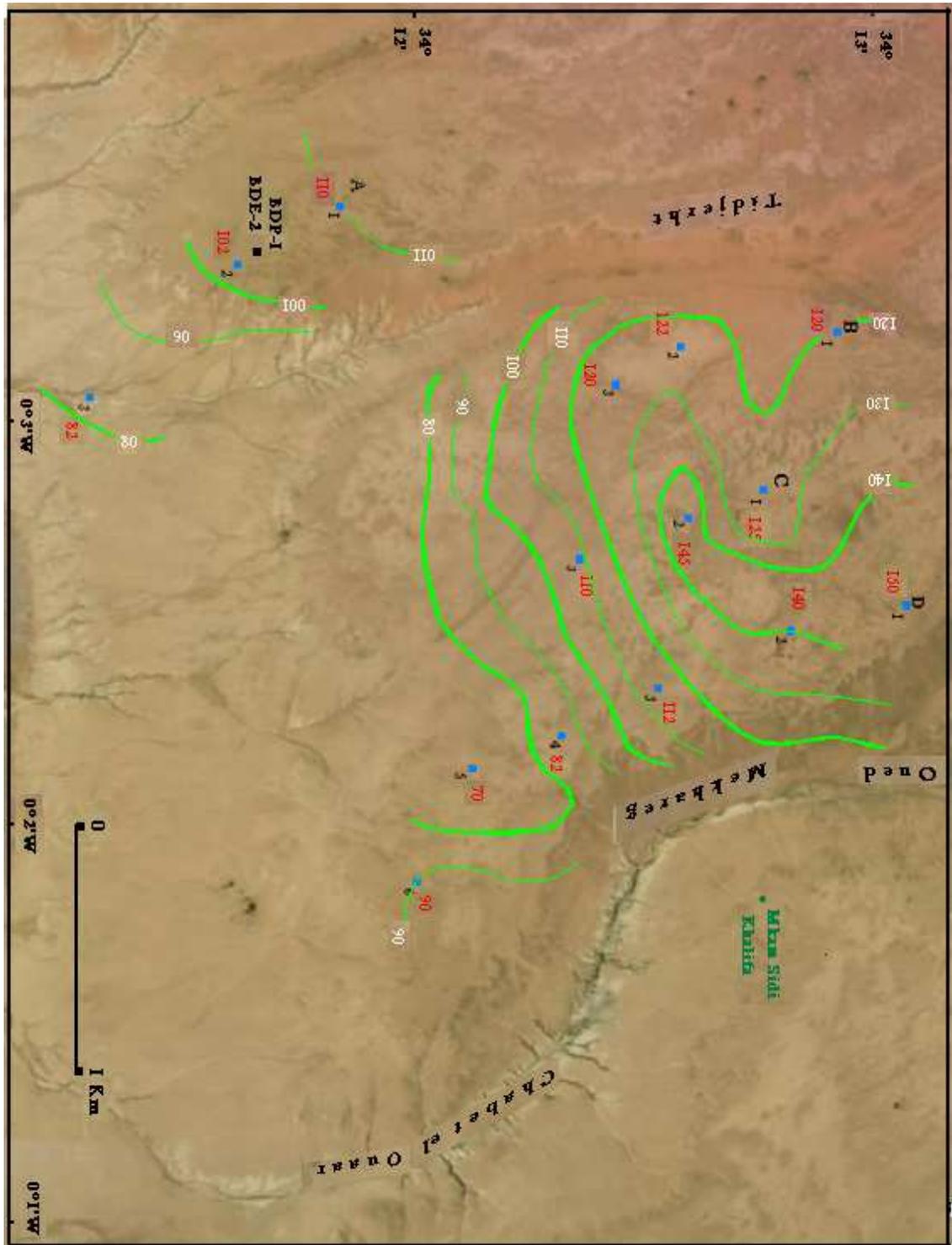


Fig.75 Conductances aux Sev A₁, A₂ et A₃ en fonction des profondeurs 10, 50, 80 et 100m.

Cette présentation est équivalente à celle de la coupe géoélectrique, cependant elle rend compte mieux de ses résultats :

- l'augmentation des conductances avec la profondeur pour les trois Sev provient de la continuité des mêmes couches latéralement.
- la pente plus accentuée entre les Sev A₁ et A₂, d'une part et le Sev A₃ d'autre part, est causée par la puissance de la couche conductrice au dessus du substratum, ce qui abaisse celui-ci considérablement dans ce Sev, par le fait d'un important accident.

V-2-5-4-3) Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000 m :



-  Courbe d'égales valeurs de la résistivité apparente et sa valeur en ohm.m
-  Sondages électriques
-  Sondage électrique dipolaire

Fig.75a Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000 m (Secteur de Tidjerht)

V-2-5-4-4) Interprétation des données du Secteur de Tidjerht :

La longueur de ligne AB = 1000 m est considérée comme suffisante pour rendre compte de l'évolution latérale de la résistivité sur une tranche de terrain qui atteint le substratum résistant, calculé par les Sev à des profondeurs ne dépassant pas 100 à 120 m.

La coupe A1-A2-A3 (fig.73) indiquait l'allure du toit des calcaires dolomitiques qui s'enfonce vers le Sud. Ceci est vérifié par la diminution des valeurs de courbes, parallèles mais bifurquant en longeant les entailles formées par les oueds Mekhareg et Tidjerht. De part et d'autre de ce dernier, il semble exister deux compartiments distincts au vu du gradient différent des courbes plus élevé sur le bord est. Nous observerons sur le secteur suivant un phénomène identique mise en évidence par les isolignes, et causé par la présence d'accident probable associé aux oueds.

V-2-5-5) Secteur de Maamoura : la coupe A_M(Fig.76) sur la bordure du chott présente une faille qui abaisse le compartiment sud-est. Ce type d'accident se répète d'ailleurs sur les autres profils, impliquant des compartiments plus ou moins effondrés et où les pendages sont orientés vers le sud-est avec des dépôts tertiaires plus puissants sur les profils D et G (Fig.77)

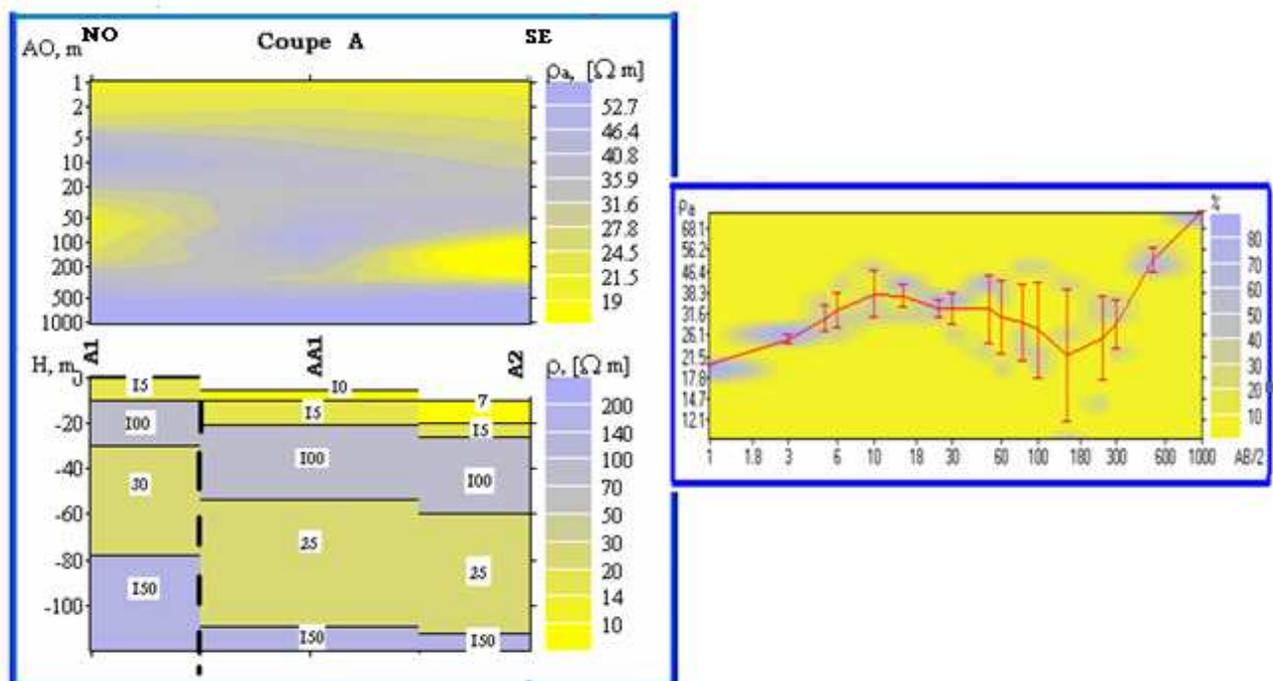


Fig.76 Coupe géoélectrique A (secteur Maamoura), pseudo-section et courbe de fréquences(en %) des résistivités du profil

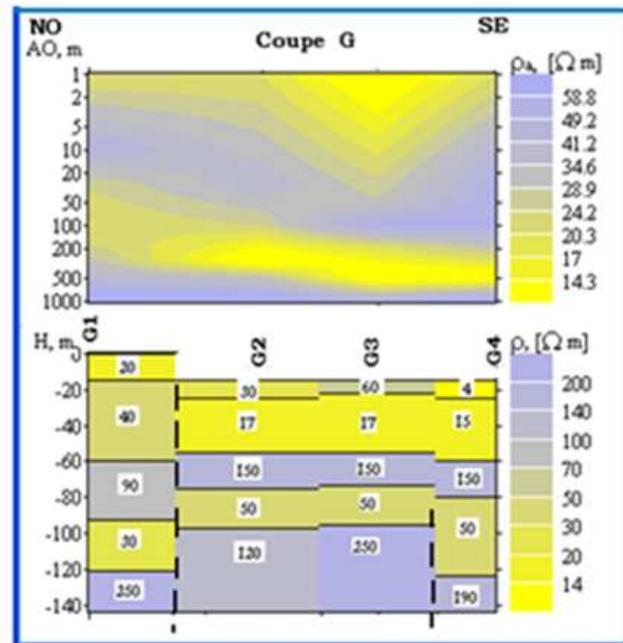
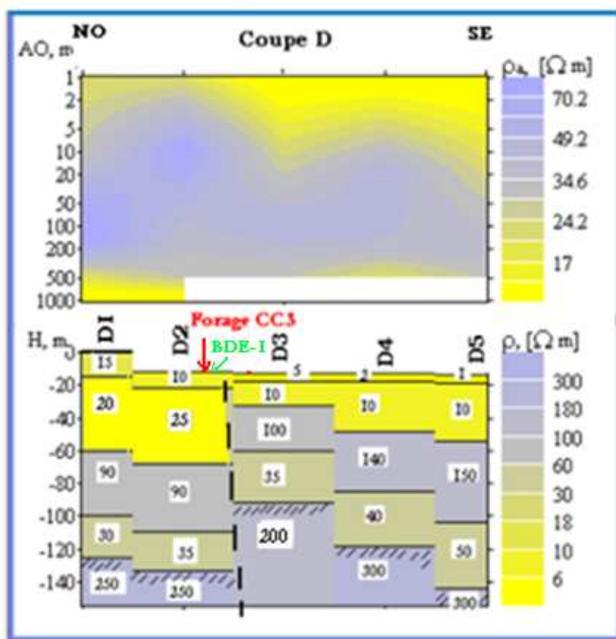
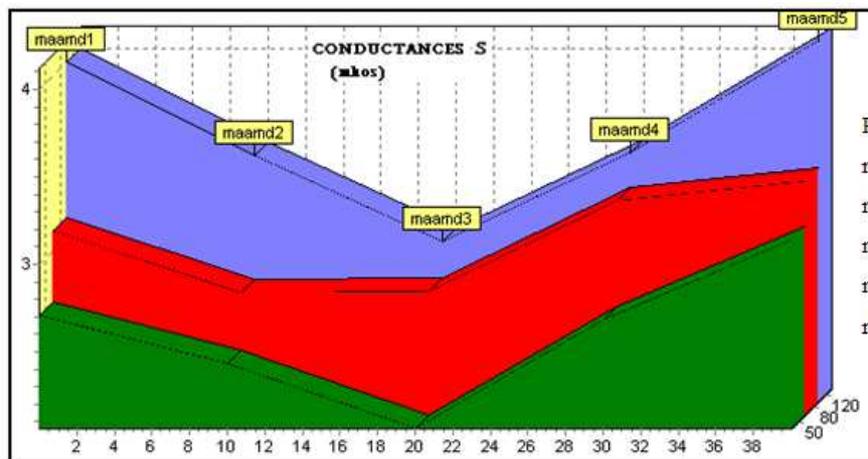


Fig.77 Coupes géoélectriques D et G (secteur Maamoura) et pseudo-sections



PK	X	120	80	50
maamd1	0	4	3.11	2.7
maamd2	10	3.46	2.7	2.42
maamd3	20	2.97	2.77	2.05
maamd4	30	3.48	3.29	2.68
maamd5	40	4.13	3.4	3.13

Fig.78 Conductances aux Sev D1, D2, D3, D4 et D5 (secteur Maamoura) en fonction des profondeurs 50, 80 et 120m

L'évolution des conductances sur ce profil (Fig.78) suit les positions des différents terrains telles que données par la coupe géoélectrique D : les grandes valeurs de la conductance aux extrémités du profil, surtout pour la profondeur de 120m, correspondent à un approfondissement important des couches, alors que la valeur basse au centre du profil, reflète le relèvement du substratum par le fait d'un accident.

V-2-5-5-1) Carte de résistivités apparentes AB = 1000 m :

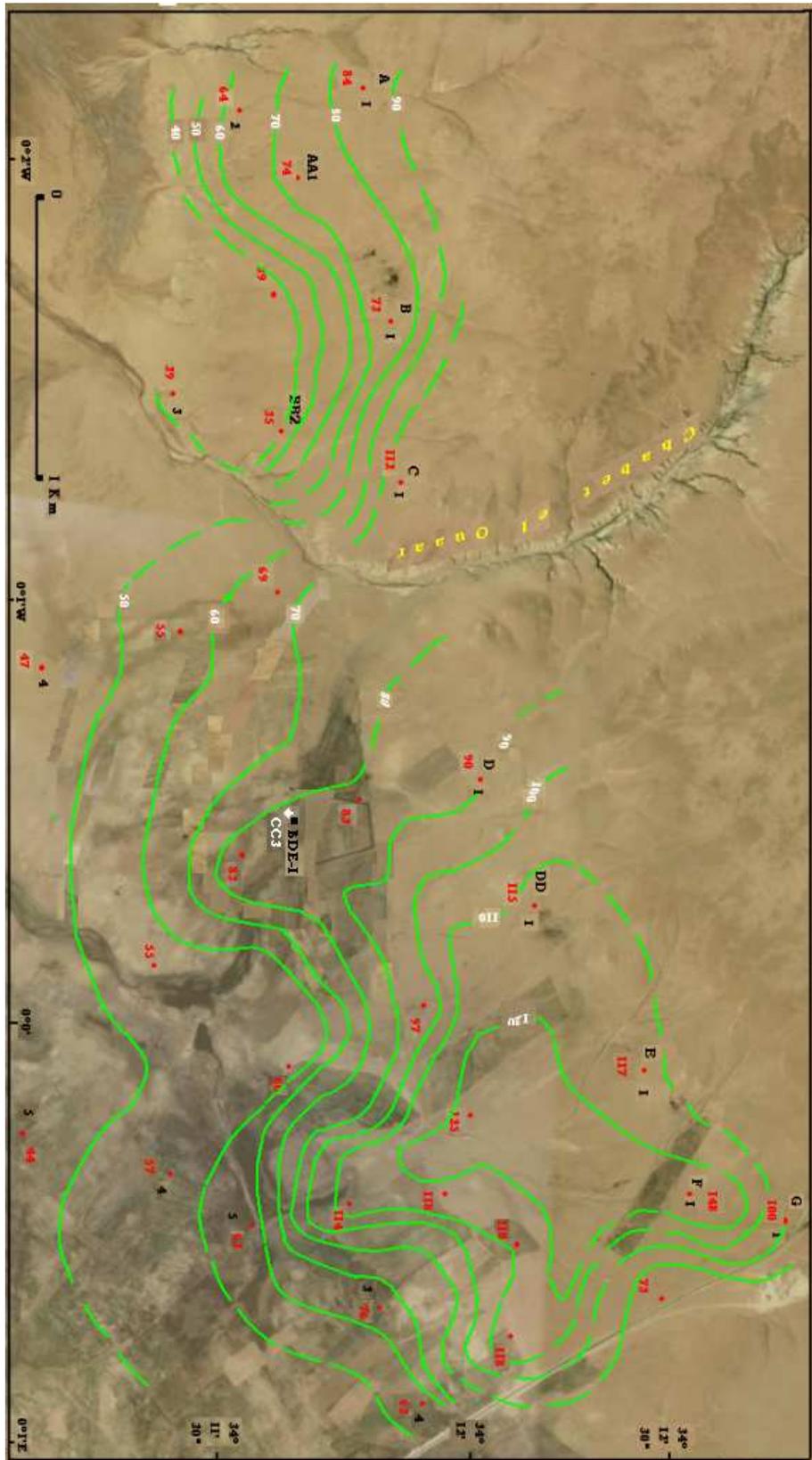
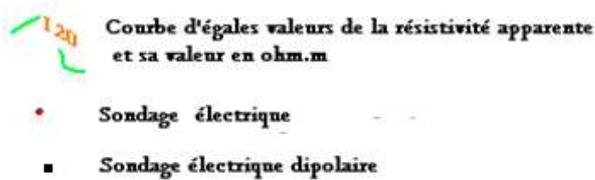


Fig.78a Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000 m (Secteur de Maamoura)

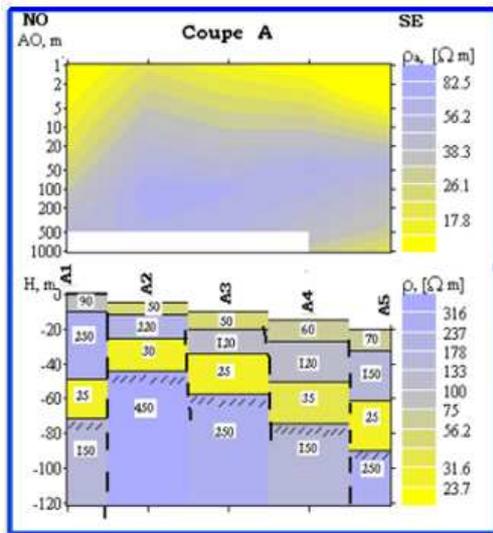


V-2-5-5-2) Interprétation des données du Secteur de Maamoura :

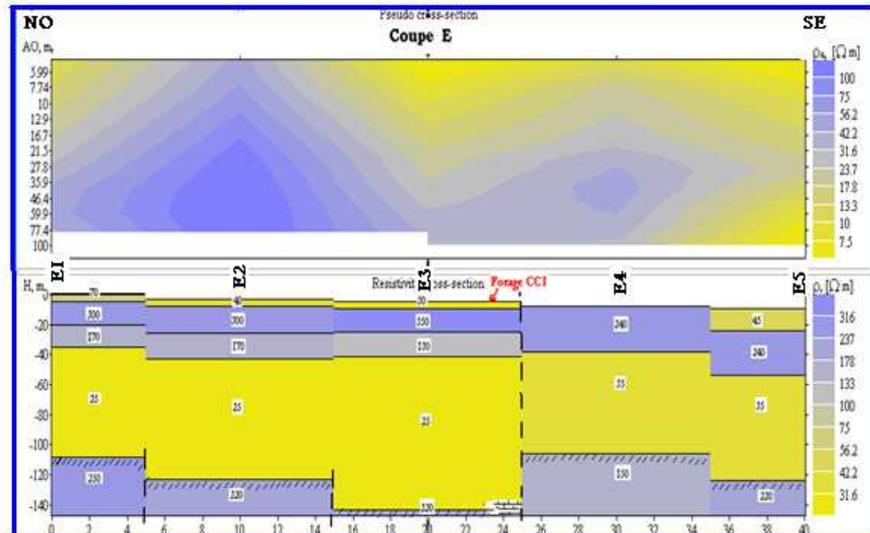
Deux compartiments distincts se dessinent nettement par l'allure des courbes de part et d'autre de l'entaille de Chabat el Ouaar. Le gradient des courbes est plus accentué dans la partie ouest et cette augmentation vers le sud-ouest, entre les Sev A1 et AA1 d'une part, et le Sev A2 d'autre part, correspond probablement à l'enfoncement des couches tel qu'illustré par leur coupe géoélectrique (fig.76). Les lignes parallèles indiquent cependant un pendage général vers le sud. A l'est de Chabat el Ouaar, la physionomie des courbes, d'une façon générale parallèles, présentent un gradient plus faible avec des valeurs diminuant vers le sud, ceci correspondant à un approfondissement du substratum résistant. Des changements de direction et ondulations localisées, peuvent représenter des remontées ou abaissement brusques des couches. Ainsi, au milieu du profil D (fig.77), l'horizon résistant semble se relever : moins de 80 m de profondeur au Sev D3, alors qu'au Sev voisin D2 proche du forage CC3, il n'est atteint qu'à 102 m.

Le même phénomène semble se produire au milieu du profil E, entre les Sev E3 et E4, où l'on constate un fort changement de direction des isolignes.

V-2-5-6) Secteur Mkam Sidi Khalifa : la coupe AMSK (Fig.79a) montre des formations très tectonisées par des failles les unes récentes, les autres plus anciennes. Les compartiments sont érigés en horst et graben ou en marches d'escalier. La coupe EMSK (Fig.79b) montre une structure faillée découpant les terrains en trois panneaux : la faille E3/E4 marque vers le sud-est la limite d'un premier compartiment où les épaisseurs du niveau conducteur sont grandes comparées à celles du compartiment juxtaposé. On constate en outre, que le 1^{er} panneau est effondré par rapport au second et que des failles antérieures aux dépôts tertiaires existeraient dans les terrains secondaires. Ces failles auraient induit une structure en escalier descendant vers le sud-est. La profondeur des calcaires (157m) au forage CC1 confirme cette hypothèse.(fig.79b)



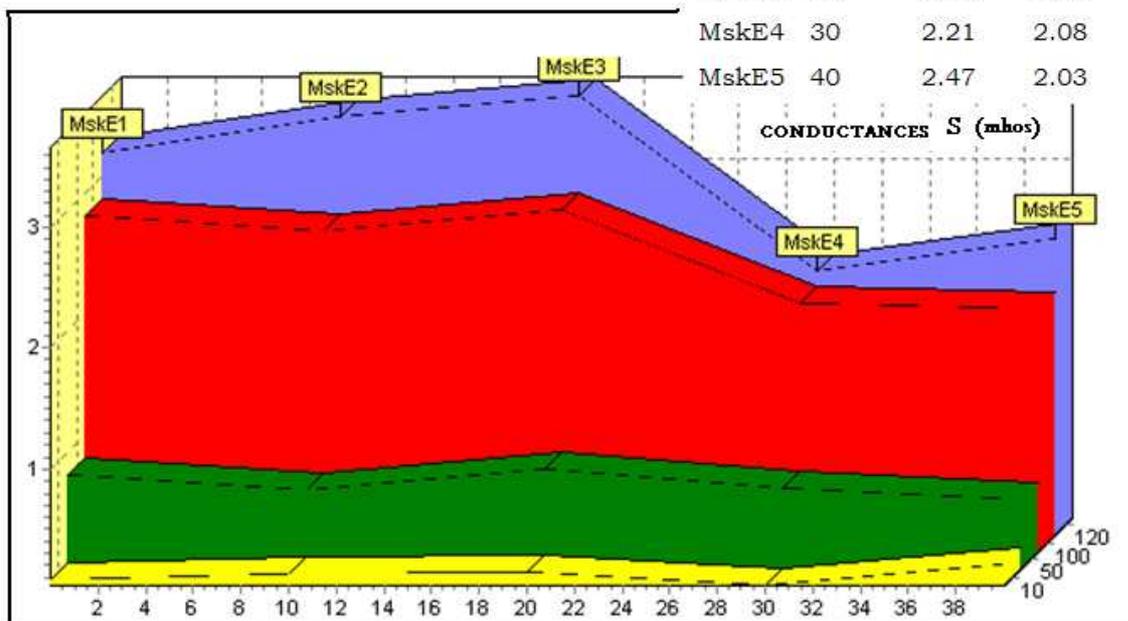
(a)



(b)

Fig.79 Coupes géoélectriques A et E et pseudo-sections de Mkam Sidi Khalifa

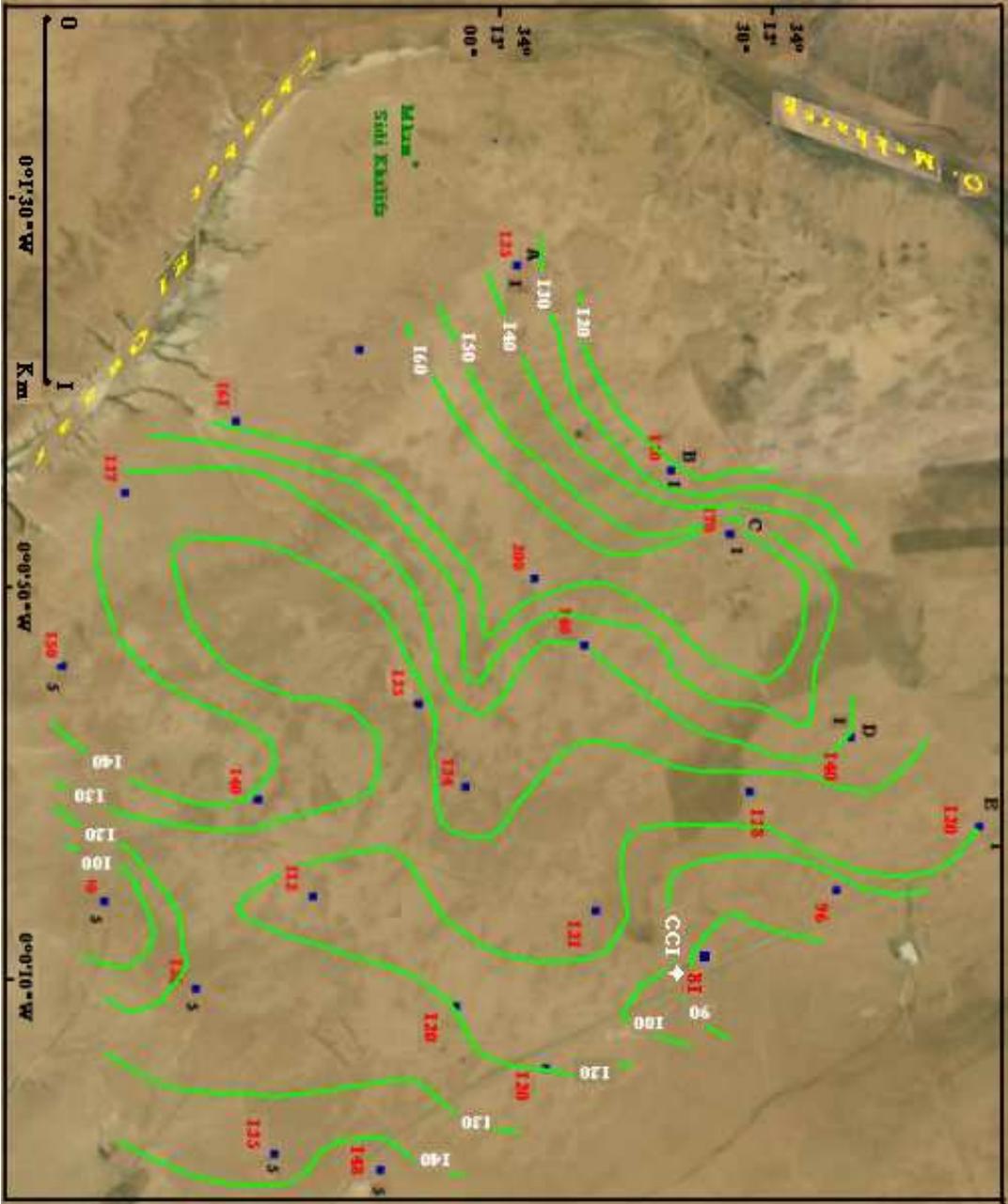
PK	X	120	100	50	10
MskE1	0	3.19	2.81	0.81	0.0881
MskE2	10	3.49	2.69	0.686	0.142
MskE3	20	3.65	2.85	0.854	0.15
MskE4	30	2.21	2.08	0.696	0.0417
MskE5	40	2.47	2.03	0.601	0.222

Fig.80 Conductances aux Sev E₁, E₂, E₃, E₄ et E₅ (secteur Mekam Sidi Khelifa) en fonction des profondeurs 10, 50, 100 et 120m

Les conductances sur ce profil (Fig.80), jusqu'aux profondeurs de 50m présentent une variation minimale, ceci concordant bien avec la continuité des formations sur la coupe géoélectrique jusqu'à une profondeur de 100m. Au-delà, on constate une diminution notable de la conductance, entre d'une part les Sev

E₁, E₂, E₃ d'une part et les Sev E₄, E₅ d'autre part, par le fait d'un accident probable entre les deux compartiments.

V-2-5-6-1) Carte des résistivités apparentes AB = 1000 m :(fig.81)



-  Courbe d'égales valeurs de la résistivité apparente et sa valeur en ohm.m
-  Sondage électrique
-  Sondage électrique dipolaire

Fig.81 Carte d'équirésistivités apparentes AB = 1000 m
(Secteur de Mkam Sidi Khalifa)

V-2-5-6-2) Interprétation des données du Secteur de Mkam Sidi Khalifa :

La partie ouest de la carte de résistivités apparentes est caractérisée par des courbes variant avec un gradient élevé, suivant un axe de direction sud-sud-ouest-nord-nord-est de hautes résistivités, correspondant à un relèvement du substratum, à l'instar du Sev A2, où il a été estimé à une profondeur d'environ 40 m (fig.79a). Dans ce secteur les résistivités apparentes sont hautes, variant de 120 ohm.m à plus de 200 ohm.m.

Plus à l'est, le gradient des courbes est moins fort, avec une structure alignée plus nord-sud, et les résistivités diminuant progressivement vers l'est et le profil E (fig.79b), c'est-à-dire illustrant un approfondissement des couches résistantes, comme le montre le forage CC1 qui traverse les calcaires à 157 m.

Chapitre VI

APPLICATIONS des DISPOSITIFS ELECTRIQUES **NON CONVENTIONNELS** **dans l'ETUDE des CHOTTS:**

Des expériences d'utilisation de dispositifs électriques non conventionnels ont été effectuées dans l'étude d'El Kheiter, à la suite de la campagne des Sev Schlumberger dont les résultats ont été précédemment présentés (§ Chap.V). Nous avons vu plus tôt (§ Chap.II) que les caractéristiques des dispositifs dipolaires, du moins théoriquement, semblent présenter des avantages sur les dispositifs classiques Schlumberger ou Wenner.

D'autre part, les dispositifs de traitement des données, faisant appel aux concepts nouveaux que nous avons présentés, appliqués à des exemples théoriques (§ IV-2), seront utilisés également pour marquer leur efficacité et leur intérêt dans la description plus précise des successions de couches géologiques.

VI-1) Choix des dispositifs dipolaires et des méthodes de traitement :

VI-1-1) Préférence au Bipôle-dipôle :

Ce dispositif a été préféré au dipôle-dipôle afin d'éviter de recourir aux sources de courant trop importantes (§ I-3-6).

En effet, le matériel Syscal dont nous disposions, ne peut pas fournir au-delà d'une tension de 400 v continu. Le WDJD-3, appareil chinois, également testé se révèle un appareil puissant mais à condition de disposer de plusieurs batteries de piles en série, ce qui est un handicap pour leur transport.

Cette contrainte de puissance de courant nous a imposé d'opter pour des longueurs de lignes assez réduites et d'être ainsi astreint à analyser des objectifs, désignés par les mesures antérieures classiques, comme étant probablement peu profonds.

Au vu des résultats précédemment obtenus, surtout ayant trait aux zones de faible profondeur de l'horizon calcaire-dolomitique, nous y avons expérimenté le dispositif dipolaire afin de comparer les données de la structure de cet horizon, avec celles obtenues avec le dispositif classique.

Deux aires de mesures ont été choisies en fonction de conditions spécifiques développées plus bas : la première appartenant au secteur de Maamoura, la seconde dans le secteur de Tidjerht.

Ces aires vont nous permettre d'étendre nos câbles dipolaires, de tracer les courbes, les traiter et aboutir à une comparaison avec les résultats précédents.

VI-1-2) **Extension des lignes :**

Les bipôles AB (de demi-longueur L) et dipôles MN (de demi-longueur l), séparés par la distance r, doivent théoriquement respecter les valeurs du tableau (Tab.23). Ainsi la valeur r ne doit pas excéder 10.L, ceci afin de conserver le caractère de bipôle-dipôle. Cependant, pour les mesures de terrain et la nécessité d'avoir un bon signal, cette contrainte peut être levée, sans préter à conséquence, puisque les courbes dipôle ou bipôle sont quasi-similaires dans la majorité des cas (Das et Verma, 1980).

L	r	L	r	L	r	L	r	L	r	L	r
0.2	0.3	0.5	4	2.5	15	5	50	25	180	100	600
0.2	0.4	0.5	5	2.5	18	10	55	25	200	100	700
0.2	0.6	1	6	2.5	20	10	60	25	250	100	800
0.2	0.8	1	7	2.5	25	10	70	50	270	100	900
0.2	1	1	8	5	30	10	80	50	300	100	1000
0.5	1.5	1	9	5	35	10	100	50	350		
0.5	2	1	10	5	40	25	130	50	400		
0.5	3	2.5	13	5	45	25	150	50	500		

Tab.23 Demi-longueurs L du Bipôle et distances r au Dipôle

VI-1-3) Comparaison des longueurs de câbles utilisés pour différents dispositifs :

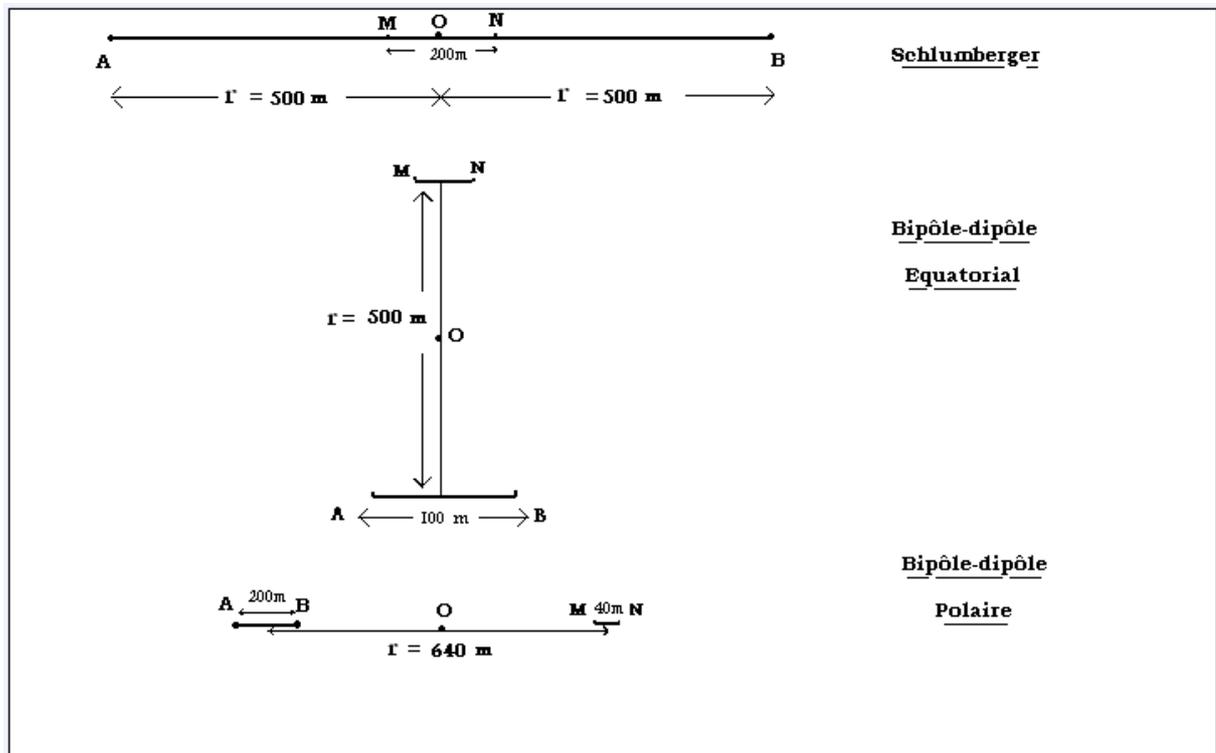


Fig.82 Comparaison des élongations pour une même profondeur d'investigation Z

Considérons les trois dispositifs de Fig.82, avec O centre de mesures où aboutissent les lignes reliées aux électrodes ABMN.

Pour une profondeur d'investigation commune Z, en se référant à § II-2 et Fig.10, les rapports respectifs à l'élongation maximale, sont 0.125, 0.25, 0.195, ces valeurs ayant été calculées (Roy et Apparao, 1971) pour les dipôles-dipôles.

Cependant, une étude (Das et Verma, 1980) portant sur les courbes des dispositifs dipôle et bipôle pour une même succession de terrains indiquent qu'il y a un quasi similitude de courbes : ceci nous permet alors d'adopter ces rapports pour le dispositif Bipôle-dipôle. Ainsi, pour une élongation totale pour le Schlumberger de 1000m, pour atteindre la même cible il est donc nécessaire d'étendre le bipôle équatorial à 500m, alors que le bipôle polaire est déployé jusqu'à 640m au maximum (Fig.82).

VI-1-4) Calcul du coefficient géométrique K dans le cas du dispositif

dipolaire :

Rappelons qu'un sondage est effectué en éloignant le dipôle de mesure MN du centre du bipôle de courant, ce qui permet le calcul de la résistivité apparente $\rho_{aB}(r) = K \cdot \Delta V / I$, où ΔV est la différence de potentiel mesurée entre M et N, I est le courant électrique injecté dans le sol, et K est le coefficient géométrique qui dépend de AB, MN, $r = OQ$ et θ (Fig.83).

Quelques expressions pour K ont été formulées par certains auteurs (Alfano, 1980 ; Loke ,2002 ; Roy, 2010), alors que d'autres ont établi des nomogrammes (Berdichevski, 1954, Zohdy, 1970) en se basant sur le schéma de calcul de référence et plus général développé par Al'pin(1950).

A cet effet, il est à noter sur le terrain que les lectures de tension électrique nécessitent quelquefois de recourir à des longueurs MN égalant ou même dépassant AB (Henderson, 1969), ce qui a été prévu par Al'pin qui a établi les formules de coefficients pour des dipôles « not idéal ».

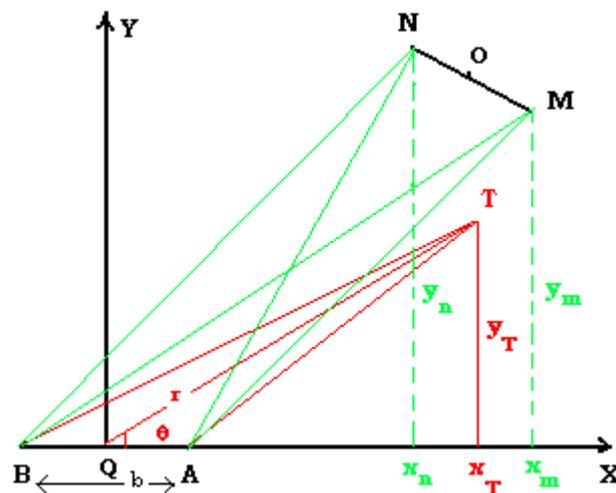


Fig.83 Détermination du coefficient géométrique K pour le dispositif dipolaire AB-MN (« not idéal »)

Considérons le dipôle AB de longueur b. D'après Fig.83, on a :

$$AT = (x_T^2 + y_T^2 - b x_T + b^2/4)^{1/2}$$

$$BT = (x_T^2 + y_T^2 + b x_T + b^2/4)^{1/2}$$

En posant : $x^{b_T} = (2/b) x_T$, $y^{b_T} = (2/b) y_T$ les expressions deviennent :

$$AT = b/2 (x^{b_T^2} + y^{b_T^2} - 2 x^{b_T} + 1)^{1/2}$$

$$BT = b/2 (x^{b_T^2} + y^{b_T^2} + 2 x^{b_T} + 1)^{1/2}$$

En appelant :

$$\tau_T = 1/\pi [(x^{b_T^2} + y^{b_T^2} - 2x^{b_T} + 1)^{-1/2} - (x^{b_T^2} + y^{b_T^2} + 2x^{b_T} + 1)^{-1/2}] \quad (\text{VI-1})$$

De plus, nous savons que dans le cas général:

$$K = 2\pi/C \text{ avec } C = 1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN$$

$$\begin{aligned} \text{Soit : } C &= (2\pi/b)(\tau_M - \tau_N) \text{ en remplaçant la variable accessoire} \\ \text{et donc : } K &= b/(\tau_M - \tau_N) \end{aligned} \quad (\text{VI-2})$$

VI-1-4-1) K pour le dispositif équatorial :

On a : $x_N = -x_M$, $y_N = y_M$ soit

$$K_{\text{éq}} = b/2\tau_M \quad (\text{VI-3})$$

τ_M , étant donné par l'expression (VI-1), en remplaçant T par M

VI-1-4-2) K pour le dispositif polaire :

On a : $y_M = y_N = 0$ donc:

$$\tau_M = 2/[\pi(x^{b_M^2} - 1)] = b^2/[2\pi((x^2_M - (b^2/4)))]$$

$$\tau_N = 2/[\pi(x^{b_N^2} - 1)] = b^2/[2\pi((x^2_N - (b^2/4)))]$$

$$\text{et } K_{\text{pol}} = b/(\tau_M - \tau_N) \quad (\text{VI-4})$$

VI-2) Applications des Bipôles-dipôles :

VI-2-1) Exécution du Bipôle-dipôle équatorial BDE-1

dans le secteur de Maamoura :

VI-2-1-1) Choix du point de mesure :

Le Bipôle-dipôle BDE-1 a été exécuté au début du profil D, entre les Sev D2 et D3, du secteur de Maamoura, (Fig.77, 78a). Ce point a été choisi car remplissant les conditions suivantes :

- la profondeur du substratum est relativement faible, telle qu'indiquée par les Sev et les coupes géoélectriques, ne dépassant pas 105 à 115 m. Ces valeurs sont confirmées par le résultat du forage CC3, à proximité immédiate, qui traverse les calcaires à partir de 102 m (Fig.72b)
- la coupe du profil D indique, une structure en escalier du substratum, caractérisée par des failles : il est intéressant alors de tester les capacités du dispositif dipolaire pour ce type de problème.

VI-2-1-2) Mode d'exécution des mesures :

Une expansion bidirectionnelle du Bipôle-dipôle a été utilisée (Zohdy, 1969 ; Henderson, 1969). Elle consiste à exécuter le sondage dans deux directions opposées, en gardant le dipôle de courant fixe, et déplaçant le dipôle de potentiel, ou inversement. La mesure est la même du fait du principe de réciprocité et correspond à la position du dipôle fixe.

Le bipôle AB est maintenu fixe au point de mesure, le dipôle MN se mouvant dans le sens - (négatif) vers le Nord dans la première étape d'exécution du sondage. En seconde étape, MN sera déplacée vers le Sud en sens + (positif). On obtient ainsi deux courbes distinctes.

L'élongation du sondage s'est faite suivant une direction nord-sud, c'est-à-dire grossièrement parallèle au profil D reliant ces sondages exécutés préalablement avec le dispositif Schlumberger (Fig.81)

Pour des raisons pratiques, les points devant recevoir les électrodes A, B, M et N, pour toutes les élongations r successives, ont été positionnés et repérés par des jalons, avec décamètre et boussole, avant le début des mesures proprement dites. Les prises de terre de longueur 1m, ont été systématiquement arrosées à l'eau salée avant l'envoi de courant.

VI-2-1-3) Résultats des mesures (Tab.24) :

MN a été choisi égal à AB/2, pouvant être augmenté selon les besoins de d'amélioration du signal.

	L (m)	MN (m)	r (m)	K	I (mA)	ΔV (mV)	ρ_a (ohm.m)
Sondage ⊖	1	1	10	02925	700	2.40	10.1
	5	5	50	14620	850	1.12	19.0
	10	10	80	16990	750	1.20	27.0
	10	10	100	29240	900	0.95	31.0
	25	25	130	11600	500	1.45	34.0
	25	25	200	42500	700	0.76	46.0
Sondage ⊕	10	10	80	16990	657	1.12	29.0
	10	10	100	29240	723	1.06	43.0
	25	25	130	11600	516	1.78	40.0
	25	25	180	39245	920	1.15	49.0
	25	25	200	42500	1022	1.06	44.0
	25	25	220	78615	1008	0.60	46.0

Tab.24 Résultats de l'exécution du sondage BDE-1

Les élongations maximales du sondage (-) et du sondage (+) ont été respectivement de 200m et 220m, jusqu'à la limite du signal mesurable ΔV par le dipôle MN.

- courbe (-) : elle présente une allure régulière comparable à une courbe Schlumberger et peut être interprétée selon un modèle de couches tabulaires.
- courbe (+) : elle présente deux parties : un début de courbe avec une pente abrupte ascendante suivie après un point de brisure, d'une ligne descendante. Cette forme est caractéristique d'un sondage dont l'électrode de mesure recoupe la trace d'un accident. D'après Al'pin, l'abscisse du point de brisure (180m) représente la distance entre le dipôle fixe et cette trace.

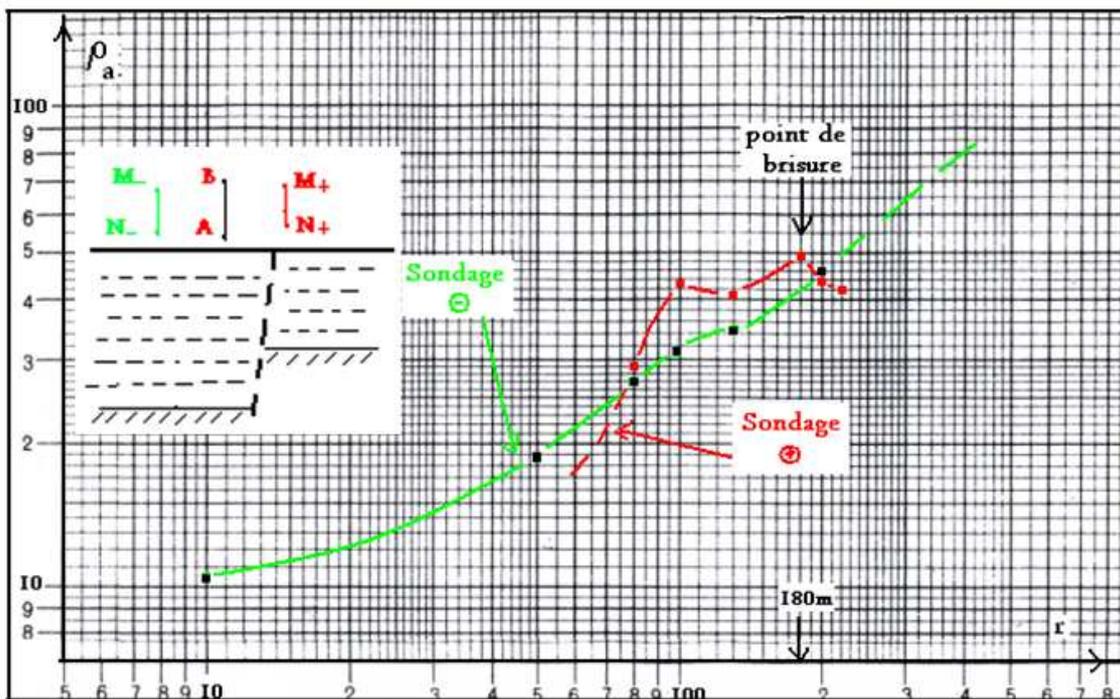


Fig.84 Courbes du Sondage Bipôle BDE-1 - expansion bidirectionnelle

VI-2-2) Analyse des couches en profondeur à l'aide du Bipôle-dipôle équatorial (BDE-2) et du Bipôle-dipôle polaire(BDP-1) dans le secteur de Tidjerht :

Le site pour l'exécution des sondages est représenté par le tronçon du profil A compris entre les Sev A₁ et Sev A₂ du secteur de Tidjerht. Ce site a été choisi du fait de la probable régularité des couches géologiques telle qu'établie par l'interprétation des Sev (Fig.73), avec un substratum très résistant relativement de faible profondeur, environ 80m. En outre, le prolongement vers le sud du profil indique au niveau du Sev A₃, un accident qui abaisse avec un rejet important ce substratum.

VI-2-2-1) exécution du BDE-2 : dans la direction Est-Ouest, les mesures ont débuté à r = 50m pour des raisons pratiques, avec une dernière mesure pour r= 200m (Tab.25). En effet, la remontée de la courbe est monotone vers le substratum résistant, avec la possibilité d'interpréter cette courbe aisément à l'aide des outils d'interprétation des courbes Schlumberger (Fig.85).

VI-2-2-2) exécution du BDP-1 : ce sondage a été effectué au même point que le sondage équatorial précédent BDE-2, selon la même direction. Les mesures débutées à r = 50 m ont été prolongées jusqu'à r = 250 m (Tab.25) afin de s'assurer de la remontée de la courbe.

Sondage	L	b	MN	r	K	I	ΔV	ρ_a
Bipôle-dipôle	5	10	5	50	14620	1220	3.77	45,22
	10	20	10	80	16990	1001	3.30	56,10
Equatorial	10	20	10	100	29240	887	1.81	59,72
BDE-2	25	50	25	130	11600	765	4.25	64,54
	25	50	25	200	42500	575	1.03	76,03
Sondage	5	10	5	30	1577	898	16.8	29,52
	5	10	5	40	3860	1102	9.8	34,33
	5	10	5	50	7650	1205	6.0	38,12
Bipôle-dipôle	10	20	10	80	7780	995	6.17	48,26
	25	50	25	130	5000	752	7.98	53,10
Polaire	25	50	25	200	25000	545	1.19	54,87
BDP-1	25	50	25	250	32680	402	0.7	59,24

Tab.25 Résultats de l'exécution des Sondages BDE-2 et BDP-1

On constate que cette courbe est décalée vers la droite par rapport à la courbe du sondage équatorial, (Fig.85) ce qui est conforme avec les résultats théoriques (§ II-2) : en effet, la profondeur d'investigation est plus grande pour le premier dispositif. Cependant, d'après l'allure de la courbe, on observe que le pouvoir de résolution pour la courbe du dispositif polaire est nettement supérieur.

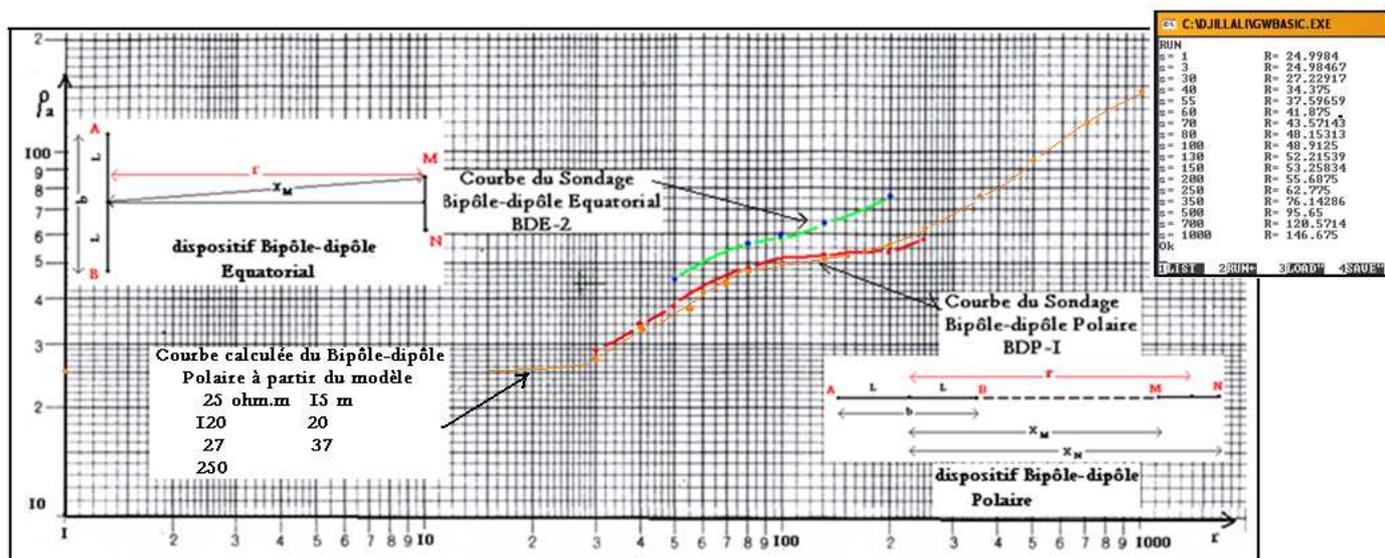


Fig.85 Courbes des sondages BDE-2 et BDP-1

L'interprétation de cette courbe est réalisée par un programme (Annexe 9) établi à partir de l'expression (IV-7) donnant les résistivités apparentes obtenues avec un dispositif Bipôle-dipôle polaire, en fonction de celles obtenues par le Schlumberger en deux abscisses différentes.

VI-2-3) Détermination de la profondeur du substratum utilisant la transformation des courbes Schlumberger en courbes dipolaires :

VI-2-3-1) *Principe* : la méthode reprise par Zohdy(1969) qui s'inspire des travaux de Berdichevskii et al (1958), est basée sur la transformation d'une courbe Schlumberger en courbe dipôle polaire. Le but est d'évaluer la résistivité longitudinale ρ_L d'une section géoélectrique au-dessus d'un substratum très résistant. La profondeur totale à ce substratum est alors calculée par :

$h = \rho_L \cdot S$ où S , représente la Conductance totale qui est déterminée d'une manière classique, graphiquement.

En outre, dans une section de type-H ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), la résistivité apparente minimale ρ_{\min} sur la courbe dipôle polaire est approximativement égale à ρ_L , à la condition que l'épaisseur h_2 de la seconde couche est au moins égale à trois fois celle de la première, soit $h_2 \geq 3h_1$.

VI-2-3-2) Application à la courbe de sondage étalon CC1- Chott Chergui (Fig.86)

Cette courbe répond aux conditions d'application de la méthode.

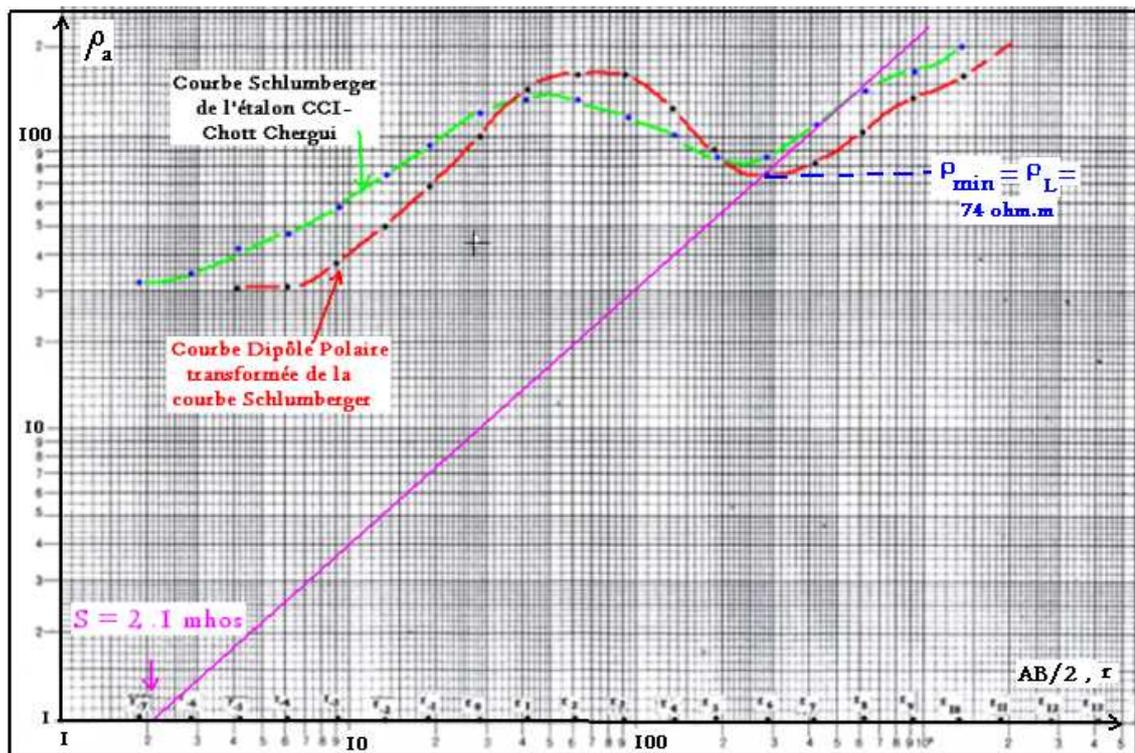


Fig.86 Calcul de la profondeur des calcaires par la transformée du Seiv Schlumberger en courbe dipôle polaire

Nous avons considéré que le substratum dans ce sondage est constitué par la formation à 300 ohm.m représentant les calcaires de l'Aléno-Bathonien reposant sur les argiles, elles mêmes au-dessus de calcaires qui, profonds, semblent être liasiques.

La détermination graphique indique une valeur de la conductance $S = 2.1$ mhos et $\rho_L = 74$ ohm.m, ce qui implique une profondeur de $h = 155$ m. Cette valeur peut être considérée comme identique celle donnée par le forage CC1 où les calcaires ont été traversés à 157 m.

VI-3 : Conclusion :

Ces exemples de dispositifs et de traitement de leurs mesures ont été choisis parmi la panoplie des différentes possibilités offertes par les dipôles. On constate que malgré la contrainte de signal nécessitant une puissance électrique importante, et qui nous a obligé à restreindre la profondeur d'investigation, le dispositif dipolaire peut être conjointement et utilement associé au dispositif Schlumberger. En effet, outre l'avantage d'économie de câbles à dérouler, et ainsi de labeur, le traitement des mesures dipolaires profite avantageusement des efforts déployés antérieurement pour améliorer celui des mesures classiques.

Chapitre VII

L'apport des Sondages électriques verticaux (Sev) comme méthode géophysique classique et du trainé électrique comme méthode moins conventionnelle est illustré par cette étude portant sur la région de l'oued El Malah dans les piemonts atlasiques, et ayant fait l'objet d'un article scientifique publié (Stamboul M., Issaadi A., Mahammed D., Safa A.,2005).

Le but de cet article est d'étudier l'alimentation et les relations entre différents aquifères, précisément l'alimentation de la nappe du grand Erg occidental, ainsi que les relations entre l'aquifère gréseux du Continental Intercalaire et l'aquifère du Tertiaire continental. Dans un premier temps l'étude décrit la structure et les transformations géologiques liées à la présence de la faille sud atlasique, dans un deuxième temps, elle permet de mettre en évidence les pertes de l'oued El Malah.

Apport de la Géophysique électrique à la connaissance du contexte géologique et structural de la perte de l'Oued Malah et du rôle des eaux infiltrées dans l'alimentation des nappes profondes sud atlasiques (Djebel Amour, Atlas Saharien)

Madani STAMBOUL, Abderrahmane ISSAADI, Djilali MAHAMMED, Aïssa SAFA

Article scientifique publié par « Bulletin du Service Géologique de l'Algérie »

Vol.16,n°2,pp 151-166,9 fig.,1 tab.,2005.

I - Introduction

Lorsque l'on parcourt le revers méridional de l'Atlas Saharien, on peut voir les derniers éléments du système montagneux disparaître brusquement sous les formations du piémont.

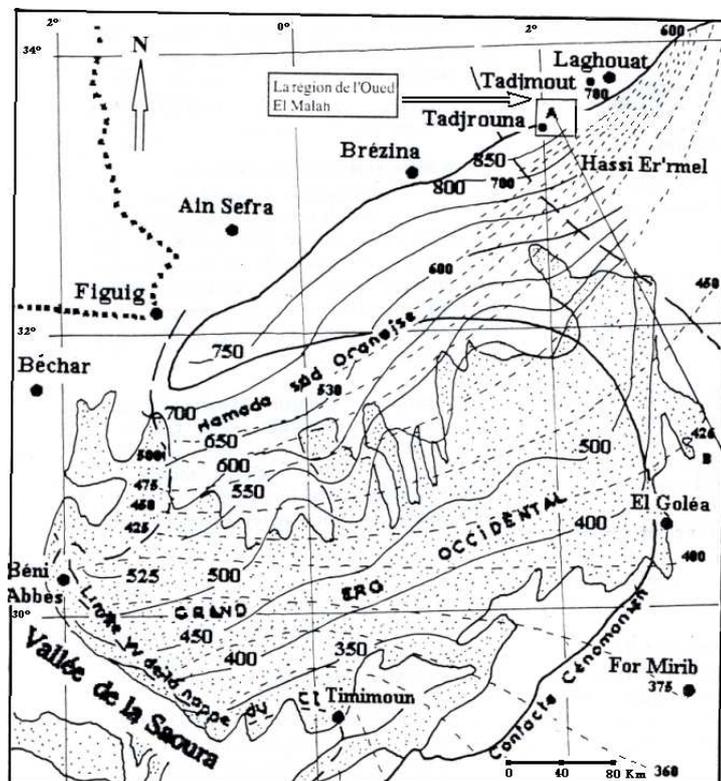
Cette disparition brusque coïncide avec la faille (ou flexure) qui constitue l'accident Sud Atlasique et faute de connaissance plus précise du milieu profond, on a longtemps admis que c'est à ce niveau que la plateforme saharienne venait relayer les formations de l'Atlas.

Depuis longtemps, le problème de l'alimentation et des relations entre les différents aquifères préoccupe la communauté scientifique. Ce problème se pose pour l'alimentation de la nappe du grand Erg Occidental ainsi que les différentes relations entre l'aquifère gréseux du Continental Intercalaire et le Tertiaire Continental.

C'est H.Schoeller (1945) qui en étudiant l'hydrogéologie de la région de Béni-Abbès, emploiera pour la première fois l'appellation de « nappe du grand Erg Occidental ». Dans le cadre de son travail, il a pu relever quelques côtes piézométriques approximatives qui lui permettent de

penser que la nappe se dirige vers la Saoura ce qui confirme les dires des populations locales. Se fondant sur la minéralisation des eaux, Gauthier (1928) pensait que la nappe reste sans relation avec l'oued Namous ou les autres cours d'eau descendant de l'Atlas. Nous verrons ce qu'il en est exactement par la suite.

Cornet (1964) (fig.1) établit une carte en courbes izopièzes comportant une équidistance de 50m. Selon Cornet, la différence de niveau piézométrique permettrait de préciser :



— Courbe isopièze de la nappe du grand Erg

- - - Courbe isopièze de la nappe du Continental Intercalaire

Fig.1 – Carte piézométrique de la nappe du Continental Intercalaire et du grand Erg Occidental

(Cornet, 1964 ; Roche, 1973)

Piezometric map of Continental Intercalaire and of Western Erg sheet

(Cornet, 1964 ; Roche, 1973)

- qu'au nord, ce serait le Continental Intercalaire qui alimente le Tertiaire Continental
- partout ailleurs, ce serait l'inverse
- dans le sud de l'Erg, les deux nappes se raccorderaient de part et d'autre de la Sebka de Timimoun.

Roche (1973) reprenant les travaux de Cornet trace une limite très hypothétique qui suit la rive gauche de la Saoura à une vingtaine de kilomètres de la bordure du thalweg.

Les forages des oueds Gharbi et Namous ayant montré l'absence du Cénomaniens, Roche comme Cornet admettent une interconnexion possible entre les nappes du Continental Intercalaire et du Tertiaire Continental.

Dans l'ensemble (d'après Gonfiantini *et al.*, 1974) les eaux circuleraient en direction du sud-ouest dans la partie occidentale du grand Erg, assurant l'alimentation du Gourara (fig.2)

L'application de la prospection électrique au niveau de la région d'oued El Malah au nord ouest de la localité de Tadjrouna et les documents dont nous avons pu disposer permettent d'éclairer d'un jour nouveau ce problème.

II - Contexte géologique général (fig.2 et 3)

Recouvrant la plateforme Saharienne, la Hamada Sud Oranaise s'étire de Figuig au nord-est de Béchar, jusqu'au plateau de Tadmait au Sud. L'ensemble hamadien a été largement disséqué par les oueds quaternaires, d'ouest en est, il est possible de reconnaître sur les piémonts atlasiques, les thalwegs des oueds Zousfana, Namous, Seggeur, et l'oued El Malah. Le climat désertique permet la formation du grand Erg Occidental en mobilisant par les vents, des sables entraînés au sud lors des phases pluviales. La Hamada elle-même disparaissant sous l'épais manteau sableux.

Les différentes coupes effectuées dans ces formations montrent que la base de la série est représentée par des formations grossières fortement redressées au pied de l'Atlas. Au-delà, viennent des sables et argiles rouges qui peuvent atteindre des épaisseurs considérables au nord en raison du fléchissement de la Plateforme Saharienne au contact de l'accident Sud atlasique.

Sachant que le Cénomaniens-Turonien disparaît à l'amont des forages des oueds Gharbi et Namous, il faut admettre que dans ce secteur sables et argiles rouges viennent directement au contact du Continental Intercalaire et que des connections peuvent exister entre les deux aquifères.

Au Nord, la limite de l'aquifère est indissociable des contreforts de l'Atlas et des apports du Continental Intercalaire. Les inféro-flux des différents oueds qui drainent le versant méridional de l'Atlas interviennent également.

Cependant les études réalisées dans la région de l'oued El Malah ont montré que les eaux en provenance des oueds pérennes pouvaient se perdre directement dans les formations du Tertiaire Continental : il n'est pas impossible que ces eaux rejoignent au moins en partie celles de la nappe du grand Erg Occidental lorsque les deux formations se trouvent en contact.

Au djebel Taggout, après avoir traversé les structures atlasiques du djebel Amour et que la salinité de ses eaux ait augmenté considérablement au contact des formations évaporitiques du Trias, l'oued El Malah se perd en totalité lorsqu'il aborde les formations de piémont et ses eaux salées iront contaminer la nappe profonde qu'elles alimentent.

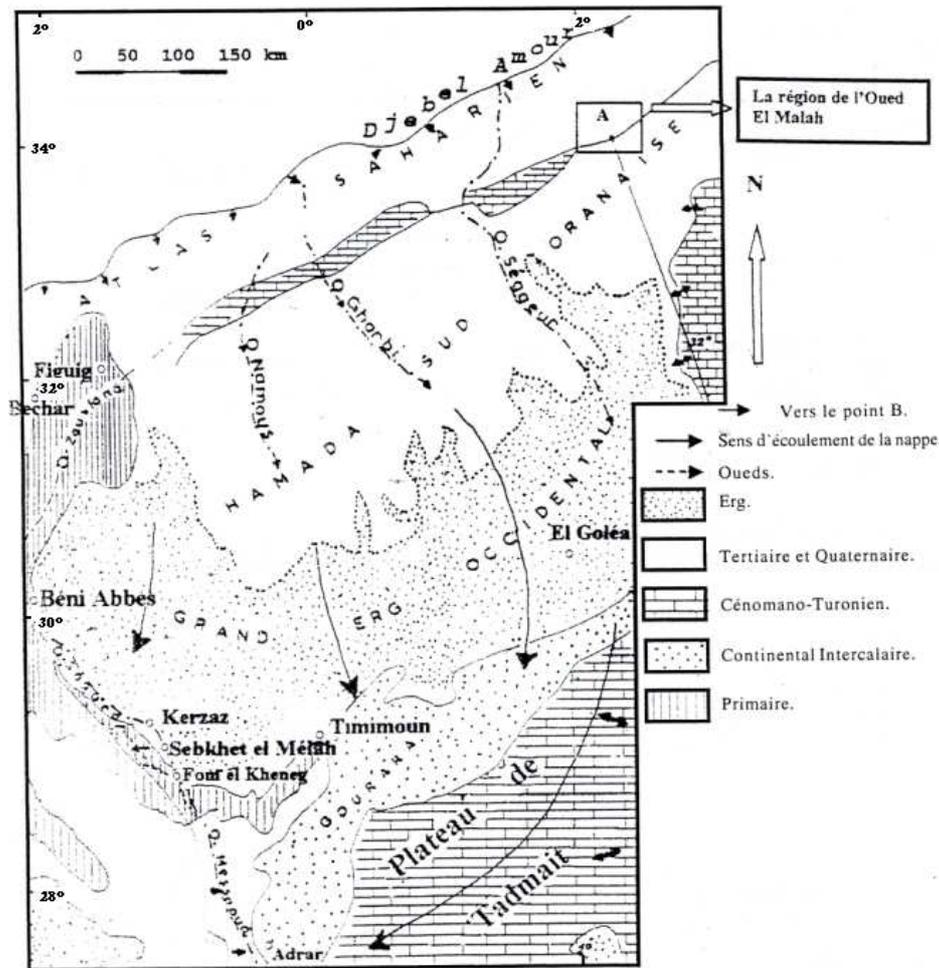


Fig.2 – Carte hydrogéologique du Sahara Nord Occidental (Gonfiantini *et al.*, 1974)
 Hydrogeological map of North Western Sahara (Gonfiantini *et al.*, 1974)

C'est ce phénomène que nous allons analyser en étudiant les variations de résistivités électriques au niveau des formations du piémont : dans un premier temps, pour décrire la structure et les transformations géologiques liées à la présence de la faille sud atlasique, dans un deuxième temps, pour mettre en évidence les pertes de l'oued El Malah.

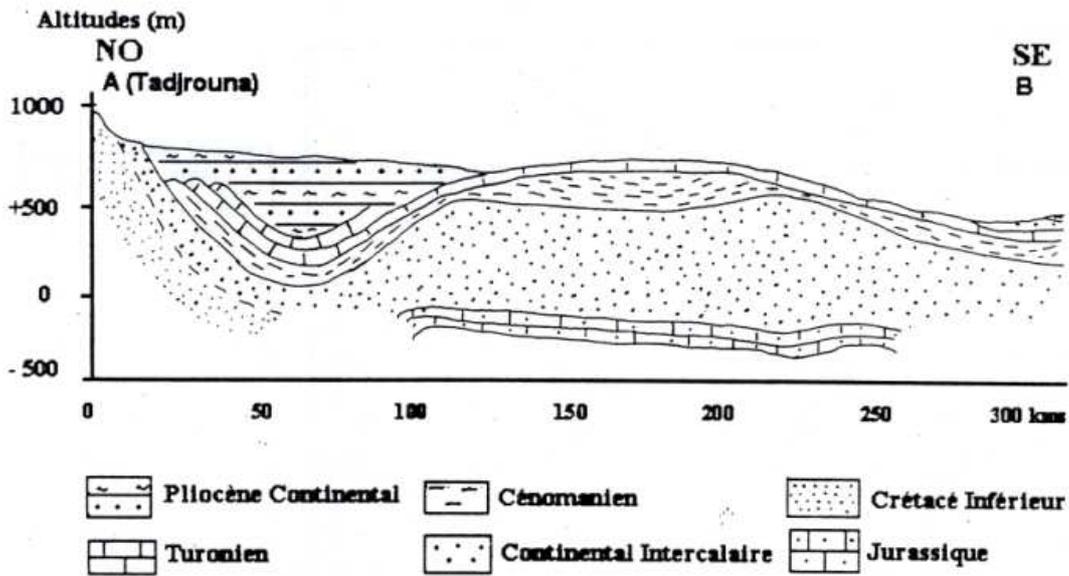


Fig.3 – Coupe géologique : Tadjrouna jusqu'au nord-est d'El Goléa
Geological cross section from Tadjrouna to the north east of El Goléa

III – Prospection électrique dans la région de l'oued El Malah

1-Conditions géologiques de l'oued El Malah (fig.4)

La région de l'oued El Malah est désertique et, hormis quelques reliefs très peu accusés, présente généralement l'allure d'un plateau, l'altitude moyenne y est de 1000 m, cette région recevant des précipitations quantitativement peu élevées ne dépassant guère les 100 mm par an, le seul recours consiste à exploiter la nappe souterraine.

La zone est caractérisée par des plissements atlasiques intéressant les formations Jurassiques et Crétacées. Au nord de la zone, en contrebas du djebel Amour, on a affaire à un synclinorium de direction nord-est sud-ouest comprenant principalement les grès du Continental Intercalaire.

Ce synclinorium est masqué par une mince couverture de Tertiaire Continental, et à l'est de ce synclinorium apparaît un synclinal Cénomano-Turonien morphologiquement représenté par la dépression de Dakhlet El Haouita.

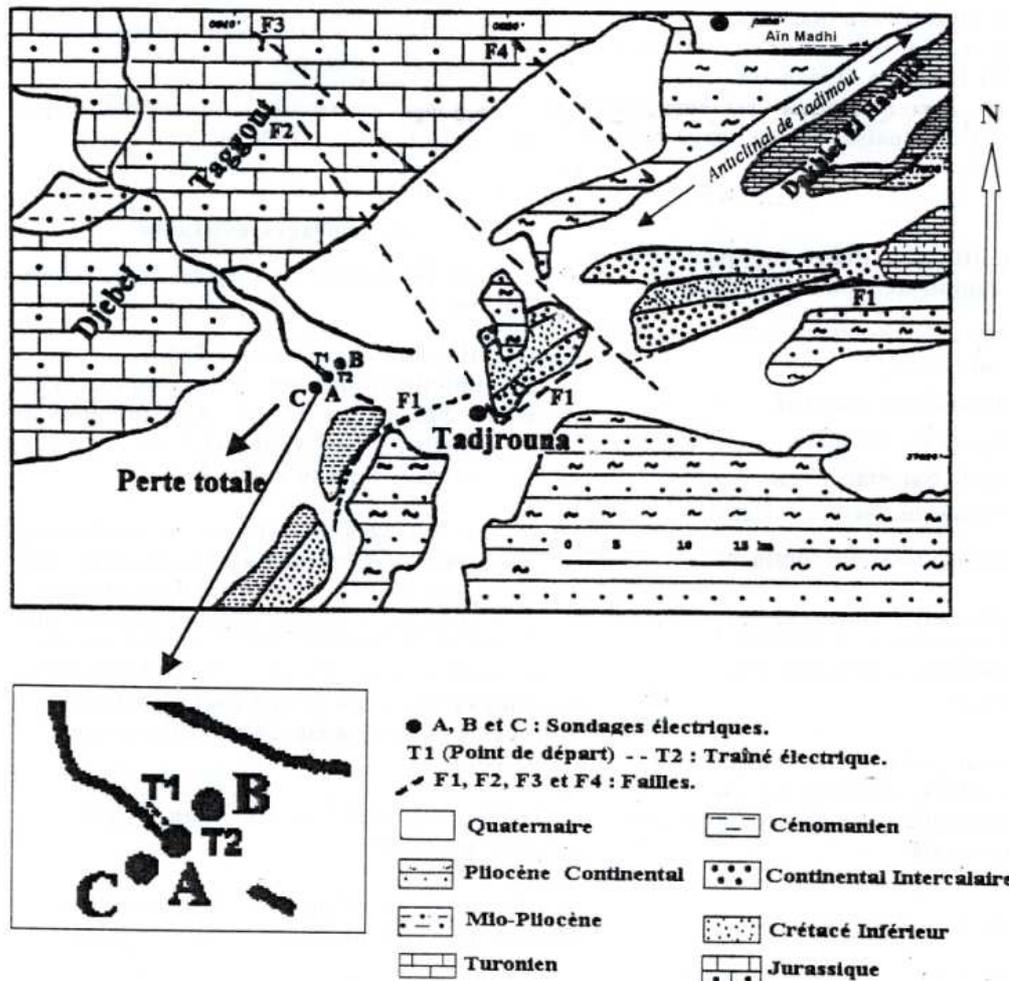


Fig.4 – Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000
 Extract of the geological map of Algeria, scale 1/500.000

On en retrouve un prolongement à l'ouest de Tadjrouna par quelques affleurements de Cénomano-Turonien. Le centre de la région est barré par un axe anticlinal avec des formations très redressées à 70° allant au pli-faille. Cette faille qui longe toute la structure passe au niveau de Tadjrouna. Elle correspond à une limite naturelle (constituée par des calcaires du Turonien et un Cénomanién à prédominance marneuse) séparant le domaine atlasique du domaine saharien. Le sud est entièrement recouvert d'une épaisse couverture de Tertiaire Continental.

2 – Conditions hydrogéologiques dans la région de l'oued El Malah

Les formations susceptibles d'être aquifères sont les suivantes :

- les sables du Mio-Pliocène.
- les calcaires du Turonien.
- les grès du Barrémien-Aptien-Albien.
- les calcaires du Crétacé inférieur.
- les grès du Jurassique continental.

Les grès du Barrémien-Aptien-Albien représentent le principal aquifère vu leur épaisseur et extension importante. Toutefois les niveaux calcaires du Crétacé inférieur (Néocomien) ne sont pas à négliger.

Dans le sud de la région, les formations sableuses du Tertiaire Continental représentent un aquifère intéressant lorsqu'elles atteignent une épaisseur importante.

3 – Travaux réalisés

Une prospection a été effectuée dans la région d'Aïn Mahdi-Tadjrouna par l'entreprise nationale de géophysique (ENAGEO, 1973). Les objectifs de cette étude étaient :

- d'explorer les possibilités hydrogéologiques des couvertures (Tertiaire et Quaternaire).
- de suivre les grès du Continental Intercalaire (Barrémien-Aptien-Albien).
- de déterminer la tectonique des formations crétacées.

L'étude comportait : (fig.6)

- 222 sondages électriques avec des longueurs de lignes maximales de 4000 m.
- 28 sondages électriques avec des longueurs de lignes maximales de 2000 m.

4 – Forages existants

Dans les limites de l'étude, trois forages existent :

- S50H6 situé au nord-est de Tadjrouna dans la ride anticlinale médiane, d'une profondeur qui atteint 120 m. Il a débuté dans les grès du Barrémien-Aptien-Albien et il est resté dans cette formation jusqu'au fond.

Les sondages électriques caractéristiques des grès du Continental Intercalaire très résistants, présentent souvent deux niveaux, à 500-1000 ohm.m séparé par un niveau plus conducteur (70-100 ohm.m) dont on ne sait pas s'il représente un niveau plus humide ou une formation plus argileuse. Ces sondages sont difficiles à interpréter du fait que la résistivité réelle des grès est très élevée et probablement très variable.

L'étalon TU11 (T11 et U11) (fig.5) est à rattacher à ce type.

- S59H6 se trouve à l'ouest de Tadjrouna dans la vallée de l'oued El Malah, d'une profondeur de 302 m.

*de 0 à 57 m : on rencontre des alluvions, limons et sables (Tertiaire Continental), avec une résistivité de 10 à 100 ohm.m.

*de 57 à 87 m : on a des grès de l'Albien supérieur avec une résistivité de l'ordre de 340 ohm.m.

*de 87 à 241 m : des marnes avec quelques passages de bancs gréseux qui se terminent par des calcaires et des marnes correspondant à l'Aptien et l'Albien inférieur, avec une résistivité de 15 ohm.m.

*de 241 à 304 m : les grès du Barrémien dont la résistivité est supérieure à 200 ohm.m.

Toutefois on sait que le niveau statique serait à 160 m de profondeur soit environ à la cote + 760 m.

L'étalon MN18 (M18 et N18) est à rattacher à ce type.

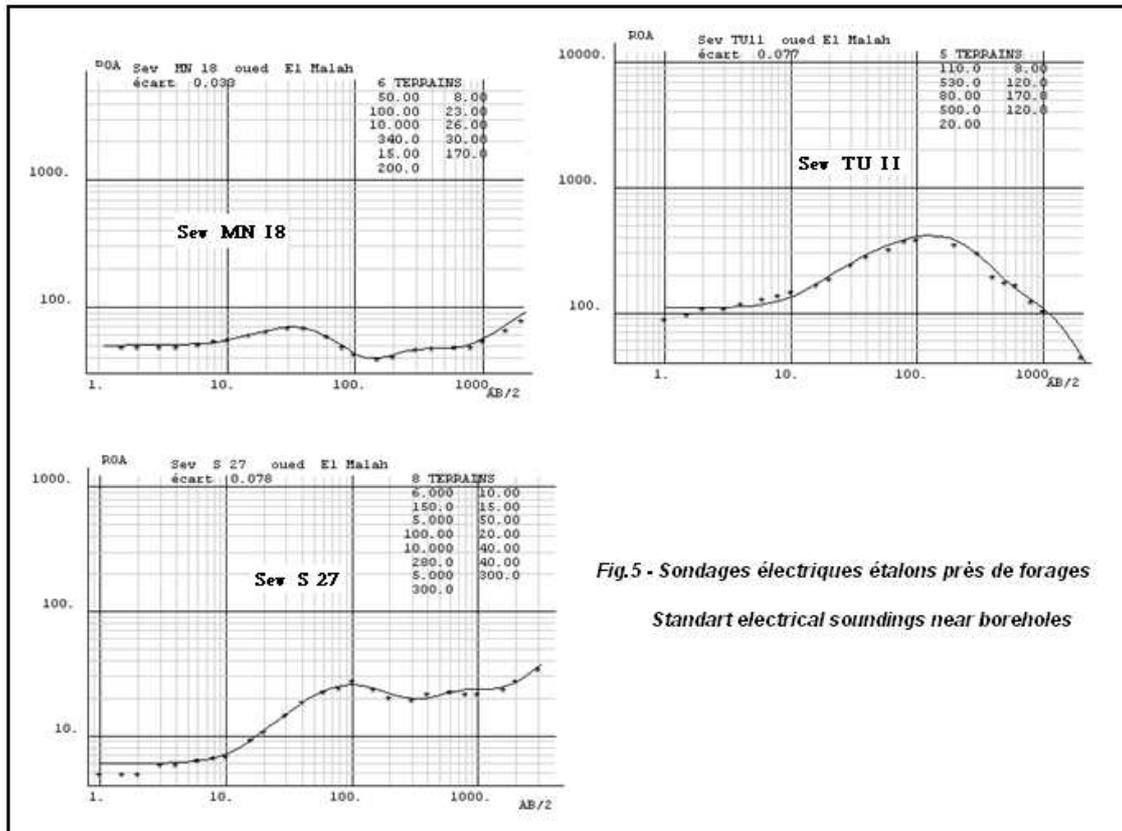


Fig.5 - Sondages électriques étalons près de forages
Standart electrical soundings near boreholes

-S49H6 : au sud de la zone, profond de 155 m, il présente une intercalation de grès et d'argiles (Tertiaire Continental). Tous les sondages électriques de la moitié sud sont semblables, le sondage électrique S27 reflète bien cette catégorie, il est caractéristique du recouvrement du Tertiaire particulièrement épais dans la zone sud. Ces formations sont à prédominance argileuse (5 à 10 ohm.m), les intercalations gréseuses sont peu épaisses et se traduisent sur les sondages électriques par de faibles cloches et par une résistivité de l'ordre de 100 ohm.m à 300 ohm.m.

5 - Echelle de résistivités

Il est difficile d'établir une échelle précise des résistivités, vu le nombre restreint de sondages électriques d'étalonnage. L'obtention des données complémentaires par forages et observations sur le terrain s'avère nécessaire, pour la vérification et l'interprétation plus complète des résultats géophysiques.

Néanmoins, la synthèse de ces quelques résultats d'étalonnage sur les coupes de forage, alliée avec les limites des valeurs de résistivités de chaque formation, retrouvées dans les ouvrages académiques, ainsi que dans les études limitrophes, permet de proposer l'échelle suivante (tableau I).

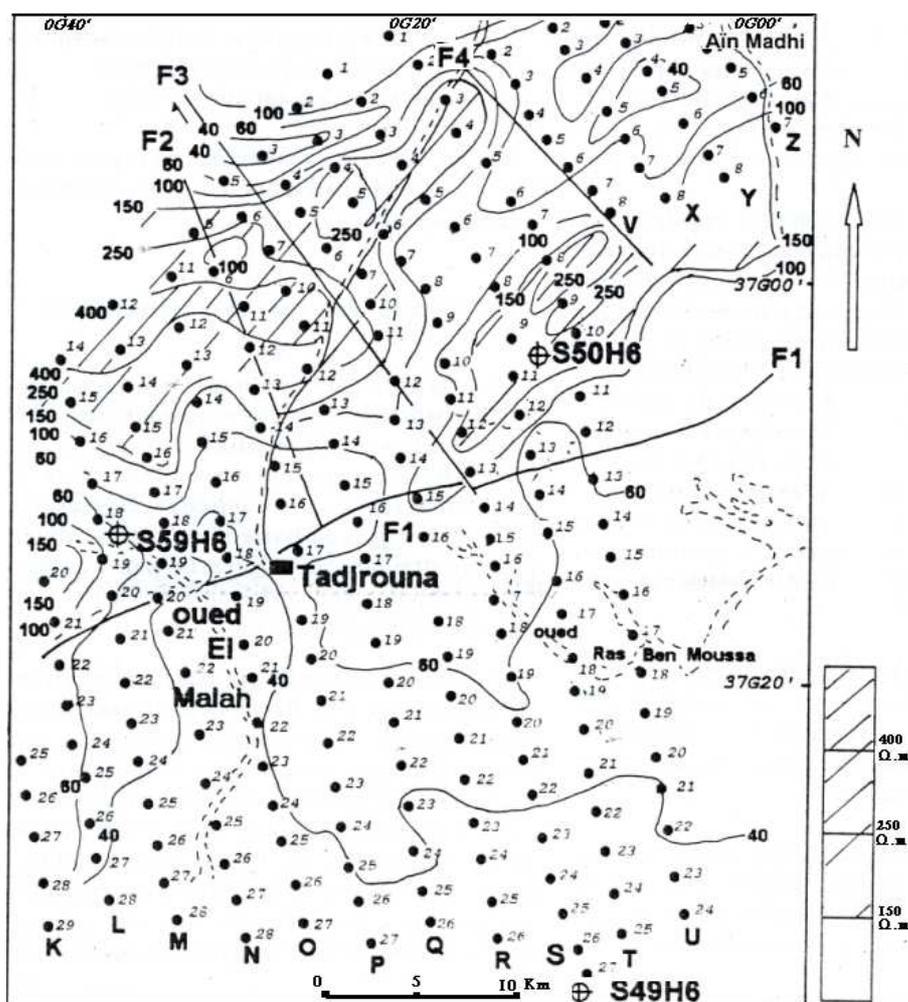
AGES	TERRAINS	RESISTIVITES (ohm.m)
Quaternaire	Argiles et sables	5 à 10
Tertiaire Continental	Grès, sables	70 à 300
	Argiles	5 à 20
Turonien	Calcaires	150 à 200
Cénomanién	Marnes	10 à 20
Barrémien-Aptien-Albien (Continental Intercalaire)	Grès	200 à 500- 10 à 20 – peut atteindre 1000
	Argiles sableuses	10 à 50
Crétacé inférieur	Marnes	10 à 20
	Calcaires	100 à 200
Jurassique	Grès	200

Tableau I – Valeurs des résistivités des formations

6 – Examen de la carte d'isorésistivité apparente AB = 2000 m (fig.6)

Les sondages électriques étalons précédents ont montré que les grès résistants du Continental Intercalaire, qui représentent l'horizon intéressant sur le plan hydrogéologique, et dont on cherche à suivre l'allure, se trouvent à des profondeurs très différentes, comme en témoignent d'ailleurs les forages se trouvant au nord du S50H6, mais à des profondeurs dépassant 600 m sous le recouvrement Mio-Pliocène.

Il est nécessaire de choisir alors une longueur de ligne suffisamment grande, par exemple AB = 2000 m, pour atteindre et suivre la structure de ces grès.



- ⊕ S49H6 : Forage et son numéro
- 26 : Sondage électrique et son numéro
- Courbe d'isoresistivité

Fig. 6 – Carte d'isoresistivité apparente pour AB = 200 m
Apparent resistivity map for AB = 200 m

La courbe isoligne 100 ohm.m qui semble longer un accident majeur, partage la carte à l'exception du secteur de l'extrême nord-est en deux parties :

Dans la moitié nord, on peut observer des valeurs importantes de résistivités apparentes pouvant atteindre 400 ohm.m. Cette forte résistivité nous paraît caractériser les zones où les grès présentent leur épaisseur maximale.

En revanche, dans la moitié sud, les résistivités apparentes diminuent jusqu'à atteindre 40 ohm.m. Cette baisse des résistivités pourrait s'expliquer par l'existence d'une faille (F1) provoquant un affaissement des grès dont la profondeur pourrait atteindre 500 m. Cette faille qui borde la structure anticlinale coïncide parfaitement avec la faille reconnue en géologie comme flexure Sud atlasique au sud de laquelle les grès s'effondrent. L'existence de plages plus résistantes que d'autres dans ce secteur est à attribuer à la présence de formations gréseuses dans les argiles qui caractérisent le Tertiaire Continental.

Au nord-est, la plage relativement conductrice de résistivité apparente inférieure à 60 ohm.m serait le fait des formations sableuses du Pliocène Continental au sud de Aïn Mahdi qui plongent en profondeur.

En outre, cette variation de résistivité lorsqu'on se déplace du nord vers le sud serait le témoin des variations d'épaisseur des niveaux sableux qui constituent le recouvrement.

Elle indique de même la prédominance argileuse avec des intercalations gréseuses peu épaisses, comme l'illustre le sondage étalon S27.

Les décalages et les interruptions brusques des plages résistantes mettent en évidence les accidents transversaux qui affectent les grès tout comme elle permet de délimiter l'extension et l'épaisseur des grès Barrémien-Aptien-Albien. C'est ainsi qu'apparaissent trois accidents transversaux : F2, F3 et F4 de directions nord-ouest-sud-est.

A l'ouest de F2, les grès du Barrémien-Aptien-Albien commencent à prendre de l'épaisseur, le phénomène s'accroissant au sud-ouest de F3.

A partir de F1, l'axe anticlinal où se présentent les plus fortes épaisseurs de grès, semble se décaler vers le nord.

7 – Examen des coupes géoélectriques (fig.7)

Dans la partie nord, on retrouve la même succession de structures : synclinal au nord-ouest puis le prolongement de l'anticlinal de Tadjmout qui se transforme ensuite en synclinal. Vers le milieu de la région, l'axe anticlinal est redressé et faillé. Les grès du Barrémien-Aptien-Albien peuvent atteindre 500 à 700 m d'épaisseur avec des résistivités de l'ordre de 500 à 1000 ohm.m dans les deux synclinaux au nord.

Au sud de la faille F1 qui affecte la structure anticlinal, les grès Barrémien-Aptien-Albien s'approfondissent très rapidement et atteignent des profondeurs entre 500 et 700 m sous le recouvrement Tertiaire. En outre, au niveau de la faille F1, les couches du Crétacé inférieur et des grès du Barrémien-Aptien-Albien sont très redressés comme le montrent les pendages des couches dans cette zone qui sont presque subverticales (70° à 85°). La résolution des courbes ici ne peut faire appel aux méthodes classiques d'interprétation qui supposent des terrains peu inclinés. Elle se base en conséquence dans ces secteurs sur une interprétation qualitative pour estimer les épaisseurs des terrains.

Ce recouvrement occupe au sud de la structure anticlinale une épaisseur importante alors qu'il est peu épais dans la partie nord des coupes (50 à 100 m).

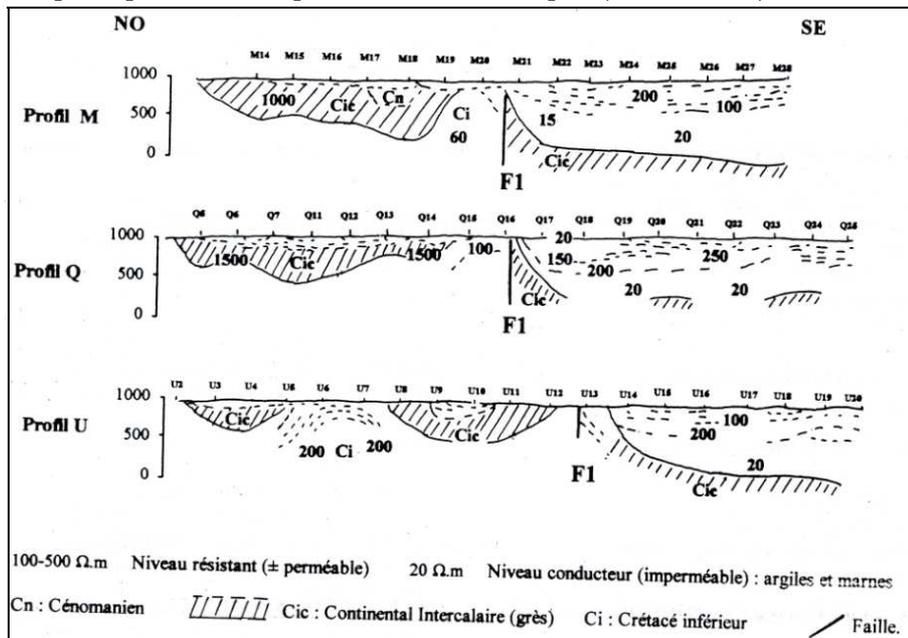


Fig. 7 – Coupes géoélectriques
 Geoelectrical cross sections

Si on attribue à ce recouvrement Tertiaire l'ensemble des niveaux sableux à 100-150 ohm.m, plus l'ensemble de la formation conductrice sous-jacente à 20 ohm.m, il atteindrait une épaisseur globale de 500 à 700 m ; il n'est pas impossible que les argiles Miocènes présentent de telles épaisseurs.

Plus généralement, l'interprétation des coupes nous conduit à penser que la structure atlasique se continue au sud de la faille F1 (flexure sud atlasique) avec la succession classique d'anticlinaux et de synclinaux très larges à fond plat.

IV- Les pertes de l'oued El Malah

1- Le traîné électrique (fig.8)

L'objectif recherché avec cette technique est de déterminer sur le terrain la position des pertes, qui serait en principe illustrée par un fort contraste de résistivité.

La longueur AB = 150 m choisie, permet de mettre en évidence les variations dans une tranche de terrain peu épaisse allant de la surface du sol à une profondeur comprise entre 15 et 35 m seulement pour ne pas refléter les variations géologiques profondes. Les stations de mesure ont été disposées parallèlement à l'oued.

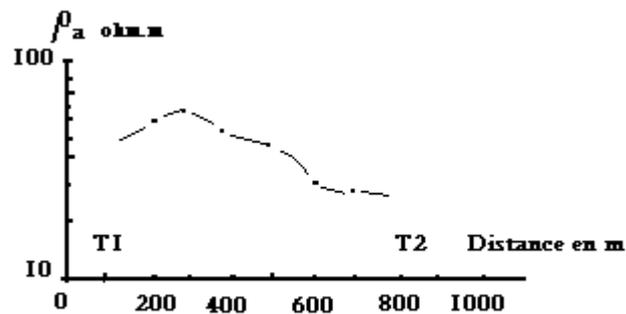


Fig. 8 – Traîné électrique au niveau de la zone de perte de l'oued El Malah (AB = 150m)
Electrical profiling near loss area of oued El Malah (AB = 150 m)

Ce profil met en évidence les variations de la résistivité apparente non plus en fonction de la profondeur, comme pour les sondages électriques, mais suivant une tranche de terrain d'épaisseur constante. Il permet donc une investigation latérale à profondeur quasi-constante.

Exécuté sur 700 m, avec des pas de 100 m, le traîné effectué le long de l'oued montre qu'entre les abscisses 100 et 300 m, les résistivités apparentes mesurées sont comprises entre 60 et 70 ohm.m. Au-delà, une baisse rapide de la résistivité (25 ohm.m) conduit à envisager :

- soit un contact de couches de résistivités différentes (Continental Intercalaire et Tertiaire Continental).

- soit un amincissement des formations gréseuses.

- soit l'infiltration de l'eau salée provenant de l'oued ce qui favoriserait cette diminution de la résistivité

- on peut également supposer que ces trois possibilités se conjuguent pour provoquer la diminution de résistivité observée.

On peut constater déjà sur les trois profils (fig.7) et en admettant qu'au sud de la faille, les mêmes formations se manifestent par une diminution sensible des résistivités sur le profil 1, situé le plus proche de l'oued El Malah, suggérant une augmentation de la salinité. Cette constatation se confirme sur les trois sondages électriques que nous avons exécutés pour étayer cette hypothèse.

2 – Sondages électriques (fig.9)

Trois sondages électriques Schlumberger ont été exécutés parallèlement à l'oued, le premier A au niveau de l'oued, les deux autres, B et C, à 200 m de part et d'autre. Les courbes présentent une grande similitude. Sur le plan qualitatif, elles se distinguent nettement de l'allure des sondages électriques étalons entre autre, par la présence d'un contraste important de résistivité.

La résolution de ces courbes donne sous le recouvrement superficiel épais de 13 à 20 m, des couches de faibles résistivités allant de 8 à 15 ohm.m alternant avec des formations plus résistantes de 60 à 80 ohm.m.

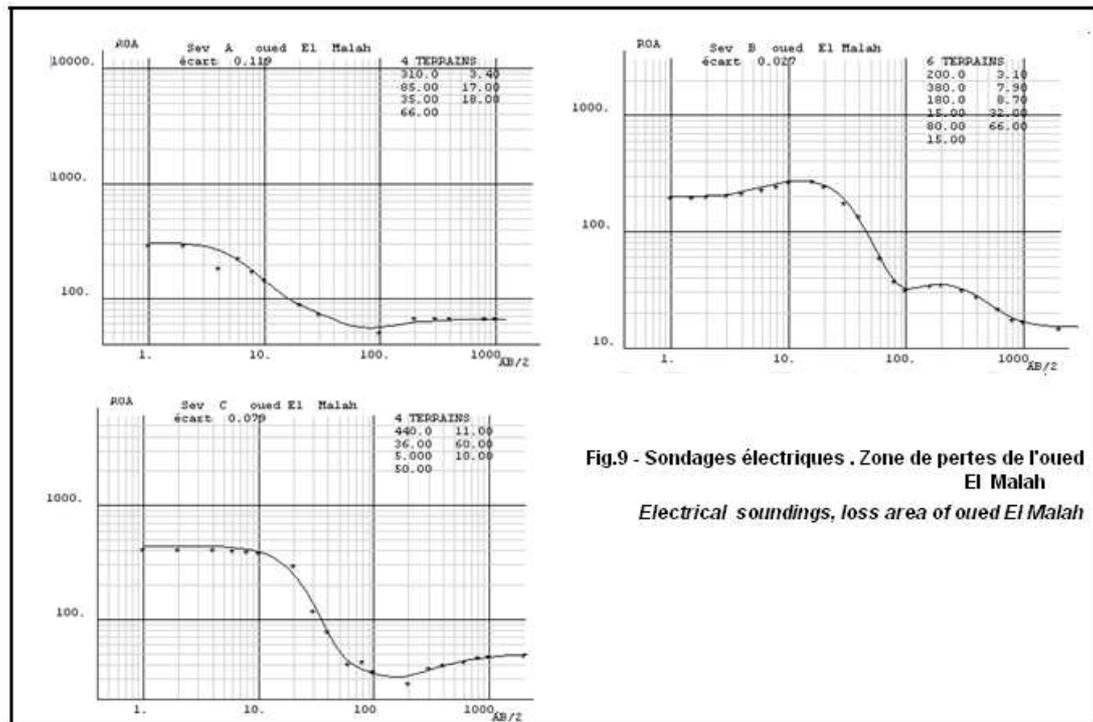


Fig.9 - Sondages électriques . Zone de pertes de l'oued El Malah
Electrical soundings, loss area of oued El Malah

La comparaison avec le sondage électrique MN18 (M18 et N18) (fig.5), le moins éloigné dans la vallée de l'oued, donne aux résistivités de ces formations, représentant des marnes et des grès, des valeurs sensiblement plus grandes : 20 ohm.m puis 150 ohm.m. Ces mêmes formations sont donc vraisemblablement affectées dans les trois sondages électriques par la salinité, provenant de l'infiltration des eaux de l'oued.

V – Conclusion

La prospection géophysique associée aux données géologiques déjà acquises, permettent de mettre en évidence :

- dans la partie nord, l'existence d'un recouvrement Tertiaire peu épais par rapport à la formation des grès du Continental Intercalaire qui représente l'aquifère principal. Les grès peuvent atteindre 500 à 600 m d'épaisseur.
- au sud, les grès du Continental Intercalaire sont très profonds. Les formations du Tertiaire atteignent par endroit des épaisseurs de l'ordre de 400 m.
- au sud de la flexure, la structure atlasique se poursuit en profondeur avec la succession d'anticlinaux et de synclinaux.
- les failles peuvent jouer le rôle de drain favorisant l'infiltration des eaux superficielles et l'interconnexion entre les différents aquifères.

L'étude de la perte au niveau de l'oued El Malah, montre que les eaux en provenance des oueds pérennes peuvent se perdre directement dans le Tertiaire Continental. Il n'est pas impossible que ces eaux rejoignent au moins en partie celles de la nappe du grand Erg Occidental lorsque les deux formations se trouvent en contact.

A l'échelle du djebel Amour, au cours de chaque cycle hydrologique, ce sont des millions de mètres cubes qui vont alimenter les écoulements de surface mais aussi les inféro-flux parfois exploités au niveau de barrages souterrains (Tadjmout). Le plus souvent cependant, directement ou par le lit des oueds, les eaux vont s'enfoncer vers le sud où elles pourront rejoindre en bordure du grand Erg Occidental des zones d'épandage associées à des dômes piézométriques qui traduisent la réalimentation de la nappe par les eaux d'infiltration. Les plus importants de ces dômes se situent au débouché des grands oueds et les essais de datation effectués (Yousfi, 1984) ont montré qu'il fallait 6000 ans aux eaux infiltrées sur les bords de l'Erg pour rejoindre les rives de la Saoura dans la région de Béni-Abès.

Bibliographie

- CORNET, A., 1964. Essai sur l'hydrogéologie du grand Erg Occidental et les régions limitrophes. *Trav.InstRechSah*, t.VII, pp 71-122.
- ENTREPRISE NATIONALE DE GEOPHYSIQUE (ENAGEO), 1973. Prospection géophysique de la région Aïn Mahdi-Tadjrouna. 30 p 7 pls.
- GAUTHIER, E.F., 1928. Le Sahara. *Payot*, Paris. 232 p.
- GONFIANTINI, R., CONRAD, G., FONTES, J.C., SAUZAY, G., PAYNE, B.R., 1974. Etude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et les relations avec les nappes du Sahara septentrional. *Isotopes techniques I. Groundwater hydrology*, AIEA, Vienne p. 227.
- ROCHE, M.A., 1973. Hydrogéologie de la haute Saoura (Sahara nord occidental) Paris, *Publ CNRS, Série Géol*, 91 p
- SCHOELLER, H., 1945. L'hydrogéologie d'une partie de la vallée de la Saoura et du grand Erg Occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, t. XV, pp. 563-585.
- STAMBOUL, M., ISSAADI, A., 2003. Etude des courbes de récession dans les grès fissurés du continental intercalaire. Djebel Amour. Atlas Saharien Central. *Journal Algérien des régions Arides. CRSTRA*. ISSN 1112-3273, pp. 24-30.
- YOUSFI, M., 1984. Etude géochimique et isotopique de l'évaporation et de l'infiltration en zone non saturée sous climat aride. Béni-Abbès. Algérie. *Thèse 3^{ème} cycle, Paris*, 97 p, 56 figs

CONCLUSION GENERALE

Cent deux (102) dispositifs électriques créés par divers auteurs, ont été répertoriés et classés de façon à inspirer et faire découvrir une configuration optimale nouvelle afin de résoudre un problème géologique donné. (Szalai et Szarka, 2008). Parmi eux, le dipôle-dipôle se révèle le plus sensible par rapport aux dispositifs classiques Wenner ou Schlumberger, aux variations latérales dans le milieu, du fait de la structure de sa fonction de sensibilité. Aussi, est-il très usité en tomographie électrique qui présente ces dernières années parmi les autres méthodes géophysiques, le bond qualitatif le plus important pour l'auscultation des formations de subsurface (Loke, 2002).

Dans ce travail, les résultats théoriques exposés ont démontré la meilleure qualité des signaux provenant des mesures effectuées par les dispositifs pôle-pôle, dipôle-dipôle par rapport à ceux des dispositifs classiques. Bien que ces résultats qualitatifs restent néanmoins confinés dans l'investigation latérale des terrains, les exemples disponibles traitant le plus souvent les cas de terrains peu profonds, ils permettent de comparer les performances des divers dispositifs, qui pourraient être extrapolées théoriquement même pour les grandes profondeurs.

Ceci a été un des objectifs de ce travail de montrer les capacités des dispositifs dipôlares pour peu que les méthodes de traitement appliquées antérieurement pour les données issues des dispositifs classiques Schlumberger ou Wenner, ont pu être utilisées pour ces nouveaux dispositifs. Ainsi, le pôle-pôle, le dipôle-dipôle avec ses variantes présentent la plus grande profondeur d'investigation, cet avantage étant inversé concernant le pouvoir de résolution.

Dans le contexte de très faibles profondeurs, des tentatives récentes avec les dispositifs classiques ont permis d'explorer les caractéristiques électriques de matériaux de construction au stade de corrosion (Lataste, 2002). Cependant, il semble que les variations de permittivité mesurées par l'injection dans le sous-sol d'ondes électromagnétiques de très grandes fréquences par le géoradar, permettent de mieux différencier des anomalies.

Ainsi, nos expériences d'utilisation des très hautes fréquences de 800 Mégahertz, se sont révélées positives pour la détection de cavités, à condition que les terrains ne soient pas très conducteurs, ainsi que celle d'objets enterrés tels des canalisations, pour des diamètres excédant une dizaine de centimètres. Il est indéniable que ces expériences dans les terrains superficiels auraient profité pour comparaison, de l'apport des mesures par des profils de panneau électrique dont les résultats se révèlent très positifs dans ce contexte.

Pour l'investigation plus profonde des couches par les dispositifs dipolaires, et malgré les travaux de l'école russe entraînée par Al'pin, leur utilisation restait limitée. Zohdy (1969) a exploité la similitude des courbes des dipôles équatoriaux avec les courbes Schlumberger, pour effectuer des mesures conjointes. L'introduction des filtres linéaires (Ghosh, 1971), appliquée aux dispositifs classiques va profiter également aux dispositifs dipolaires et ceci leur permet d'être exploités pour l'investigation verticale des couches.

Notre tâche a été alors d'exposer les mécanismes de calcul, qui s'inspirent largement des méthodes de traitement, issues de la théorie des filtres, appliquées aux dispositifs classiques, et que nous avons exploitées pour divers dispositifs dipolaires.

En effet, l'interprétation indirecte, par le calcul de courbes des différentes variantes de dipôles, ainsi que l'interprétation directe par la méthode de minimisation entre les mesures calculées et les mesures expérimentales, a pu aisément être effectuées, suivant la même démarche que pour les dispositifs classiques. En conséquence, il nous a été aisé de calculer les courbes pour les différents dipôles, à partir de paramètres théoriques de couches, puis les transformations permettant le processus d'interprétation directe, et enfin les transformations des courbes Schlumberger en courbe dipôle et inversement.

L'exploitation pratique de ces dispositifs a pu être effectuée, dans un premier temps, au Djebel Murdjadjo, pour étudier l'état anisotrope de ses terrains, les calcaires karstifiés, dont la matrice est de nature hétérogène et liée à une fracturation. Le dispositif dipolaire carré utilisé pour des mesures azimutales s'est révélé adapté pour appréhender des directions de fracturations

probablement drainantes, ainsi que pour approcher l'anisotropie du milieu et établir une relation avec la fissuration.

Dans un second temps, un autre contexte géographique, la région de Chotts de l'Ouest, a servi de champ d'étude et d'expérimentation :

- dans le bassin du Chott Gharbi : les résultats sous forme de cartes et de coupes ont présenté l'allure des formations aquifères de calcaires lacustres du Tertiaire, et les calcaires dolomitiques du Secondaire, ainsi que leur évolution dans deux secteurs distincts de ce bassin, et ceci en utilisant les méthodes exclusivement classiques.
- au sud du bassin du Chott Chergui, la zone comprise entre Mécheria et Naâma, est une zone limitrophe à la précédente : l'utilisation du traîné électrique conjointement aux sondages électriques a permis d'identifier et de décrire les alternances de grès, marnes et argiles du Callovo-Oxfordien-Lusitanien, plongeant avec un pendage important. Une carte synthétise les résultats d'une région affectée d'une tectonique intense.
- la zone d'El Kheiter dans le bassin du Chott Chergui, qui a fait l'objet de notre campagne de mesures de sondages Schlumberger, complétés par des sondages dipolaires.

Nous avons appliqué aux premières mesures la méthode d'interprétation de Zohdy : celle-ci a l'avantage de fournir un modèle exhaustif de couches, le traitement ayant été possible par l'application du problème direct à un modèle allant jusqu'à 30 couches.

Les cartes ont été présentées sur support d'image satellite afin de parvenir à une échelle permettant la vision de reliefs, et de positionner avec plus de précision les points de mesure relevés au GPS.

Les secondes mesures sont constituées par les mesures dipolaires.

L'argument principal en leur faveur est la diminution de câbles à dérouler pour la réalisation d'un sondage dipolaire par rapport à un sondage Schlumberger : un rapport de 0.5 pour l'équatorial et 0.64 pour le polaire. Il en découle ainsi une profondeur d'investigation supérieure.

Leur réalisation cependant nécessite de disposer d'un courant élevé, cette contrainte étant pu être surmontée par le recours au Bipôle –dipôle, exécuté en deux stations.

La première station dipolaire a permis de déterminer d'une façon caractéristique et pour une moindre élongation de câbles, une faille probable affectant les couches profondes.

Pour la seconde station, le résultat sur les paramètres de couches, avec les deux variantes équatoriale et polaire, correspond à celui fourni par un forage voisin.

Les résultats de cette expérimentation dans les champs choisis sont positifs mais modestes, car le nombre de mesures a été limité, même si notre objectif principal n'était pas d'exposer d'une façon complète les structures des couches avec toutes leurs implications hydrogéologiques. Il était plutôt de démontrer les capacités des méthodes électriques pour appréhender les problèmes d'auscultation des milieux à différentes profondeurs, et qui plus est par l'emploi de dispositifs peu usités dont on n'a pas testé à ce jour toutes les possibilités. Il est néanmoins certain que malgré ce constat, il n'est pas permis à l'heure actuelle, leur substitution entière aux dispositifs classiques. Car un regain d'intérêt incontestable pour la méthode électrique est perceptible, avec les résultats très encourageants fournis par l'imagerie électrique et l'utilisation des dispositifs multi-pôles, de même que les progrès dans le traitement des données qui font appel aux techniques récentes d'optimisation globale.

Un dernier aspect a trait à la mise en œuvre sur le terrain du sondage dipôle qui est une opération ardue et qui nécessite une organisation planifiée. Cependant, dans le cas d'une programmation de plusieurs stations, après que l'équipe acquiert les mécanismes de travail, celui ci peut se révéler très rentable.

BIBLIOGRAPHIE

Alfano L., (1980) Dipole-dipole deep geoelectric soundings over geological structures, *Geophysical Prospecting*, Vol.28, n°2

Al'pin L.M., (1950) The Theory of Dipole sounding, *Gostoptekhizdat, Moscow* (translation in Dipole methods for measuring earth conductivity, *Plenum Press, New York, 1966*)

Anderson W.L. (1995) A hybrid fast Hankel transform algorithm for electromagnetic modeling, *Geophysics*, 54

Apparao A., Sastry R.S., Sarma V.S., (1997) Depth of detection of buried resistive targets with some electrode arrays in electrical prospecting, *Geophysical Prospecting*, Vol.45

Apparao A., Roy A., (1973) Field results for direct current resistivity profiling with two-electrode array, *Geoexploration*, Vol.11, n°1

Astier J.L., (1971) Géophysique appliquée à l'Hydrogéologie, *Masson et Cie, Paris*

Augier C., (1967) Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ.Serv.Géol.Algérie*, 34

Barker R.D., (1989) Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays, *Geophysics*, Vol.54, n°8

Berdichevski M.N., Zagarmistr A.M., (1966) Methods of interpreting dipole resistivity soundings (in Dipole methods for measuring earth conductivity), *Plenum Press, New York*

Bichara M., Lakhshmanan J., (1975) Fast automatic processing of resistivity soundings, *Geophysical Prospecting*, Vol.24, n°2

Chapellier D., (2001) Cours online de Géophysique, *Université de Lausanne-Institut Français de Pétrole*

C.G.G Compagnie Générale de Géophysique (1973) Etude géophysique des inféoflux du flanc sud des Monts des Ksour – zone de Oglat Moussa

C.G.G Compagnie Générale de Géophysique (1974) Etude géophysique de la région stepmique d'El Bayadh - zone de Oglat Jaouania

Das U.C., Ghosh D.P., (1974) The determination of filter coefficients for the computation of standard curves for Dipole resistivity sounding over layered earth by linear digital filtering, *Geophysical Prospecting*, Vol.22, n°4

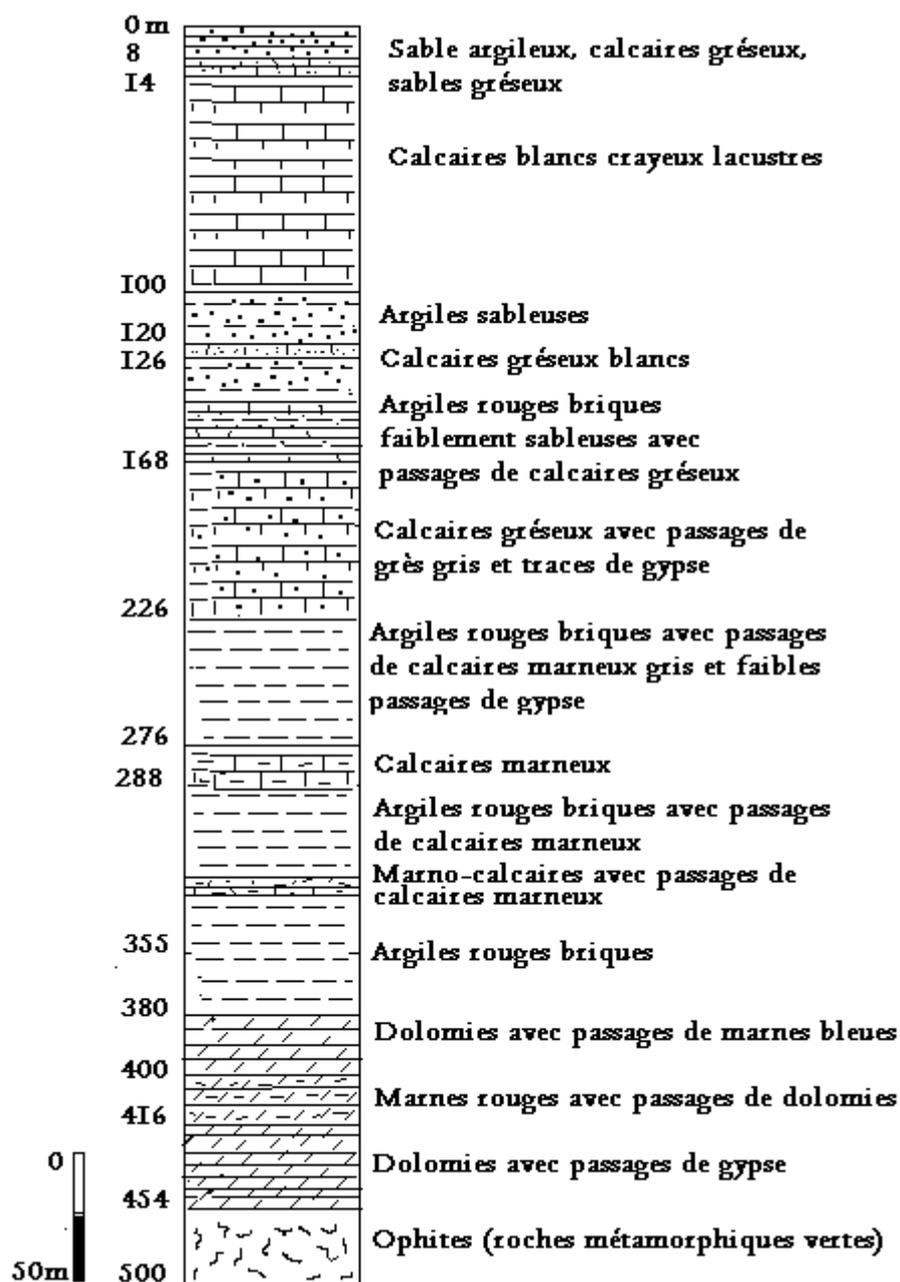
Das U.C., Ghosh D.P., Biewinga D.T., (1974) Transformation of Dipole resistivity sounding measurements over layered earth by linear digital filtering, *Geophysical Prospecting*, Vol.22

Das U.C., Verma S.K., (1980) Theory for the Bipole-dipole method of resistivity sounding, *Geophysical Prospecting*, Vol.28, n°2

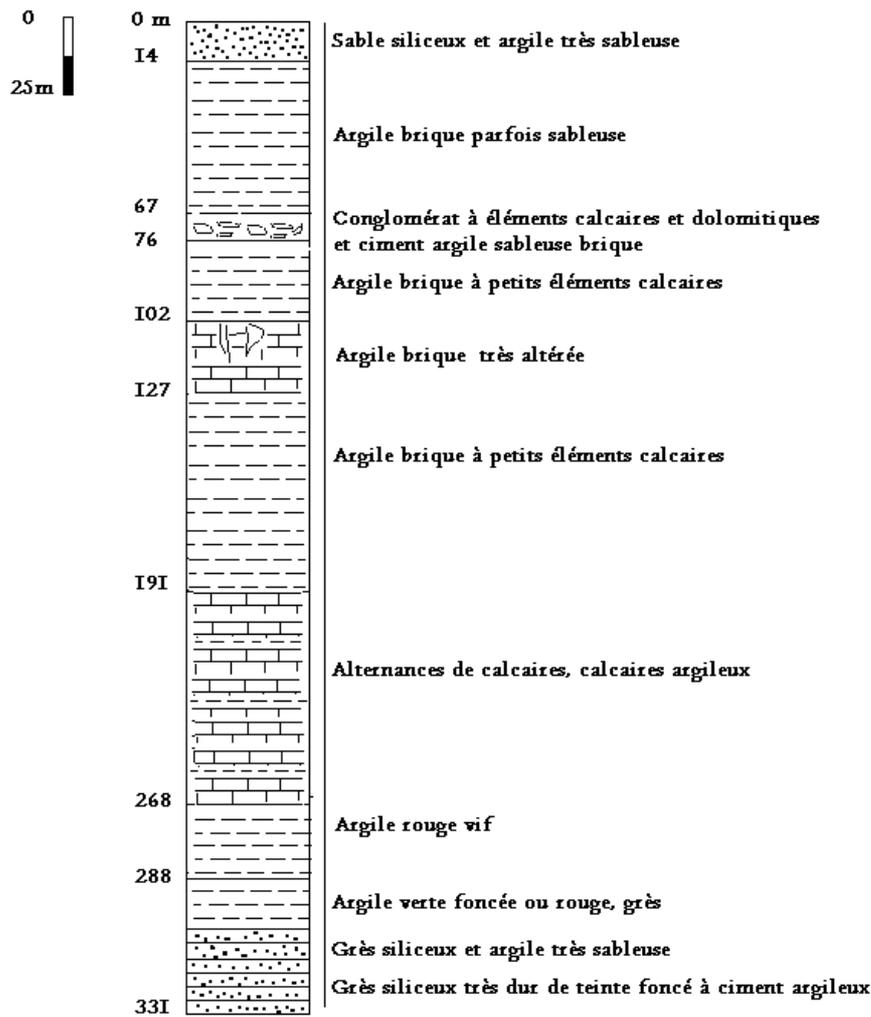
- Davis J.L., Annan A.P., (1989) Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, Vol.37
- Edwards L.S., (1977) A modified pseudosection for resistivity and IP, *Geophysics*, Vol.42, n°5
- Fernandez Martinez J.L., Garcia-Gonzalo M.E., Fernandez Alvarez J.P., Kuzma H.A. (2008) Particle Swarm Optimization (PSO): a simple and powerful algorithm family for geophysical inversion, *SEG Workshop, Las Vegas*
- G Eau Sol (BET) (2006) Etude géophysique par la method électrique- Etude d'implantation de forages d'eau dans la région sud de Marhoum(Chott Chergui)*Dhu wilaya Sidi Bel Abbès.*
- Ghosh D.P., (1971a) The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting*, Vol.19
- Ghosh D.P., (1971b) Inverse filter for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth, *Geophysical Prospecting*, Vol.19
- Greenhalgh S., Wiese T., Marescot L., (2010) Comparison of DC sensitivity patterns for anisotropic and isotropic media, *Journal of Applied Geophysics*, 70
- Habberjam G.M., (1972) Effects of anisotropy on square array measurements, *Geophysical Prospecting*, Vol.20
- Hassani M.I. (1987) Hydrogéologie d'un bassin endoréique semi aride : le bassin versant de la Grande Sebkhah d'Oran, *Thèse Doctorat 3^{ème} cycle Université de Grenoble*
- Inman J.R., Ryu J., Ward S.H. (1973) Resistivity inversion, *Geophysics*, Vol.38, n°6
- Jeannin M., (2005) Etude des processus d'instabilités des versants rocheux par prospection géophysique. Apport du Radar géologique, *Thèse Doctorat, Université J. Fourier Grenoble I*
- Johansen H.K., (1977) A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified media, *Geophysical Prospecting*, Vol.25
- Keller G.V., Frischknecht F.C., (1966) Electrical methods in geophysical prospecting, *Pergamon Press, New York*
- Kieken M., (1962) Les traits essentiels de la géologie algérienne. *Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot, Soc. Géol. Mémoire hors série*
- Koefoed O., (1970) A fast method for determining the layer distribution from the raised kernel function, *Geophysical Prospecting*, Vol.18
- Koefoed O., Ghosh D.P., Palman G.J., (1972) Computation of type curves for electromagnetic depth sounding with a horizontal transmitting coil by means of a digital linear filter, *Geophysical Prospecting*, Vol.20, n°2
- Kumar R., (1974) Direct interpretation of 2-electrode resistivity sounding, *Geophysical Prospecting*, Vol.22, n°2

- Kumar R., Das U.C., (1977) Transformation of Dipole to Schlumberger sounding curves by means of digital linear filtering, *Geophysical Prospecting*, Vol.25
- Kumar R., Das U.C., (1978) Transformation of Schlumberger apparent resistivity to Dipole apparent resistivity over layered earth by the application of digital linear filter, *Geophysical Prospecting*, Vol.26, n°2
- Kunetz G., (1966) Principles of direct current resistivity prospecting, *Gebrüder Borntraeger, Berlin*
- Lane J.W., Haeni F.P., Watson W.M., (1995) Use of a square array DC resistivity method to detect fractures in crystalline bedrock in New Hampshire, *Groundwater*, Vol.33, n°3
- Lataste J.F., (2002) Evaluation non destructive de l'état d'endommagement des ouvrages en béton armé par résistivité électrique, *Thèse Doctorat Université de Bordeaux*
- Loke M.H., Dahlin T., (2002) A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, *Journal of Applied Geophysics*, 49
- Louis P., (1989) Utilisation des méthodes électriques pour la recherche d'eau dans les aquifères discontinus, *Mémoires de la Société Géologique de France*
- Mahammed D. (1975) Application de la prospection électrique à l'étude de la salure de la nappe phréatique de la plaine d'Alsace, *Mémoire Ingénieur, Institut de Physique du Globe, Université L.Pasteur, Strasbourg*
- Mahammed D. (2005) Etude Géophysique par la méthode électrique – Etude d'implantation de forages d'eau dans la région sud de Marhoum (Chott Chergui) *Dhw Wilaya Sidi Bel Abbès*
- Mahammed D., Toubal A.C., Mansour H., Benzeguir A. (2010) Utilisation de la géophysique électrique et du géoradar pour la détection d'anomalies souterraines sur des sites de construction de l'agglomération d'Oran, *Annales des Mines et de la Géologie*, n° 44, Juin 2010,ISSN : 0330-0013, Editions du Service Géologique de Tunisie
- Mahidi M., (2001) Contribution de la géophysique à l'étude hydrogéologique du bassin de Chott el Gharbi, *Mémoire d'Ingéniorat d'état en Hydrogéologie, Dépt. Sciences de la Terre Université d'Oran*
- Mekahli L., (1998) Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Doc.Lab.Géol.Lyon*, 147
- Meunier J., (1975) L'apport des sondages à courant continu dans l'étude de la résistivité des couches profondes de la Terre. Comparaison avec des résultats magnéto-telluriques, *Thèse Doctorat es-Sciences Physiques, Université L.Pasteur Strasbourg*
- Muphti I.R., (1980) Finite difference evaluation of apparent resistivity curves, *Geophysical Prospecting*, Vol.28, n°1
- Nyman D.C., Landisman M., (1977) Ves dipole-dipole filter coefficients, *Geophysics*, Vol.42, n°5

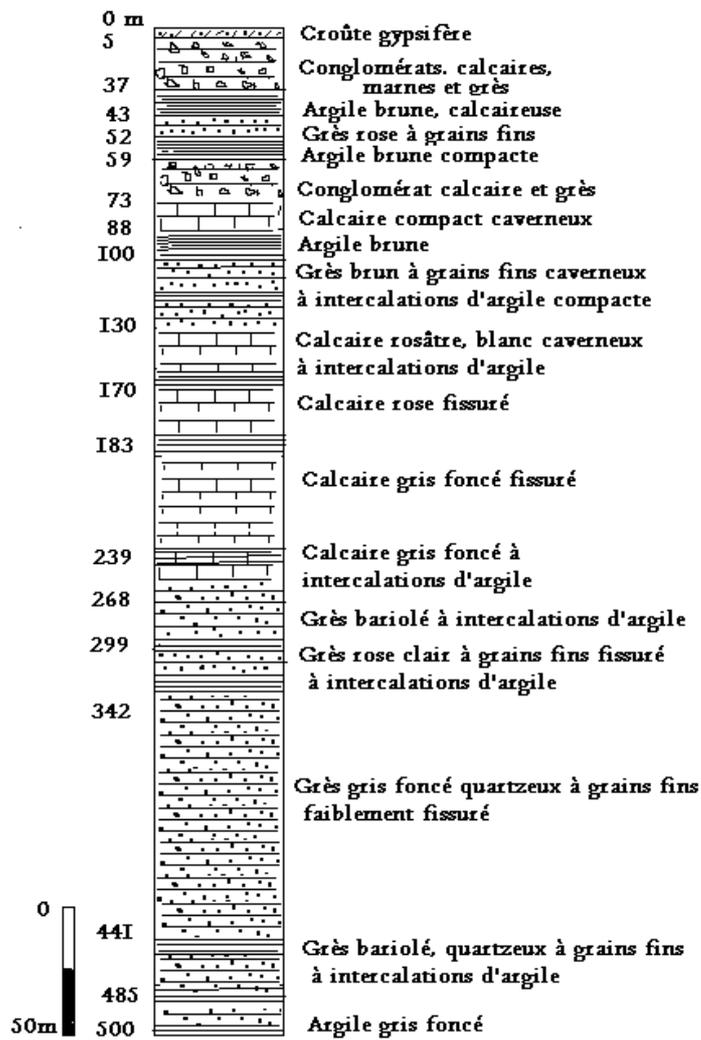
- Parkhomenko E., (1967) Electrical properties of rocks, *Monographs in Geoscience* , Plenum Press Columbia University
- Pous J., Marcuello A., Queralt P., (1987) Resistivity inversion with a priori information, *Geophysical Prospecting*, Vol.35, n°5
- Rocroi J.P., Duprat A., (1973) Applications pour l'interprétation des sondages électriques, *Geophysical Prospecting*, Vol.21
- Roy K.K., (2010) Potential theory in applied geophysics, ISBN-10: 3642091253, *Springer editor*, 675 p.
- Roy A., Apparao A., (1971) Depth of investigation in direct current methods, *Geophysics*, Vol.36, n°5
- Seara J.L., Conaway J.G., (1980) On the properties of the reciprocal geoelectric section, *Geophysical Prospecting*, Vol.28, n°1
- Surtu E.F., (1972) Computer calculation of resistivity pseudo-section of a buried spherical conductor body, *Geophysical Prospecting*, Vol.20, n°3
- Stamboul M., Issaadi A., Mahammed D., Safa A., (2005) Apport de la géophysique électrique à la connaissance du contexte géologique et structural de la perte de l'oued El Malah et du rôle des eaux infiltrées dans l'alimentation des nappes profondes sud-atlasiennes (Djebel Amour, Atlas Saharien) *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, Vol.16, n°2
- Strojexport (1972) Etude et recherche d'eau dans les steppes de la région d'El Bayadh, *Soc.Strojexport Prague*
- Szalai S., Szarka L., (2008) On the classification of surface geoelectric arrays, *Geophysical Prospecting*, Vol.56
- Taylor R.W., Fleming A.H., (1987) Characterizing Jointed systems by azimuthal resistivity surveys, *Groundwater*, vol.26, n°4
- Toubal A.C., (2004) Sur l'anisotropie des sables éoliens de Bouteldja (Nord-Est de l'Algérie), *Larhyss Journal ISSN 1112-3680*, n°3
- Watson K.A., Barker R.D. (1999) Differentiating anisotropy and lateral effects using azimuthal resistivity offset Wenner soundings, *Geophysics*, Vol.64, n°3
- Zohdy A.A.R., (1969) The use of Schlumberger and equatorial soundings in groundwater investigations near El Paso, Texas, *Geophysics*, Vol.34
- Zohdy A.A.R., (1989) A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves, *Geophysics*, Vol.54, n°2
- Zohdy A.A.R., (1975) Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves using modified Dar-Zarrouk functions, *Geological Survey Bulletin 1313-E, Washington*



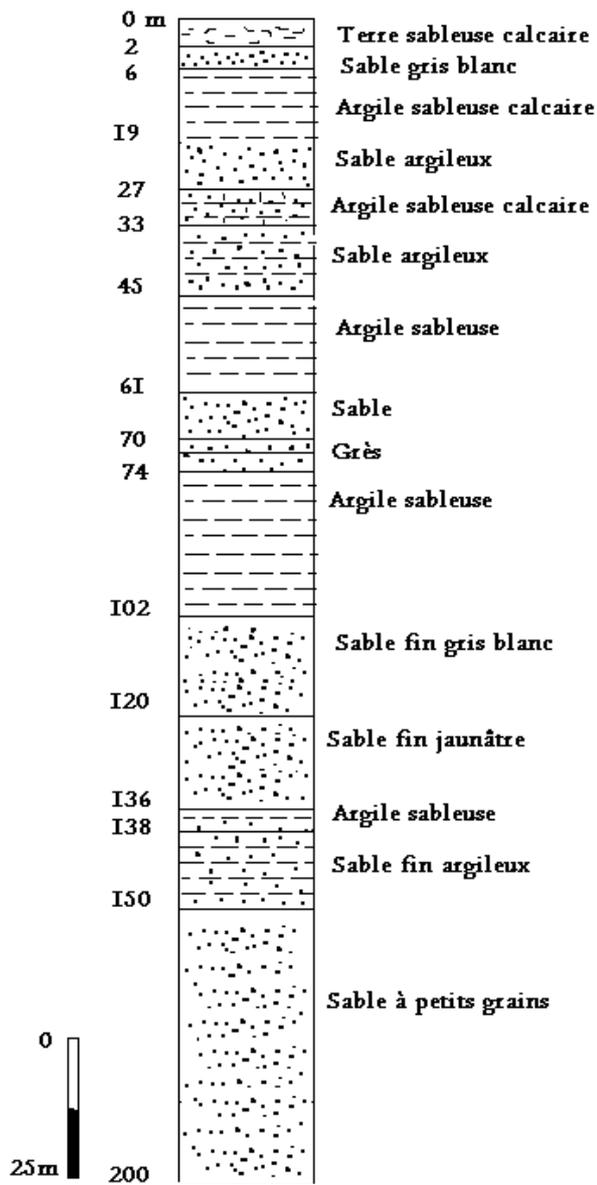
Annexe 2 : Coupe lithologique du **Forage CG2- El Kasdir** – Chott el Gharbi
(X = 127.5, Y = 354.0, Z = 1000 m)



Annexe 3 : Coupe lithologique du **Forage H33-Mekmen Ben Amar**
Chott el Gharbi (X = 181.8, Y = 351.9, Z = 1040m)



Annexe 4 : Coupe lithologique du **Forage Abdelmoula 95**
Chott el Gharbi (X = 158.0, Y = 374.2, Z = 1095m)



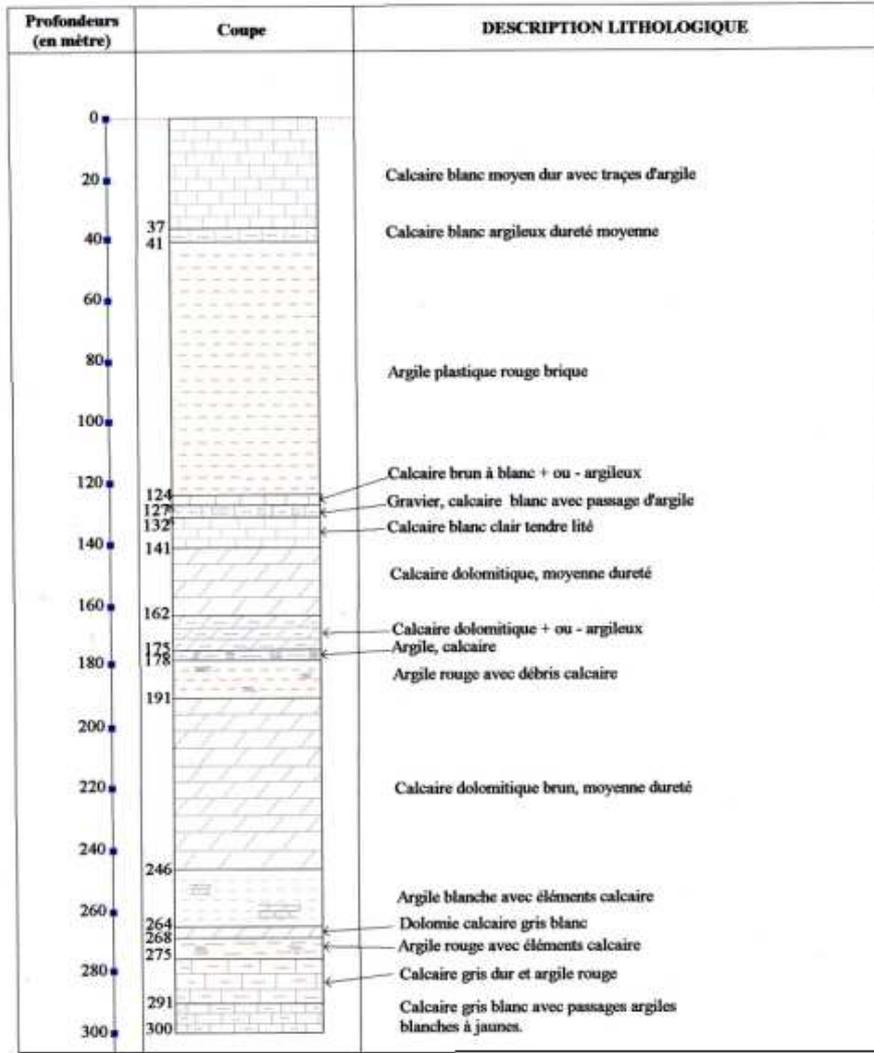
Annexe 5 : Coupe lithologique du **Forage E10 bis Mekmen Ben Amar**
Chott el Gharbi (X = 150.4, Y = 359.58)

**Log Lithologique du forage
(CHOTT CHERGUI 2)**

SONDAGE : CHOTT CHERGUI 2

Carte: El-Madani N° 389 au 1/50000
Date des travaux: 15/05/91 au 06/07/91
Echelle de la coupe: 1/20.00

Long : X : 254600
Lat : Y : 408100 Z : 1044



Annexe 6 : Log lithologique du forage Chott Chergui 2 (CC - 2)

Log Lithologique du forage
CHOTT CHERGUI 3

SONDAGE : CHOTT CHERGUI 3

Carte: El-Madani N° 389 au 1/50000

Date des travaux: 16/07/91 au 22/08/91

Echelle de la coupe: 1/20.00

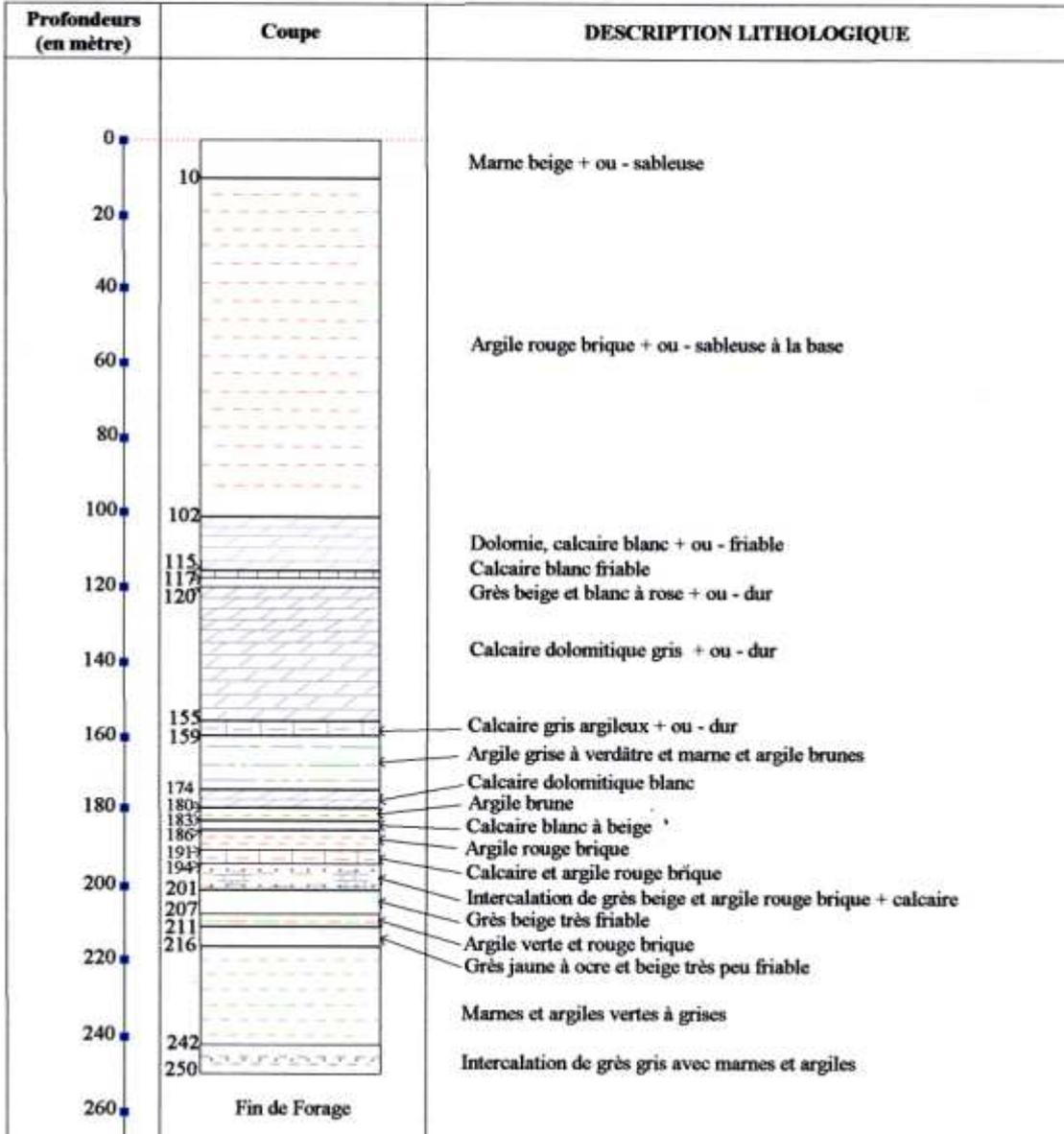
Long :

X : 250500

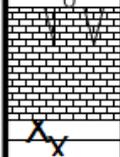
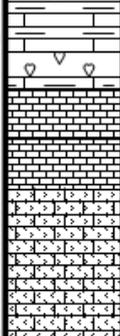
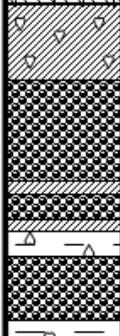
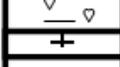
Z : 1000

Lat :

Y : 402400



Annexe 7 : Log lithologique du forage Chott Chergui 3 (CC – 3)

Prof	Coupe	Faciès	Age
0		Mamo-calcaire et argile bricole Argile Galets calcaires et rognons siliceux	Quaternaire et Tertiaire
100		Calcaire blanc à pâte fine parfois crayeux détritique altéré à sa partie supérieure Brèche calcaire à ciment argileux	Sénonien
200		Mame gris et calcaire argileux souvent rubéfiés Argile gris vert et calcaire argileux gris à gypse en filonnets Dolomie et calcaire dolomitique Calcaire gris parfois argileux ou détritique et niveau argileux Dolomies cristallines grises ou rosés fracturées	Bathonien Bajocien Aalénien
500		Gypse massif souvent argileux à intercalation de grès argileux ou d'argile mameuse de 537 à 550 Chlorure de sodium souvent bien cristallisé et argile détritique ou grès argileux rouge vif. Sulfo-carbonate Chlorure de sodium massif et Basalte à nodules de Cl Gypse massif finement lité Chlorure de sodium gris	Jurassique Inférieur et Trias
800		Argile brique foncée Granite	Socle

Annexe 8 : Coupe lithologique du Forage F 34,
(X = 327,25 Y = 431,05) Bassin du Chott Chergui

```

C:\ C:\DJILLAL\GW BASIC.EXE
2 REM Calcul courbe Bipole-dipole polaire
3 REM abscisses sont s(i)
5 DIM S(50),L(50),B(100),R(50)
10 DATA 1,1.5,2,3,4,5,6,7,8,9,10,13,15,18,20,25,30,35,40,45,50,55,60,70,80,100
20 DATA 130,150,180,200,250,270,300,350,400,500,600,700,800,900,1000
50 FOR I=1 TO 41
60 READ S(I)
70 NEXT I
80 DATA .2,.5,.5,.5,.5,.5,1,1,1,1,1,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,5,5,5,5,5,10,10,10,10,10
90 DATA 25,25,25,25,25,50,50,50,50,50,100,100,100,100,100
110 FOR I= 1 TO 41
120 READ L(I)
130 NEXT I
140 DATA 25,25.002,25.001,25.01,25.004,25.018,25.018,25.05,25.05,25.1,25.1,25.19
,25.15
142 DATA 25.4,25.27,25.55,25.4,25.8,25.55,26.07,25.8,26.35,26.25,28.2,26.9,29.3,
28.2,31.2,32.2
144 DATA 29.3,35.0,32.2,34,40.5,36.8,43.2,40.5,44.5,43.2,47.5,44.5,49,44.5
146 DATA 52,47.5,52.9,50,55,52.9,56,56,59.5,59,67,61.8,70,67,78,71,81,81,90,80
148 DATA 102,86,109,98,115,109,124,124,138,134,157,145,164,157,173,164,180.8,173
,186
200 FOR I= 1 TO 82
210 READ B(I)
220 NEXT I
225 J=1
230 FOR I=1 TO 41
240 S1= S(I)-L(I)
250 S2= S(I)+L(I)
260 R(I)= (( S2^2)*B(J)-(S1^2)*B(J+1))/((4*S(I)*L(I)))
270 J=J+2
271 NEXT I
300 END
Ok
LIST 2RUN< 3LOAD" 4SAUE" 5CONT< 6,"LPT1 7TRON< 8TROFF< 9KEY 0SCREEN

```

Annexe 9: Programme de calcul de la courbe du sondage Bipôle-dipôle polaire BDP-1

Annexe 10 :

Sondages électriques de la région au Nord d'El -Kheiter (Bassin de Chott Chergui) : valeurs brutes des résistivités apparentes en fonction de l'élongation AB/2.

Secteur de TIDJERHT

AB/2	A1	A2	A3	B1	B2	B3	C1	C2	C3
9	18.3	-	7.0	-	-	90	45.4	75.2	35
15	22.5	27	8.5	-	105	140.5	34.6	91.4	40.4
25	29	36.5	15	141	160	160.2	51.2	76.6	44.8
40	33	39.2	20	125	180.5	130	76.2	63.7	54.7
65	43.5	56.3	25.3	90.5	222	120	82.1	72	62.9
65	53.2	42.2	33.2	102.7	190.2	90	53.4	-	-
100	57.1	58.7	31	62.3	91.4	100.4	82.5	82	71.4
150	53.1	55.7	34.6	90.4	110.4	100	92.3	85	75
225	61	62	55.1	95.7	118.1	125.4	105	95.4	85.2
225	75.3	71.8	47.5	82.1	98.6	100.7	94.8	110	81.4
325	84.2	86.5	62	110	90.4	140.6	102.1	115.7	94
500	110	102	82.9	124.5	122	120.9	126.3	144.2	110
750	112	119	105	120.7	110.4	170	129	163	135
750	120.9	131.2	85.4	105.2	105.7	136.8	138.7	-	122.4
1000	190	130	125.5	120	120	181.5	162.2	184.7	145
λ	0°3'36''w	0°3'28''w	0°3'6''w	0°3'20''w	0°3'18''w	0°3'14''w	0°2'57''w	0°2'53''w	0°2'45''w
Φ	34°11'52''w	34°11'42''	34°11'23''	34°12'57''	34°12'37''	34°12'31''	34°12'49''	34°12'39''	34°12'27''
Z(m)	1034	1027	999	1039	1036	1036	1038	1037	1036
AB/2	D1	D2	D3	D4	D5	D6			
9	170.8	55.8	-	42.1	-	20			
15	102.5	61.4	53	37.7	51.7	24.6			
25	85.2	82.3	72.3	52.8	47.2	-			
40	93.7	112.8	103.5	59.4	53.9	52			

65	111.5	148.7	131.4	72.3	64.7	64.3
65	115.8	154.4	127.4	68.6	67.1	66.3
100	122	161	147	71	62	59
150	124.6	133.7	134.8	68.1	57	53.4
225	101.8	129.1	113	64.2	59.2	54.1
225	98.4	130.7	114.9	70.4	63.4	53.8
325	125	122.8	108	71.5	63	61
500	152	140	111	80	72.5	91.5
750	187.4	164.9	141	104	84.2	95.5
750	178.6	157.1	128	-	86.4	107.2
1000	202	191	154.7	204	124	95
Λ	0°2'40''w	0°2'36''w	0°2'24''w	0°2'17''w	0°2'11''w	0°1'51''w
Φ	34°13'9''	34°12'53''	34°12'38''	34°12'24''	34°12'13''	34°12'5''
Z (m)	1039	1034	1036	1032	1032	1029

Secteur de MAAMOURA

$AB/2$	A1	A2	AA1	B1	B2	B3	BB2	C1	C2
15	27.8	9.1	14	17.1	4.5	2.9	4.2	13	3.7
25	32.6	10.3	18.5	22.2	5.5	3.7	8	19.8	13.6
40	43	13.3	19.7	27.2	6.2	4.1	8.5	24.1	14.9
65	50.5	17.9	36.3	36.3	9.5	5.9	11.1	30.2	21.4
65	45.4	19.2	24.9	35.2	9	4.5	11.5	31.9	18.9
100	52.3	24.6	36.5	37.3	12.3	9	10.9	42.2	24.3
150	58.1	30.6	44.9	40.9	14.5	13.4	12.4	51.4	32.1
225	64.5	29.5	43.5	44.1	14.1	17.1	22.5	63.1	37.8
225	59.5	37.6	46.6	49.7	14.6	17.9	20.8	62.3	37.4
325	76.6	50.2	56	62.5	17.3	24.7	27	83.4	54.3
500	83.8	64.4	74.5	73.2	38.7	39	35.4	111.8	69.2
750	113.4	-	-	95.1	60.1	-	57		89.4
1000	-	-	-	-	90	-	80		-
λ	0°2'16''w	0°2'11''w	0°2'2''w	0°1'42''w	0°1'46''w	0°1'30''w	0°1'27''w	0°1'19''w	0°1'2''w

Φ	34°11'40''	34°11'26''	34°11'34''	34°11'45''	34°11'31''	34°11'19''	34°11'33''	34°11'47''	34°11'34''
Z (m)	1007	993	1000	1009	997	990	997	1004	999
$AB/2$	C3	C4	D1	D2	D3	D4	D5	DD1	DD2
15	3	2.9	18.1	10.9	6.4	2.9	1.7	23.1	4.6
25	3.2	3.1	19.9	12.7	9.8	4.1	3.5	35.7	7.2
40	5	5.3	22.4	14.2	11.7	6.8	4.3	40.2	9.8
65	8	7.8	23.4	20.9	17.7	9.3	7.2	42.4	14.4
65	8.5	6.9	23.2	20.9	16.7	9.8	6.5	40.9	16.3
100	14	13.4	28.9	27	26.2	13.3	9.9	51.2	23.8
150	17	16.2	37.7	37	31	20.2	13.7	57.1	32.2
225	28	25.4	44.1	48.5	37.6	32.4	20.4	71.8	40.4
225	26	25.8	40.7	47.2	39.2	30.8	14.7	73.5	47.7
325	38	39.8	62.1	54.2	53.8	44.8	28.1	96.0	68.7
500	55	47.3	90.4	83.3	83.2	55.2	44.1	115.3	97.4
750	-	-	-	-	-	81	62.7	141.6	114.2
750	-	-	-	-	-	83.4	-	-	-
1000	-	-	-	-	-	98	-	-	-
Λ	0°0'55''w	0°0'49''w	0°0'37''w	0°0'33''w	0°0'24''w	0°0'8''w	0°0'23''E	0°0'20''w	0°0'2''w
Φ	34°11'22''	34°11'6''	34°11'59''	34°11'44''	34°11'30''	34°11'21''	34°11'1''	34°12'6''	34°11'53''
Z (m)	994	989	1013	1001	998	997	992	1011	997
$AB/2$	DD3	DD4	E1	E2	E3	E4	E5	F1	F2
15	3.9	1.9	19	21.9	19.9	5.7	2.6	18.4	15.2
25	4.6	3.2	30.6	28.1	20.7	7.1	4.4	27.9	27.3
40	4.7	5.1	37.3	31.6	36.3	9.7	5.5	25.1	28.7
65	7	6.5	46.6	40.4	39.8	16.6	8.4	34.3	32.3

65	7.2	6.3	43.5	35.9	40.1	15.3	7.7	31.4	30.9
100	10.4	10.3	54.9	48.8	49.5	21.6	12.4	43.2	28.1
150	14.5	15.9	59.6	54.6	62.1	25.8	18.1	54.3	28
225	20	22.5	70.1	68.7	72.2	36.9	26.9	66.1	40.8
225	25.6	21.7	70.8	71.9	65.9	58.5	28	71.6	42.6
325	38.4	35.6	96.9	93.2	90.1	82.9	42.9	103.8	79.5
500	59.9	56.8	116.5	124.9	118	113.6	63.4	148.2	110
750	68.7	-	-	139.7	-	129.1	74.9	167.1	130
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
λ	0°0'6"E	0°0'21"E	0°0'8"E	0°0'10"E	0°0'25"E	0°0'25"E	0°0'27"E	0°0'25"E	0°0'30"E
φ	34°11'37"	34°11'23"	34°12'20"	34°12'0"	34°11'56"	34°11'44"	34°11'33"	34°12'27"	34°12'5"
Z (m)	990	993	1013	999	996	994	993	1015	1002
$AB/2$	F3	G1	G2	G3	G4				
15	7.3	20.2	20.9	35.2	5.5				
25	11.7	25.4	18.3	27.4	8				
40	13.7	27.4	18.4	30.5	10.5				
65	19.6	40.3	25.4	38.5	15.9				
65	17.3	35.6	27.4	37	13.7				
100	24.7	41.8	35.1	42.9	22.2				
150	34.6	53.1	40.8	54	26.5				
225	42.9	62.8	59.1	68.4	38.9				
225	41.7	73.4	58.3	67.3	32.5				
325	57.9	84.7	70	90.1	44.2				
500	76.2	101.2	73.2	117.8	62.1				
750	-	125	96.1	151.8	83.6				
750	-	-	-	176.2	-				
1000	-	-	-	-	-				
λ	0°0'41"E	0°0'29"E	0°0'39"E	0°0'43"E	0°0'55"E				
φ	34°11'50"	34°12'39"	34°12'24"	34°12'6"	34°11'54"				
Z (m)	997	1015	1003	1002	999				

Secteur de MKAM SIDI KHALIFA

<i>AB/2</i>	A1	A2	A3	A4	A5	B1	B2	B3	B4
15	105	73.2	59.2	67.6	69.8	109.8	104.8	45.2	75.4
25	135	88.9	69.3	73.8	83.5	121.4	109.4	55.1	69.7
40	150	101.3	73.8	77.7	84	153.1	134.2	62.7	43.9
65	162.8	107.4	66.9	72.3	95.9	165.2	149.3	54.2	37.8
65	164.7	113.6	62.3	73.7	97.2	157.4	150.8	57.6	43.5
100	150.2	120.4	50.3	80.7	109.4	152.3	174	48.3	54.1
150	128	134.6	56.2	78.8	85.6	124.2	182.6	50.9	63.2
225	107.5	179.1	92.5	64.4	92.4	110	158.7	75.2	84.9
225	110.7	290.6	90.4	92.5	97.3	98.7	148.2	70.1	87
325	118.2	270.4	120.4	114.7	123	95	151.3	105	116.8
500	134.5	-	160.5	136.9	150.4	122.8	205.1	124.8	141
750	-	-	187.9	-	169.5	141.5	224.5	138.7	154.3
750	-	-	-	-	172.8	135.8	217.1	145.1	167.1
1000	-	-	193	-	177.1	177.1	304	172.4	181.5
λ	0°1'23''w	0°1'16''w	0°1'4''w	0°0'54''w	0°0'48''w	0°1'11''w	0°1'3''w	0°0'45''w	0°0'34''w
φ	34°13'3''	34°12'57''	34°12'42''	34°12'28''	34°12'14''	34°13'21''	34°13'6''	34°12'53''	34°12'39''
Z (m)	1035	1029	1018	1014	1011	1040	1037	1033	1033
<i>AB/2</i>	B5	C1	C2	C3	C4	C5	D1	D2	D3
15	59.4	104.6	105.4	74.5	107.8	61.8	95.3	73.8	60.5
25	72.9	149.7	141.2	109.8	135	107.4	114.7	81.2	64.6
40	65.2	182	173.4	124.4	145.2	141.5	149.3	97.6	66.5
65	54.6	219.1	208.5	148.9	161.4	175.9	154.1	114.9	62.9
65	46.2	210.3	201.2	151.7	165.4	181.7	161.7	123.5	70.2
100	41	203.5	201.4	169.8	157.9	184.8	149.2	122.8	49.7
150	40.9	130.3	133.6	111.7	108.5	122.8	131.5	109.1	55.2
225	52.8	86.4	95.4	88	81.3	89.6	114.9	99.5	72.8
225	55.4	99.8	93.2	85.1	77.5	79.9	117	105.1	69
325	75.1	142.5	109.6	103.5	88.3	97.9	126.2	112.8	96.5
500	91.3	170.7	140.7	133.7	111.8	126.1	140.1	128.3	121
750	104.7	-	161.1	149.7	123.5	140	153.9	141.2	130
750	95.8	-	-	-	112.4	162.5	165.2	165.1	138.7
1000	122.4	-	-	170	-	166.7	172.4	159.7	135
λ	0°0'22''w	0°1'6''w	0°0'54''w	0°0'33''w	0°0'22''w	0°0'8''w	0°0'42''w	0°0'34''w	0°0'18''w
φ	34°12'23''	34°13'26''	34°13'11''	34°13'01''	34°12'44''	34°12'34''	34°13'42''	34°13'30''	34°13'15''
Z (m)	1024	1039	1036	1036	1034	1024	1040	1038	1036
<i>AB/2</i>	D4	D5	E1	E2	E3	E4	E5		
15	73.9	81.8	103.8	93	67.8	202.3	59.7		
25	96.1	98.9	153.3	117.5	98.8	200.5	92.3		
40	99.1	108.9	165.5	140.2	118	154.1	112.1		
65	75.2	94.5	150.3	134.5	103.4	130.6	145.7		
65	77.3	98.5	151.4	123.1	136.2	149.7	159.6		
100	49.1	64.1	121.3	106.9	85.1	90.5	138.8		

150	51.9	59.2	83.8	82.6	64.9	76.2	116		
225	68.9	74.1	72.9	72.6	59.7	81.3	116.3		
225	75.1	75.6	73.7	73.5	56.2	87.4	90.8		
325	91.2	102	88.5	79.7	62.2	101.3	121.5		
500	119.3	113.2	120.4	96.4	81.3	119	148.1		
750	125	135.4	-	120.5	101.5	-	176.3		
750	117.5	140.9	-	115.8	-	-	-		
1000	140	170.8	-	142.1	-	-	-		
λ	0°0'7''w	0°0'10''E	0°0'31''w	0°0'21''w	0°0'12''w	0°0'0''	0°0'9''E		
ϕ	34°13'0''	34°12'42''	34°13'53''	34°13'39''	34°13'25''	34°13'9''	34°12'52''		
Z (m)	1032	1029	1040	1037	1036	1033	1030		

