

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

University Kasdi Merbah
Ouargla



جامعة قاصدي مرباح ورقلة

Faculté des Hydrocarbure, des Energies renouvelables
et Sciences de la Terre
Département des Sciences de la Terre

Thèse

En vue de l'obtention du diplôme de

Doctorat en sciences

Option

Géologie

Identification Géologique Géophysique et Hydrogéologiques des cavités karstiques au Sahara Algérien

Soutenu le : **07/10/2017**

Par

Melouah Oualid

Directeur de thèse : Zeddouri Aziez Professeur

UKM Ouargla

Devant le jury :

Président : Hacini Messoud Professeur

UKM Ouargla

Examineurs : Djeddi Mouhamed Professeur

USTHB Alger

Baali Fethi Professeur

UAT Tébessa

Année 2017

Sommaire :

Remercîment

Résumé (Arabe, Anglais, Français)

Liste des Figures

Liste des Tableaux

Introduction General.....1

Chapitre I : Présentation général des karsts et des systèmes karstique

I-1.La Karstification.....3

I-1-1.Etymologie.....3

I-1-2.Définition et Principe.....3

I-1-3.Notion de Pseudokarst4

I-2.Facteurs influençant le phénomène de karstification.....5

I-2-1.Le potentiel de la karstification.....5

I-2-2.Niveau de base du système karstique6

I-2-3.Influence de l'hyper-eustatisme sur la Karstogénèse.....7

I-3.Architecture d'un Karst.....7

I-3-1.L'epikarst.....8

I-3-2.L'endokarst8

I-4-2-1.La Zone Non Saturée8

I-4-2-2.La Zone Noyée.....9

I-4.La Géomorphologie Karstique10

I-4-1.Les Doline.....10

I-4-2.Les poljés.....10

I-4-3.Les avens et les valles aveugles.....11

I-5. Les différentes classifications des karsts.....11

I-5.1. En fonction de la nature de l'impluvium.....11

I-5.2. Selon le processus de genèse (karstogénèse).....12

I-5.3. En fonction de la Lithologie12

I-5.4. En fonction des conditions climatiques.....13

I-5.5. En fonction des facteurs tecto-génétiques.....13

I-5.6. En fonction des conditions génétiques de la spéléogénèse et des cavités.....14

I-5.7. En fonction de la position du drain principal14

I-6) Condition de la recharge des nappes souterraines dans les zones arides et semi arides.....15

I-7.les karsts des zones arides et semi arides.....	18
I-7-1.Désert des états unis (Texas)	18
I-7-2.Arabie saoudite.....	19
I-8.Les karsts en Algérien.....	19
I-8-1.Nord de l'Algérie.....	19
I-8-1-1.Karst hydrothermal du Constantinois.....	19
I-8-1-2 Karst de Djurjura.....	20
I-8-2.Plates formes sahariennes	22
I-8-2-1 Rocher de Sel (Djelfa)	22
I-8-2-2 Plateau de Larbaa (entre Laghouat et Djelfa)	22
<u>Chapitre II : Méthodologie d'étude des systèmes Karstiques</u>	
Introduction.....	24
II-1-Synthèse des méthodes d'étude des systèmes karstiques	24
II-2-Méthodes adoptées pour la mise en évidence des karsts dans les régions sahariennes.....	25
II-2-1-Cartographie géomorphologique par les images satellitaires.....	25
II-2-2-Méthodes géophysiques.....	26
II-2-3-Méthodes hydrogéologiques et hydrodynamiques.....	27
II-2-4-Les données de forages.....	28
II-2-5. Simulation expérimentale du taux de dissolution.....	28
II-3-Modèle proposé pour l'étude des karsts dans les régions arides et semi arides.....	29
II-4-Méthodologie proposée pour l'étude des karsts du Nord du Sahara algérien.....	31
<u>Chapitre III : Cadre géologique et Hydrogéologique</u>	
Introduction.....	32
III-1.Cadre géologique et litho-stratigraphique régionale.....	32
III-1.1.Le Trias.....	33
III-1.2.Le Jurassique inférieur et moyen (Lias-Dogger)	33
III-1.3.Le Crétacé inférieur.....	34
III-1.4.Le Crétacé supérieur.....	35
III-1.4.Le Tertiaire continental.....	36
III-1.6. Le Plio-Quaternaire.....	36
III-2. Cadre Tectonique Régional.....	37
III-3. Cadre géologique local.....	38
III-4.Hydrogéologie.....	43

Chapitre IV : Prospection Géophysique

IV-1-Apport des méthodes géophysiques à l'étude des systèmes karstiques.....	46
IV-2-Prospection géophysique par gravimétrie.....	49
IV-2-1-Rappels théoriques.....	49
IV-2-1-1-Principe de la méthode gravimétrique.....	49
IV-2-1-2-signification de l'Anomalie de Bouguer.....	49
IV-2-2-Généralités sur les cartes gravimétriques.....	50
IV-2-2-1 La carte de l'anomalie résiduelle.....	50
IV-2-2-2 Le Gradient horizontal.....	51
IV-2-2-3 La Déconvolution d'Euler.....	52
IV-2-3-Résultats.....	53
IV-2-3-1-Carte des anomalies résiduelles du Nord du Sahara Algérien.....	53
IV-2-3-2-Carte du gradient horizontal.....	56
IV-2-3-3-Care des solutions d'Euler.....	63
- Choix des paramètres de la déconvolution.....	63
- Adaptation des solutions d'Euler aux besoins de la thématique.....	64
IV-2-4-Détermination du pendage par le prolongement vers le haut et la Déconvolution d'Euler	
IV-2-5-Analyse structural.....	68
IV-3- Sondages électriques verticaux.....	71
IV-3-1-objectif de la campagne d'acquisition par sondages électriques.....	71
IV-3-2-Principe du Sondage Electric vertical (SEV).....	72
IV-3-3-Profil de résistivité.....	72
IV-3-4-Réalisation et interprétation des sondages électriques.....	73
IV-3-5-Résultats :.....	76
IV-3-5-1- Implantation des mesures.....	76
IV-3-5-2- Bouzbair.....	77
IV-3-5-3- Hassi Delaa.....	79
IV-3-5-4- Oued El Hammar.....	82
IV-3-5-5- Oued Zegrir.....	84
IV-3-5-6- synthèse des résultats des sondages électriques.....	87
IV-4-Etude des dolines et des effondrements par les méthodes géophysique de subsurface	88
IV-5- Tomographie de résistivité électrique 2D.....	89

IV-5-1-Principe de la mesure.....	89
IV-5-2-Caractéristiques instrumentales des dispositifs de mesures.....	90
IV-5-2-1- La configuration Wenner.....	90
IV-5-2-2- La configuration Wenner-Schlumberger.....	90
IV-5-2-3- La configuration Dipole-Dipole	91
IV-5-3-Interprétation des pseudos sections et modèles de résistivité.....	92
IV-5-3-1-Définition d'une pseudo section.....	92
IV-5-3-2-Concept d'inversion en géophysique	94
IV-5-3-3-Méthodologie de l'inversion	94
IV-5-3-4-Pseudo section calculée	95
IV-5-4-Résultats de l'investigation par tomographie électrique 2D.....	96
IV-5-4-1-Description du dispositif d'acquisition	101
IV-5-4-2-Implantation des mesures.....	101
IV-5-4-3-Présentation des résultats.....	101
IV-5-4-4-Interprétation des résultats	107
IV-6-Radar Géologique.....	112
IV-6-1-Fonctionnement.....	112
IV-6-1-1-Profondeur d'investigation du géoradar.....	113
IV-6-1-2-Vitesse de propagation.....	115
IV-6-2-Résultats	
IV-6.2.1. Critère technique du Matériel employé.....	117
IV-6.2.2. Implantation des profils et profondeurs d'investigation.....	117
IV-6-2-3-le traitement des données.....	117
IV-6-3-4-Interprétation des Radargrammes.....	117
IV-6-3-Synthèse des résultats obtenu par Tomographie électrique 2D et Géoradar.....	126
<u>Chapitre V : Télédétection et prospection Hydrochimiques</u>	
V-1-Télédétection Spatiale.....	128
V-1-1-Principe de la Télédétection.....	129
V-1-2-La réponse spectrale.....	129
V-1-3-Caractéristiques des capteurs Landsat 8 OLI.....	129
V-1-4-Résultats.....	129
V-1-4-1-Corrélation entre les bandes spectrales et choix des ratios.....	132
V-1-4-2-Analyse en composantes Principales.....	134
V-1-4-3-Adaptation des résultats aux données de terrain.....	135

V-1-4-4-Classification Non supervisé.....	136
V-1-4-5-Classification supervisé.....	138
V-1-4-6-Carte Lithologique de la zone d'étude.....	142
V-1-4-7-Extraction Automatique des Linéaments sur Landsat8 OLI.....	147
V-2-Hydrochimie.....	156
V-2-1-Distribution de la conductivité électrique.....	157
V-2-2-Distribution des Résidus secs.....	158
V-2-3-Carte des concentrations du Calcium.....	158
V-2-4-Carte des concentrations du Magnésium.....	159
V-2-5-Carte des concentrations du sodium.....	159
V-2-6-Carte des concentrations du chlore.....	160
V-2-7-Carte des concentrations des sulfates.....	160
V-2-8-Carte en Isobathes et Isopaques du sénonien carbonaté.....	160
V-2-9-Etude statistiques des paramètres Physico-chimique du Sénonien carbonatée de la région d'Oued Righ-Ouargla.....	163
V-2-10-Les Processus Géochimiques.....	163
V-2-11-Matrice de Corrélation.....	166
V-2-12-Analyse en composante Principale.....	169
V-2-13- Réseau de neurone Artificiel.....	174
V-2-13-1-Etablissement du modèle.....	174
V-2-13-2-Calibration et vérification du modèle.....	175
V-2-13-3-Calibration et vérification du modèle Résultats et discussion.....	175
<u>Chapitre VI : Localisation des karsts au Nord du Sahara Algérien et Caractéristiques géologique et hydrogéologiques</u>	
VI-1- Apport des données de forage et de diagraphie	180
VI-1-1-Morphologie superficielle.....	187
VI-1-1-1- Les Dayas.....	187
VI-1-1-2- Les avénes.....	191
VI-1-1-3- Les bétouires et les cavités.....	194
VI-1-2- Organisation du Karst dans le Nord du Sahara Algérien.....	198
VI-1-2-1-L'epikarst.....	198
VI-1-2-2-L'endokarst.....	198
VI-2- Mécanisme de la recharge.....	199
VI-3-Classification du karst au Nord du Sahara Algerien.....	202

VI-4- Fonctionnement du karst dans le Nord du Sahara Algérien.....	206
VI-4-1-model karstique dans la zone de Laghouat-Djelfa (pays des dayas)	206
VI-4-2-model karstique dans la zone de Ouargla-Hadjira-Berkaoui.....	207
Conclusion Générale.....	211
Bibliographie.....	215

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tien à remercier chaleureusement **M Zedouri Abd El Aziz** pour la qualité de son encadrement, pour ses nombreux conseils et sa disponibilité. Je le remercie pour sa confiance et son soutien sans faille tout au long de ce travail.

Mes respects vont aussi aux membres du jury qui nous ont fait l'honneur de juger ce travail.

Je témoigne aussi toute ma gratitude à ceux qui m'ont apporté leur aide, pour leur Sympathie, leur compétence, mais aussi pour les moyens techniques mis à ma disposition. Ces remerciements s'adressent tout spécialement a **M Djedi Mouhamed** directeur de laboratoire de géophysique USTHB Bab Ezouar et a **Ben Hmida slimane** chef service dans l'ANRH Ouargla **M Ben Abd Rahman N.D** Chef département essais spéciaux a **LTPS Ghardaïa** ainsi qu'a tout le staff technique des ces établissements.

Mes sincères remerciements vont également à tous ceux qui nous ont aidés à Guerrara, particulièrement à mon cher frère **M. Ben Oumer. A.R**

Je remercie à la même occasion tout les enseignants de la faculté des sciences de l'ingénieur à l'université d'Ouargla ainsi que tous mes amis

Enfin, que tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce modeste travail trouvent ici l'expression de mes remerciements les plus sincères.

Résumé :

L'étude de la karstification nécessite la bonne connaissance de la géologie et des facteurs influençant l'évolution du phénomène. Cette étude menée dans la partie Nord du Sahara algérien vise la classification des karsts observés selon leur genèse. La première étape de ce travail est l'élaboration d'un modèle structural de la zone d'étude en utilisant des techniques de traitement des données gravimétriques. L'étape suivante est l'étude de l'exokarst par recensement des formes géomorphologiques liées au phénomène nommées localement les Dayas ; ces édifices sont la manifestation en subsurface du réseau karstique couvert par les formations récentes. La carte structurale élaborée a permis d'identifier plusieurs orientations principales de direction **N120°-130°**, **N150-160°**, **N90°-100°**. Les méthodes utilisées pour atteindre cet objectif sont la technique des gradients dans laquelle les maxima du gradient horizontal permettent la localisation des linéaments gravimétriques et la déconvolution d'Euler permettant la détermination des profondeurs des anomalies gravimétriques.

La reconnaissance géophysique à Echelle réduite a permis d'avoir plus de détail sur la nature des formations qui colmate le réseau souterrain, la tomographie électrique 2D et le Géoradar sont les techniques les plus efficaces pour atteindre ces objectifs.

L'étude morpho-métriques des dolines a permis de déterminer l'origine de celle-ci attribuée à l'activité tectonique qui a affecté la région.

Les schémas fonctionnelle des karsts saharien a contribue a la la compréhension du mécanisme du transfert hydrogéologiques entre les nappes.

Abstract:

The study of karstification requires a good knowledge of the geology and the factors influencing the evolution of the phenomenon. This study conducted in the northern part of the Algerian Sahara aims at the classification of karsts observed according to their genesis. The first step of this work is the development of a structural model of the study area using gravimetric data processing techniques. The next step is the study of the exokarst by census of the geomorphological forms linked to the phenomenon locally named the Dayas; These buildings are the manifestation in subsurface of the karstic network covered by the recent formations. The structural map developed has identified several principal orientations of direction $N120^{\circ} - 130^{\circ}$, $N150-160^{\circ}$, $N90^{\circ} - 100^{\circ}$. The methods used to achieve this objective are the gradient technique in which the maxima of the horizontal gradient Allow the localization of the gravimetric lineaments and the deconvolution of Euler allowing the determination of the depths of the gravimetric anomalies.

Reduced Scale Geophysical Recognition allowed for more detail on the nature of formations that clogs the underground network, 2D electric tomography and Georadar are the most effective techniques for achieving these objectives.

The morphometric study of the dolines made it possible to determine the origin of this one attributed to the tectonic activity that affected the region.

The functional patterns of the Saharan karsts contributed to the understanding of the hydrogeological transfer mechanism between the aquifers.

ملخص

ان دراسة الظواهر الكارستية يتطلب معرفة جيدة للجيولوجيا والعوامل المؤثرة في تطور هذه الظاهرة. هذه الدراسة التي أجريت في الجزء الشمالي من الصحراء الجزائرية تهدف الى تصنيف الكارست وفقا لتكوينها. المرحلة الأولى من هذا العمل هو تطوير نموذج هيكلية للمنطقة و دراسة باستخدام تقنيات معالجة بيانات تعداد الأشكال الجيومورفولوجية المرتبطة بظاهرة الانخفاضات الارضية. الجاذبية. الخطوة التالية هي دراسة هذه المباني هي مظهر من مظاهر النظام السفلي للكارست التي تكفلت التشكيلات الأخيرة بتغطيتها. وقد حددت $100^{\circ} - 120^{\circ}$ ، $150-160^{\circ}$ ، $90^{\circ} - 130^{\circ}$ خارطة هيكلية مفصلة العديد من الاتجاهات الرئيسية الاتجاه $N90$.

المسح الجيوفيزيائي بمقياس دقيق يسمح الحصول على مزيد من التفاصيل حول طبيعة المواد التي منافذ الشبكة تحت الأرضية، التصوير المقطعي الكهربائية ثنائية ثنائية الإبعاد و الرادار الجيولوجي هي الأكثر فعالية في تحقيق هـ ذه الأهم داف

وقد حددت الدراسة المورفو مترية سبب تشكل الانخفاضات الارضية إلى النشاط التكتوني التي أثرت على المنطقة كما ان الرسوم البيانية الرسوم مكنت من فهم آلية النقل الهيدروجيولوجي بين الطبقات المائية

Liste des Figures

Chapitre I

Figure. I.1 : Représentation du système karstique (Mangin, 1975)

Figure. I.2 : exemple d'une doline dans le karst de kucaj (Est de la Serbie), évolution de la doline de 1895 à 1995(Cvijic,Stevanovic and Mijatovic (eds.) 2005)

Figure. I.3 : Ouvala dans le karst Dinarique (Pluzine, Montenegro)

Figure. I.4 : représentation schématique des systèmes karstiques unaire et binaire

Figure. I.5 : Exemple de karst diapirique : dépôts contreforts de Konarsiah diapir (Iran)

Figure. I.6 : karst plié: le système de l'anticlinal et synclinal dans la ceinture orogénique alpine Coupe de Zagros Mts. à la plaine d'Erbil et le bassin Mésopotamien, Nord Iraq (d'après Stevanovic´ et Iurkiewicz, 2009)

Figure. I.7 : représentation schématique des systèmes karstiques Jurassien et Vauclusien (Bakalowicz, 1996)

Figure. I.8 : Représentation des divers mécanismes de la recharge en zone aride (adapté de Nazoumou, 2002 ; d'après Llyod, 1986)

Figure. I.9 : mécanisme de la dissolution et des effondrements dans les sels du bassin de Holbrook (Martinez et al. 1998; Neal et al. 1998; Johnson.2003).

Figure. I.10: Aperçu sur la distribution du réseau karstique d'Anou Inker Temdat, Djurjura (Quinif, 1978).

Figure I.11 :a) passage de l'Oued mellah au côté sud du rocher de sel et accumulation des sels, **b)** avens profonds creusés dans le dôme du rocher de sel

Figure I.12 :a) Dolines situées à proximité de Guettera, **b)** Dolines situées au le Plateau de Larbaa (Djelfa, Laghouat).

CHAPITRE II

Figure II.1 : Modèle proposé pour l'étude des karsts dans les régions arides et semi arides

Figure II.2 : méthodes proposées pour la localisation et la détermination de la géométrie des karsts dans la zone d'étude

Chapitre III

Figure III.1) : Carte du Jurassique supérieur –Néocomien de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques d'équidistance de 100 m et représentation schématique et simplifiée des faciès (G. Busson, 1970).

Figure III.2) : Carte en isopaque du Barrémien de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien). Equidistance 100 m. (G. Busson, 1970).

Figure III.3) : Coupe orienté Nord Sud a travers les bassins sédimentaires du Sahara Algérien (ORGM, 1987 ; Sonatrach, 1987, modifié Chellat, 2014).

Figure III.4) : Les grands accidents tectoniques au Sahara occidental et oriental (Fabre, 1976 ; modifié par Chellat ,2014).

Figure III.5 : sédimentation entrecroisé dans les grés tendres d'Ouargla

Figure III.6 : aspect des calcaires Turonien dans la dorsale du Mزاب

Figure III.7 : Affleurement des calcaires a nummulites de l'Eocène (région de Guerrara, Ghardaïa).

Figure III.8: Carte Géologique du secteur d'étude

Figure III.9: Coupe Hydrogéologique N-S de la zone d'étude

Figure III.10: Corrélacion hydrogéologique entre les diverses nappes dans la zone d'étude

Chapitre IV

Figure IV.1 : **a)** emplacement des points de mesures gravimétrique (BGI, 2012), **b)** carte de l'anomalie de Bouguer de la zone d'étude

Figure IV.2 : carte des anomalies résiduelles obtenues par le polynôme d'ordre 1

Figure IV.3 : Spectre radiale d'énergie des données gravimétrique de la région d'étude

Figure IV.4 : Méthode du gradient horizontal (a) et analyse des pentages (b). (Vanié et al ,2005)

Figure IV.5 : Carte du Gradient horizontal

Figure IV.6 : migration des maximas du gradient horizontal en fonction des hauteurs du prolongement

Figure IV.7 : Accidents tectoniques (failles verticales) obtenu sur la Carte du Gradient horizontal

Figure IV.8 : Gradient horizontal des données gravimétriques prolongé vers le haut a10 km

Figure IV.9 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=0$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

Figure IV.10 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=0.5$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

Figure IV.11 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=1$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

Figure IV.12 : **a)** Rosace des linéaments obtenus par le Gradient Horizontal et La Déconvolution d'Euler, **b)** Rosace des linéaments obtenus par compagne de terrain sur une partie de la zone d'étude

Figure IV.13 : Compagne de recensement des fractures et des dolines sur terrain

Figure IV.14 : Présentation des Linéaments obtenus de la Déconvolution d'Euler et du Gradient Horizontal

Figure IV 15 : Prospection électrique par courant continu

Figure IV.16 : Schéma de l'abaque à deux terrains

Figure IV.17 : Les types des courbes de sondage électrique

Figure. IV.18 : Implantation des sondages électriques

Figure IV.19 : Résultats obtenu pour le site de Bouzbaier respectivement : a) profondeur moins de 10m, b) 50m, c) 100m, d) 150m, e) 200m

Figure IV.20 : Résultats obtenu pour le site de Hassi Delaa respectivement : a) profondeur moins de 10m, b) 50m, c) 100m, d) 150m, e) 200m

Figure IV.21: Corrélation litho-stratigraphique entre les forages situés à proximité des sondages électriques

Figure IV.22: Résultats obtenu pour le site de Oued El Hammar respectivement : a) profondeur moins de 10m, b) 50m, c) 100m, d) 150m, e) 200m

Figure IV.23: Résultats obtenu pour le site de Oued Zegrir respectivement : a) profondeur moins de 10m, b) 50m, c) 100m, d) 150m, e) 200m

Figure IV.24: Lithologie du plateau d'Oued Mzi

Figure IV.25 : Les différents dispositifs utilisés en imagerie électrique. *A* et *B* sont des électrodes d'injection de courant et *M* et *N* des électrodes de mesure du potentiel.

Figure IV.26 : présentation graphique d'une pseudo-section

Figure IV.27 : schématisation de la procédure d'acquisition des données en tomographie 2D (Marescot, 2008)

Figure IV.28 : schématisation d'une pseudo-section calculée

Figure IV.29 : Localisation de l'effondrement et Implantation des profils électrique et Géoradar

Figure IV.30 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah **DB A**

Figure IV.31 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah **DB B**

Figure IV.32 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah **DB C**

Figure IV.33 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah **DB D**

Figure IV.34 : Pseudo section n°1 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.35 : Pseudo section n°2 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.36: Pseudo section N°3 réalisé a Dayat Ben Fellah

Figure IV.37 : Pseudo section n°4 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.38 : Pseudo section n°5 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.39 : Pseudo section n°6 réalisée a Dayat Ben Fellah

Figure IV.40 : Pseudo section n°7 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.41 : Pseudo section n°8 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.42 : Pseudo section n°9 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.43 : Pseudo section n°10 réalisée à Dayat Ben Fellah

Figure IV.44 : Principe d'acquisition du radar GPR et Bscan associé (Milsom, 2003)

Figure IV.45: 'Skin depth' (en mètres) en fonction de la résistivité des matériaux géologiques (en Ohm.m) pour deux valeurs de permittivité relative du milieu : $\epsilon_r = 8$ (trait plein) et $\epsilon_r = 40$ (trait pointillé) (d'après Mc Cann ; 1988).

Figure IV.46 : Principe de mesure de la vitesse moyenne de propagation des ondes radar dans un sol par la méthode du Common Mid Point (CMP).

Figure IV.47 : Profil géoradar N°1 Antenne de fréquence 200Mhz

Figure IV.48 : Profil géoradar N°2 Antenne de fréquence 200Mhz

Figure IV.49 : Profil géoradar N°3 Antenne 200 MHZ

Figure IV.50 : Profil géoradar N°4 Antenne 200 MHZ

Figure IV.51 : Profil géoradar N°5 Antenne 200 MHZ

Figure IV.52 : Profil géoradar N°6 Antenne 200 MHZ

Chapitre V

Figure V.1 : Image en composition coloré 432 de la zone d'étude (UTM WGS84 Z31)

Figure V.2 : a) image Landsat 8OLI Ratio 7/1,b) image Landsat 8OLI Ratio 5/2

Figure V.3 : Résultats de l'Analyse en composante principal ACP1

Figure V.4 : Mosaique ACP1 ratio 7/1 et Ratio 5/2

Figure V.5 : Classification non supervisé ACP1 7/1 6/3

Figure V.6 : Classification non supervisé ACP1 1 7

Figure V.7: Répartition des zones d'Echantillonnage du signal de la classification supervisé

Figure V.8 : Résultats de la classification supervisé appliqué a la mosaïque ACP1 ratio 7/1 et Ratio 5/2

Figure V.9 : Vérification des différentes classes sur terrain

Figure V.10 : Diffractogramme de rayon X de surface croûte gypseuse dans la région d'Ouargla (Hamdi-Aissa et al. 2004).

Figure V.11 : Carte Lithologique finale de la zone d'étude

Figure V.12 : Bande panchromatique 15m de résolution masqué

Figure V.13 : Organigramme de la méthode d'extraction des linéaments

Figure V.14 : Bande panchromatique 15m de résolution durant les traitements d'extraction

Figure V.15 : Linéaments obtenus sans filtration de la Morphologie, effets anthropiques et des cours d'eau

Figure V.16 : Carte lithologique avec superposition des linéaments filtrés

Figure V.17 : a) Carte de la conductivité électrique de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte de distribution du résidu sec de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

Figure V.18 : a) Carte de distribution du Ca dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte de distribution du Mg dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

Figure V.19 : a) Carte de distribution du Na dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte de distribution du Cl dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

Figure V.20 : Carte de distribution du SO_4 dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

Figure V.21 : a) Carte en isobathe de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte en Isopaques de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, en rouge zone karstique

Figure V.22: Carte de localisation du Karst dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ , en rouge fracture et faille cartographie a partir de la gravimétrie

Figure V.23 : représentation des résultats des deux campagnes géochimiques de la nappe sénonienne carbonatée : campagne 2014

Figure V.24 : relation entre TDS et IS de Calcite, Aragonite, Dolomite, Gypse, Anhydrite, Halite

Figure V.25 : a) relation entre Cl et Na, b) relation entre Ca et Na

Figure V.26 : Corrélations entre les différents éléments chimiques

Figure V-27 : Représentativité des axes factoriels

Figure V-28 : a) Analyse en composante principale Axes F1, F2. b) représentation des individuées pour F1, F2

Figure V-29 : Analyse en composante principale Axes F1, F3. b) représentation des individuées pour F1, F3

Figure V-30 : Architecture du Model RNA (zerrouki, 2013 ; Habes ,2013)

Figure V-31 : Corrélations entre la conductivité calculé et mesuré

Chapitre VI

Figure VI.1 : forages réalisés dans la région des Dayat

Figure VI.2 : Quelques exemples sur les diagraphies instantanées du puits OKS 04 Berkaoui

Figure VI.3 : Implantation des 132 forages et la zone karstiques suspectée

Figure VI.4 : Modèle stratigraphique en 3D de la région d'Ouargla, Hassi Messoud et Hedjira

Figure VI.5 : coupe litho-stratigraphique à travers la zone des Dayas

Figure VI.6 : Elargissement des fractures par dissolution et érosion mécanique

Figure VI.7 : Cartographie des dolines dans le plateau de Larbaa

Figure VI.8 : Analyse morphologique des dolines du plateau de Larbaa

Figure VI.9 : Avéns de Sahb El Bir Mansourah Ghardaïa, f) puits d'Ain Lousig situé à 40 Km de l'Avén de Sahb El Bir

Figure VI.10 : Avens de Sakhft El Giad Guettara Djelfa

Figure VI.11 : Cavités et bétoires de Sakhft El Giad Guettara Djelfa

Figure VI.12 : Carte lithologique obtenu par télédétection et superposition des linéaments et des failles

Figure VI.13:Classification des karsts selon Fookers et Hawkins ,(1988)

Figure VI.14:Classification des karsts selon Williams et Fookers, (2005)

Figure VI.15: Classification géotechniques des effondrements Williams et Fookers, (2005)

Figure VI.16 : schéma fonctionnelle du karst de Laghouat-Djelfa

Figure VI.17 : schéma fonctionnelle du karst d'Ouargla-Berkaoui et Hadjira

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I.1: Constante de dissociation de la calcite, Aragonite et Magnésite (Bakalowicz, 1979).

Chapitre IV

Tableau IV.1 : récapitulatif des méthodes géophysiques utilisés pour l'exploration de la zone d'étude en fonction de l'échelle

Tableau IV.2 : Valeur de l'indice structural en fonction des formes géométriques

Tableau IV.3 : Récapitulatif des anomalies gravimétriques

Tableau IV.4 : Localisation des profils de tomographie électrique a Dayat Ben Fellah

Tableau IV.5 : résultats des mesures directes sur la coupe géologique DBA

Tableau IV.6 : quelques ordres de grandeur de la résolution verticale en fonction de la profondeur de pénétration des EM

Tableau IV.7: Constante diélectrique et Vitesse des ondes EM de certains matériaux géologiques

Chapitre V

Tableau V.1 : Caractéristiques orbitales de la Mission Landsat 8

Tableau V.2 : caractéristiques des bandes spectrales de Landsat 8

Tableau V.3 : Résultats de la corrélation entre les différentes bandes spectrales

Tableau V.4 : récapitulatif de la matrice de confusion

Tableau V.5 : Estimation de la superficie des Lithologies classes par télédétection

Tableau V.6 : Caractéristiques des scènes choisies pour l'extraction des linéaments

Tableau V.7 : Direction des accidents tectoniques dans la Dorsale du Mزاب

Tableau V.8 : Résultats sur les classes obtenus après extraction des linéaments

Tableau V.9 : Statistiques sur la longueur des linéaments

Tableau V.10 : récapitulatif des statistiques effectué sur les puits sénoniens d'Ouargla compagne 2014

Tableau V.11 : Matrice de corrélation compagne 2014

Tableau V-12 : Valeurs propres, pourcentage et cumul de la variance

Tableau V-13 : Valeurs propres, des erreurs relatives entre deux modèles RNA.

Tableau V-14 : coefficients de corrélation durant la création du modèle

Tableau V- 15 : Analyse de sensibilité pour les paramètres Input

Chapitre VI

Tableau VI.1 : volume des formations estimés après modélisation géologique

Tableau VI.2 : Quelques exemples sur les formes karstiques dans la zone d'étude

Introduction Générale:

Dans le Sahara algérien, Les aquifères karstiques renferment des volumes d'eau importants et méconnus. La structure et le fonctionnement de ces systèmes est complexes en raison de la dynamique souterraine qui caractérise ce type d'aquifère. La localisation du stock en eau varie en fonction des systèmes étudiés et fait l'objet de débats soutenus dans la communauté scientifique. De plus en plus, les experts dans ce domaine tendent à attribuer à la zone non saturée une fonction importante dans le processus de stockage et de transfert de l'eau.

Dans les zones arides, l'étude du phénomène est très sommaire et nécessite l'emploi de plusieurs techniques et méthodes d'exploration (géophysique, géomorphologie...), les informations acquises ne concernent qu'indirectement le fonctionnement de la zone non saturée. L'exploration des cavités souterraines issue de la dissolution des carbonates et des évaporites permet une meilleure connaissance du système karstique. Elles donnent accès aux processus émanant de la zone non saturée principalement.

La caractérisation des karsts sahariens nécessite l'emploi de techniques bien adaptées afin de repérer les unités morphologiques de celui-ci et d'estimer son extension.

Plusieurs auteurs ont classés les karsts selon des critères très différents basés sur des observations Hydrochimiques, Morphologiques et Hydrogéologiques.

L'approche utilisée dans ce travail se base sur la cartographie structurale par la gravimétrie à l'échelle régionale, et l'utilisation des techniques de la résistivité électrique et l'électromagnétisme en deuxième lieu pour la cartographie à échelle locale.

Cette approche combinée à la télédétection et à l'investigation sur terrain permet de cartographier les formes morphologiques liées au karst dans la région Nord du Sahara algérien.

Le développement de la karstification implique la bonne connaissance des zones d'alimentation et l'exutoire de celui-ci, les modalités de la recharge sont en fonction de la lithologie et de l'intensité du réseau de fracturation là où la télédétection intervient, pour contribuer à la bonne connaissance et la gestion des ressources hydrogéologiques souterraines.

L'exploitation des données de forages et la conception des modèles géologiques, permettent de répondre à plusieurs questions, sur l'origine des ressources en eau dans les nappes carbonates du Sahara Algérien.

Il n'existe que peu d'études couplant la Géophysique, l'Hydrochimie et la télédétection en vue de l'étude du fonctionnement d'un système karstique. Ce travail de thèse a été initié dans le but de viser à une meilleure compréhension du fonctionnement karstique dans le Nord du Sahara

Algérien, le phénomène est très peu étudié malgré que la ressources hydriques des nappes carbonatés joue un rôle important dans le développement socio-économique de la région.

Le travail a commencé par une recherche bibliographique sur les karst au Sahara dans les travaux des géologues de l'époque colonial qui ont sillonné le Sahara Algérien, cela a permis de tracer une méthodologie globale sur l'étude de la morphologie et le fonctionnement karstiques dans les zones désertiques et sahariennes, plusieurs techniques proposées par les auteurs sont inefficaces dans ce type de terrain, les résultats de la présente étude sont préliminaires car l'étude des karst nécessite un suivi continu et un budget important, mais tout de même les résultats ont permis de comprendre le mécanisme des transferts entre les nappes Saharienne.

Sur le plan général les objectifs de cette thèse sont les suivants :

- D'un point de vue hydrogéologique, le but est d'apporter de nouvelles informations sur le fonctionnement transmissif de la zone non saturée.

- Sur le plan méthodologique, il s'agit de démontrer que le choix des méthodes géophysiques pour la détermination des karsts sahariens doit être fait avec beaucoup de précaution, les méthodes d'études proposées par la littérature dans les karsts tropicaux ne sont pas toujours applicables dans les zones sahariennes, en synthèse une méthodologie bien adaptée aux karsts des zones arides est proposée.

- sur le plan classification, la méthode de Weltham, Fookers n'est pas adaptée aux karsts sahariens et plusieurs critères nécessitent d'être intégrés afin de mieux caractériser ce type de Karst.

- Enfin sur le plan de la dynamique karstique, les modèles de fonctionnement proposés justifient les transferts hydrogéologiques entre les diverses nappes du complexe terminal.

Ce mémoire de thèse est structuré de la manière suivante. Nous présentons d'abord l'avancement de la recherche dans les méthodes appliquées à l'hydrogéologie karstique. Les différents systèmes karstiques étudiés sont alors présentés en détaillant leurs caractéristiques géologiques et hydrogéologiques. Les résultats des méthodes géophysiques à divers échelles, l'Hydrochimie et la télédétection sont exposés dans l'ordre énoncé précédemment. Finalement une synthèse sur la morphologie et la dynamique du karst observé est apportée et les perspectives à ce travail sont proposées.

Chapitre I :
Présentation général des karsts et des systèmes karstique

Introduction :

La gestion des ressources en eau dépend des modalités des transferts hydrogéologiques. Le karst est une ressource souterraine mal-connue à travers le monde, plusieurs méthodologie et classification sont proposées pour l'étude du phénomène. Le présent chapitre résume l'état actuel des connaissances sur les karsts ainsi que sa répartition à travers le monde.

I-1. La karstification

I-1-1.Etymologie :

L'origine du mot karst provient d'une traduction allemande du mot « Kras » qui désigne une région yougoslave du nord-est de l'Adriatique en Slovénie connue par l'importance et la diversité de ces formations calcaires (Roques, 1962).

I-1-2.Définition et principe :

Plusieurs définitions ont été proposées pour désigner convenablement le processus qui résulte de l'action dissolvante de l'eau sur certains types de roches. Dans ces travaux nous allons utiliser la définition proposée par Bakalowicz (1999) : le karst est l'ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (Calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde du carbone ; par extension, l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite).

On désigne sous le nom de « phénomènes karstiques » les formes du relief, les caractères morphologiques et les processus hydrographiques particuliers aux terrains calcaires ou salins sur toute la surface de la Terre. En effet, le paysage du karst résulte des écoulements souterrains particuliers qui se mettent en place progressivement dans les roches carbonatées (calcaires et dolomies) et dans les roches salines (gypse et parfois sel gemme) et constituent également un aquifère puisque l'eau souterraine est totalement impliquée dans sa formation et dans son fonctionnement (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1999).

le phénomène clef de la karstification est la dissolution de la roche par le CO₂ dissous, mais elle n'est possible que dans le cas où il existe suffisamment de CO₂dissous et que celui-ci soit renouvelé. Ce CO₂ dissous peut avoir plusieurs origines dans les eaux karstiques. Il provient principalement de la respiration racinaire et de la dégradation de la matière organique du sol par l'activité biologique et bactériologique, sans oublier les circulations d'air dans les milieux souterrains, et occasionnellement d'un dégazage d'origine profonde ou volcanique (Source du Lez, Marjolet et Salado, 1976 ; Source de Termes, Bouchaala, 1991). En effet, les roches carbonatés ont cette spécificité de ne pas se dissoudre facilement dans de l'eau pure en condition normale de température (25°C) et de pression (1atm). D'autres facteurs

Chapitre I : Présentation général des karsts et des systèmes karstique

interviennent dans la dissolution des roches carbonatées comme la lithologie et la fracturation (plus la roche sera riche en dolomite, plus la mise en solution sera longue (Drever, 1988).

Les constantes de dissociation qui leur sont associées sont relevées dans le tableau suivant :

Tableau I.1: Constantes de dissociation de la calcite, aragonite et magnésite (Bakalowicz, 1979)

MINERAL	COMPOSITION	CONSTANTE DE DISSOCIATION
Calcite	CaCO ₃ rhomboédrique	3.8 10 ⁻⁹
Aragonite	CaCO ₃ orthorhombique	6.09 10 ⁻⁹
Magnésite	MgCO ₃	5.75 10 ⁻⁹

Dans les karsts classiques aussi appelés gravifiques par Mangin (1975), l'élément qui provoque le processus de karstification est la circulation de l'eau par gravité. Cette eau s'est chargée en CO₂ pendant son infiltration dans le sol. Elle possède donc un potentiel de karstification (Bakalowicz, 1986) défini par un moteur de l'écoulement souterrain (charge hydraulique fixée par la morphologie) et un pouvoir de dissolution (fixé par le CO₂ dissous). Si l'un ou l'autre est nul (absent), le potentiel de karstification est nul.

I-1-3. Notion de Pseudo-karst

D'une façon générale, la définition du terme "pseudo-karst" s'appuie sur la convergence des morphologies avec celles du karst classique, sur la différence des processus ayant conduit à leur façonnement, ou indirectement sur la nature des roches dans laquelle les phénomènes se développent. Le terme aurait été proposé en premier lieu par Von Knebel (1906) pour se référer à l'hydrologie observée dans certains terrains de lave (Mcgraw-Hill, 1991).

Pour Halliday (1960) ce terme désigne "des phénomènes dont l'origine n'est pas la dissolution et qui sont analogues à ceux des zones à morphologie karstique." Ce point de vue est partagé également par Jennings (1985) pour qui "le pseudo karst englobe des morphologies produites par des processus relativement différents de ceux du karst" et est repris par plusieurs dictionnaires anglophones :

"Topographie qui ressemble au karst mais qui n'est pas formée par la dissolution des calcaires: habituellement un champ recouvert de lave en surface et dans lequel les plafonds des tubes de lave se sont effondrés." (Bats et Jakson, 1987).

"Topographie qui ressemble au karst mais qui n'a pas été formée par la dissolution de la roche." (Mcgraw-Hill, 1991).

Les auteurs francophones insistent plus sur la nature de la lithologie dans laquelle se développent les formes pseudo karstiques. Ainsi Fénelon et al. (1965) considèrent le pseudo karst comme "des

reliefs voisins de ceux du karst, grottes, dolines, avens, galeries dans des roches qui ne sont pas solubles; des cours d'eau souterrains peuvent y couler et des nappes d'eau s'y accumuler grâce à des joints et à des diaclases plus ou moins élargies dans des grès à masses compactes; ou bien la circulation s'effectue par les grottes et les tunnels des coulées de basalte et entre les boules résiduelles des granites et des gneiss. Une partie de ces reliefs provient des conditions mêmes de la formation des roches: tunnels d'éclusement, fente de retrait; il s'y ajoute également des phénomènes d'érosion et de corrosion comme dans les calcaires, mais en général à un degré bien moindre, ces roches ne contenant pas de sel aussi soluble que le carbonate de calcium.”

Gèze (1973) et Nicod (1985) reprennent d'une façon plus générale cette exception. “Tout effet analogue à ceux de la karstification dans des roches non ou peu karstifiables” (Geze, 1973). “Région présentant des formes analogues à celles du karst dans des roches non ou peu karstifiables.” (Nicod, 1985)

I-2.Facteurs influençant la karstification

I-2-1.Le potentiel de la karstification:

Plusieurs facteurs sont nécessaires pour que les processus de l'érosion et de la Karstification s'accomplissent :

- forte pluviométrie,
- couvert végétal assez dense pour augmenter la pression partielle de CO₂
- température assez basse qui favorise la solubilité du CO₂

Pour que la dissolution souterraine se fasse, il est indispensable d'avoir :

- un moteur de l'écoulement souterrain, constitué par la charge de l'eau souterraine dans les calcaires déterminé par le relief fixant le niveau de base (Bakalowicz, 1996),
- un pouvoir dissolvant de l'eau, pour agrandir certains vides parcourus par l'eau, imposé par les conditions climatiques (pluie, température) et végétales (production du CO₂) (Bakalowicz, 1979).

Le potentiel de karstification de l'ensemble carbonaté est défini par l'ensemble constitué par le moteur de l'écoulement souterrain et le pouvoir dissolvant de l'eau ; cet ensemble détermine le débit d'eau dissolvant la roche, c'est-à-dire le flux de solvant (eau + CO₂) traversant la roche carbonatée. Le relief régional participe donc à ce potentiel, en imposant la direction générale des écoulements souterrains, entre les parties hautes du système et le point bas où la source se met en place.

Ce potentiel peut être faible pour deux raisons :

- le moteur est insuffisant (faibles dénivellations entraînant de faibles charges ou écoulement

réduit associé à un climat aride ou semi-aride) ;

- le pouvoir dissolvant est limité par l'absence de CO₂ (absence de sol et d'une couverture végétale, en relation avec un climat aride ou très froid).

Le potentiel de karstification dépend entre autres de la perméabilité initiale du milieu, qui représente la résistance que le milieu oppose aux écoulements. En outre, une forte perméabilité nécessite une faible charge pour créer un écoulement souterrain tandis qu'une faible perméabilité impose l'existence d'une forte charge pour avoir cet écoulement.

Les variations du potentiel de karstification, qui sont imposées par celles du climat et du niveau marin et par les orogénèses, sont responsables de l'abandon des réseaux karstiques.

Cet abandon se traduit par leur colmatage éventuel par des sédiments détritiques continentaux ou marins, par leur ennoyage ou par leur incorporation dans la zone d'infiltration de karsts. Ces témoins de structures karstiques passées constituent des paléo karsts ou des karsts non fonctionnels susceptibles de modifier les caractéristiques et le fonctionnement du karst actuel.

I-2-2.Niveau de base du système karstique:

Au cours des temps géologiques, seules certaines périodes et certaines parties des continents ont subi des conditions favorables au développement du karst. Le niveau à potentiel nul est celui de l'exutoire du système, c'est-à-dire l'altitude de la source karstique : c'est le niveau de base du système karstique. Ce dernier peut être fixé par une couche imperméable sous-jacente à l'aquifère carbonaté ou bien par la mer ou un plan d'eau.

La karstification intervient à l'intérieur de l'aquifère karstique en se calant sur le niveau de base. Les conduites se développent selon des trajectoires indépendantes par rapport à la transmission de pression, en utilisant au mieux les discontinuités ouvertes de la roche. Ils peuvent donc s'étendre sous le niveau de base, en fonction de l'architecture générale du milieu et du potentiel de karstification qui lui est appliqué par renouvellement périodique des eaux (Plagnes, 1997). En effet, les vides de la zone noyée sont remplis d'eau, ce qui entraîne une dissolution des minéraux. Lors de crues, cette eau est remise en circulation et la matière dissoute est emportée ; l'eau provenant de l'infiltration la remplace et le processus se répète.

La formation d'un réseau karstique, si les conditions évoquées sont présentes, peut être très rapide à l'échelle des temps géologiques, soit 10 000 à 20 000 ans (Bakalowicz, 1979).

I-2-3. Influence de l'hyper-eustatisme sur la Karstogénèse

Le phénomène de karstification peut s'étaler sur des millions d'années. Cependant, dès que les roches carbonatées sont soumises à l'action de l'eau douce chargée en acides forts, la karstification affecte les roches carbonatées (récifs coralliens).

Le double moteur de la karstification est, d'une part, chimique et d'autre part, hydraulique.

Il faut que le gradient hydraulique entre l'impluvium et l'émergence soit suffisant pour éliminer les insolubles qui résultent de la dissolution des carbonates. L'évolution et la variation du gradient hydraulique régional au cours du temps (lors d'une orogénèse, d'évènements de néotectonique ou de variations eustatiques) se traduit par une genèse polyphasée des massifs karstiques créant des milieux à géométries complexes.

Ces différents évènements entraînent des modifications des écoulements au cours du temps (colmatages, décolmatages, inversion de circulation). Le polyphasage de la karsto-genèse permet notamment de comprendre comment un bassin hydrogéologique ne correspond pas toujours à un bassin versant.

L'une des explications les plus séduisantes permettant d'expliquer le polyphasage des réseaux karstiques est l'influence de l'hyper eustatisme. Concernant les variations eustatiques, la chute du niveau marin entraîne la baisse du niveau de base vers un nouvel équilibre. Lors d'une transgression, le niveau de base remonte, jusqu'au recouvrement du massif par la mer dans certains cas. Lors de mouvements causés par la géodynamique, le niveau de base doit accommoder la subsidence ou la surrection, entraînant respectivement la hausse du niveau de base ou son encaissement au sein du massif, afin de retrouver sa position d'équilibre.

Actuellement, des études sont réalisées sur l'importance de l'hyper eustatisme pour permettre d'apporter plus d'informations sur la compréhension des phénomènes de karsto-genèse.

Nous pouvons notamment citer les travaux réalisés par Mocochain et al. (2006) sur le karst de la plateforme périméditerranéenne de la basse Ardèche (moyenne vallée du Rhône ; France).

I-3. Architecture d'un Karst

Par rapport à un aquifère poreux, le karst montre un structure hétérogène et anisotrope sur une large gamme d'échelles. La notion de Volume Élémentaire Représentatif (V.E.R.) ne peut donc pas s'appliquer rigoureusement, même s'il est possible de découpler ce problème selon différentes échelles d'analyse.

Les particularités du karst sont les morphologies superficielles et souterraines résultant de la karstification.

Chapitre I : Présentation général des karsts et des systèmes karstique

Selon Williams (1983), Perrin et al (2003a), Groves et al (2005), l'aquifère karstique est subdivisé en trois parties : le sol avec des faibles épaisseurs ne dépassant pas les quelques mètres ; l'Épikarst caractérisé par des formations carbonatées altérées situées entre le sol et le substratum et à porosité et perméabilité importantes ; la zone noyée qui joue le rôle d'un aquifère temporaire car l'eau de l'Épikarst transit vers les conduits du système. L'écoulement à travers la zone fissurée est moins rapide par rapport à celui des conduits verticaux. Les cavités horizontales représentent des conduits karstiques fossiles et permettent d'avoir des informations très utiles sur la géochimie des eaux et les échanges de base entre eaux et roche.

I-3-1.L'épikarst :

Il correspond à la zone superficielle (figure. I.1) très perméable du massif karstique (5 à 20 m maximum). Cette zone est caractérisée par une pression litho-statique négligeable facilitant ainsi l'ouverture des diaclases qui par la suite s'élargissent du fait d'une dissolution très intense au niveau des racines entraînant un contraste de perméabilité entre cette zone et la zone non saturée. De ce fait, cette zone, caractérisant l'interface sol-calcaire, peut constituer une zone de réserves importantes des eaux d'infiltration et joue le rôle d'un aquifère temporaire : le réservoir épikarstique.

Du fait de la proximité du sol, l'épikarst subit les influences des processus biogéochimiques (Bakalowicz, 1995 ; Blavoux & Mudry, 1986). Cet aquifère va donc jouer un rôle très important sur le chimisme de l'eau par l'intermédiaire de deux mécanismes :

- Mise en solution du CO₂ présent dans la pédosphère,
- Evapotranspiration entraînant une reconcentration des éléments plus ou moins importante (notamment en ions chlorure et sodium) selon les temps de séjour.

L'une des particularités du réservoir épikarstique est de jouer un rôle tampon puisqu'il participe au stockage des premières pluies, après une saison sèche. La répartition des vitesses de transit et d'infiltration de l'eau dans cette zone va conditionner l'organisation des écoulements dans le massif.

I-3-2.L'endokarst :

I-3-2-1.La Zone Non Saturée :

Pour sa part, la Zone Non Saturée, sous-jacente au réservoir épikarstique et caractérisant la zone d'infiltration (figure. I.1) proprement dite, se distingue par une bimodalité des infiltrations

- **Infiltration lente** qui s'effectue dans des vides de petite taille avec de fortes pertes de charge. Des études isotopiques ont été menées afin d'estimer des vitesses de circulation d'eau

dans ces conditions, (Bakalowicz, 1982) montre dans un cas précis une distance parcourue de 10 mètres en plusieurs mois. Toutefois, ces vitesses peuvent être plus rapides comme plus lentes.

- **Infiltration rapide** qui s'effectue dans les grandes discontinuités verticales ou sub-verticales ouvertes. Cet écoulement est assimilable à un ruissellement souterrain vertical permettant ainsi aux eaux de garder leur pouvoir de dissolution car elles transitent jusqu'à la zone noyée rapidement.

Cette zone peut atteindre une épaisseur considérable et jouer un rôle important dans la dynamique et les outien à l'étiage de certains karsts (Puig, 1987 ; Lastennet, 1994 ; Emblanch, 2003 ; Batiot, 2002).

I-3-2-2.La Zone Noyée :Le karst noyé (figure. I.1) constitue la principale réserve en eau de l'aquifère karstique et assure la fonction de stockage de l'eau. Il est constitué d'un réseau de drains ou axes de drainages (composant l'ossature du système) organisés et interdépendants qui assure la fonction transmissive de l'aquifère, autour duquel s'organisent des réserves où l'écoulement est lent et assure la fonction capacitive. Ces drains peuvent se développer soit dans la partie supérieure (figure. I.1) du karst noyé (karst jurassien) soit dans sa partie inférieure, sous le niveau de l'exutoire (karst vaclusien).

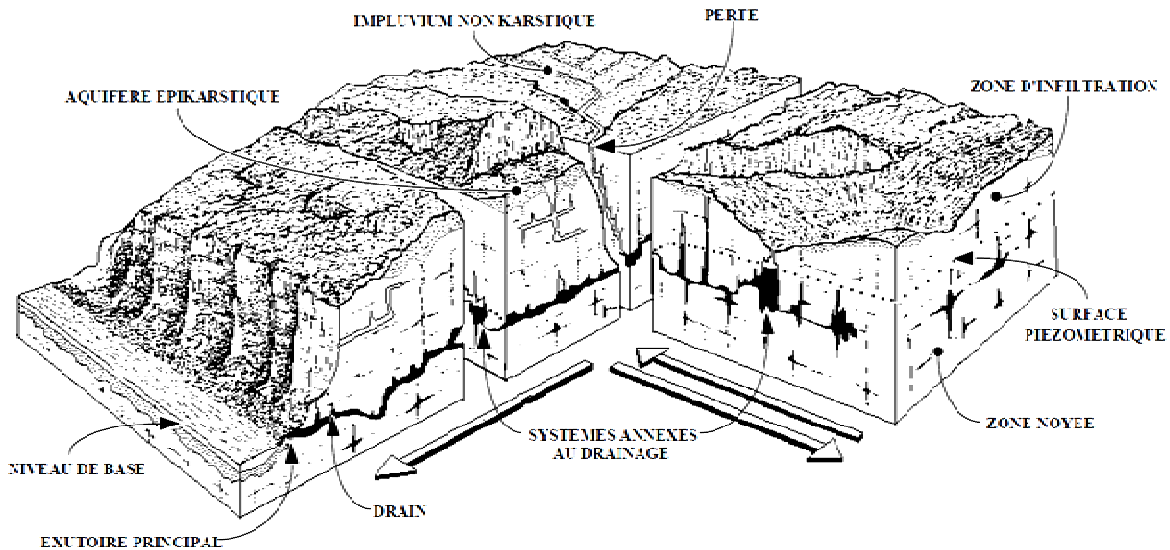


Figure. I.1 : Représentation du système karstique (Mangin, 1975)

I-4.La Géomorphologie Karstique

I-4-1.Les Dolines

Les dolines en entonnoir sont nombreuses et souvent groupées. Leur diamètre varie de quelques mètres des dizaines de mètres, et leur profondeur se situe entre 10 et 15m (figure. I.2), parfois plus dans certains cas particuliers (Krutaj, 1994). Si les dolines de dissolution prédominent, on trouve aussi dans de rares cas des dolines d'écroulement (rupture du plafond de salles souterraines). Les densités les plus élevées de dolines en entonnoirs (plus de 40/km²) ont été observée sur les plateaux karstiques et sur les crêtes des montagnes principales (Mali me Gropa, Kurvelesh, montagne de Kulmaku, plateau de Dumre, montagnes de Gollo-berda, de Hasi, etc.), ou leur assemblage a créé un paysage très original. Les dolines en baquet sont de dimensions supérieures. Elles sont surtout concentrées le long des lignes de fractures, sur les axes des structures de plissement ainsi que le long d'anciennes vallées fluviales désorganisées par le karst.

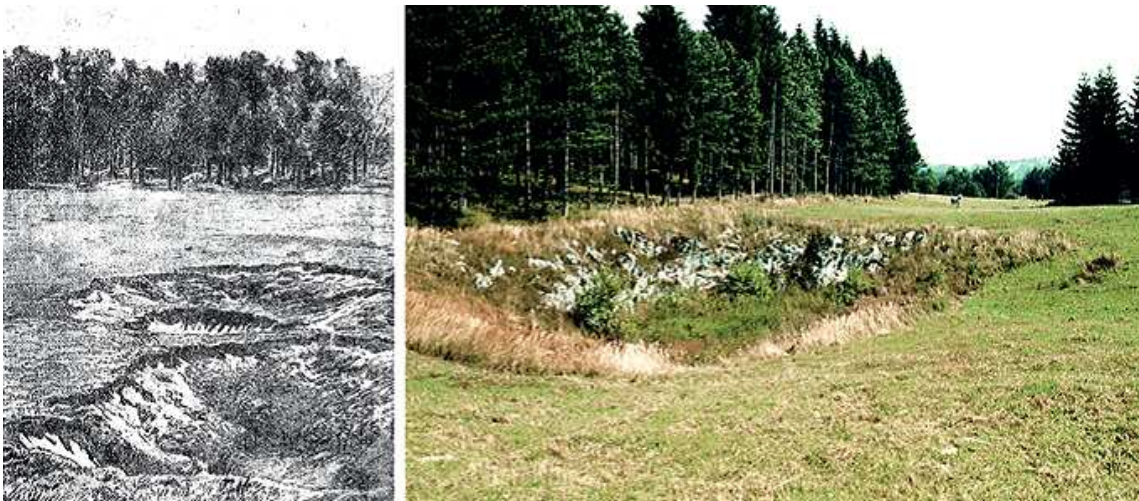


Figure. I.2 : exemple d'une doline dans le karst de kucaj (Est de la Serbie), évolution de la doline de 1895 à 1995 (Cvijic, Stevanovic and Mijatovic (eds.) 2005)

I-4-2.Les poljés

Les poljés sont des formes complexes, de dimensions parfois considérables (de 2 à 5, jusqu'à des dizaines, voire des centaines de km) liées à des situations morpho tectoniques particulières (Roglic, 1952) .Les poljés de plus grandes dimensions sont d'origine tectonique et se sont formés sur des structures synclinales rajeunies au cours du Plio-quaternaire (poljés de Klenja, de Golemi, de Policani, de Studna, etc.). Une bonne partie des poljés se sont

formés le long des axes de plissement, tandis que les poljés les plus grands se situent sur des structures en graben (Ziu et al, 1997).

Certains poljés sont encore actifs et comptent de nombreux « ponors » dans leur fond, tandis que d'autres sont partiellement ou complètement fossiles.

I-4-3. Les ouvalas et les vallées aveugles

Les ouvalas et les Vallées aveugles sont des formes allongées, étirés le long de zones de fractures. Leur longueur est plusieurs fois plus grande que leur largeur (figure. I.3).

La plupart des ouvalas sont le résultat de la coalescence de plusieurs dolines alignées, et parfois, ils se sont formés sur les traces de paléo-vallées karstifiées. Sur les principaux plateaux karstiques se développent des vallées sans issue, du type «vallée en cuI de sac», ou des vallées dont les eaux disparaissent brusquement en un point précis (Kurveleshi, Mali me Gropa, Alpes occidentales, etc.) (Kristo & alii, 1987).



Figure. I.3 : Ouvala dans le karst Dinarique (Pluzine, Montenegro)

I-5. Les différentes classifications des karsts

I-5.1. En fonction de la nature de l'impluvium : on distingue deux types de karsts (figure. I.4) :

Les karsts unaires pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques. Dans ce cas l'infiltration a lieu partout.

Les karsts binaires qui possèdent des terrains imperméables et non karstiques dans leurs bassins d'alimentation. Ces milieux sont le siège d'écoulements de surface qui pénètrent dans l'aquifère à travers les pertes situées entre les deux types de formations (Bakalowicz, 2002).

L'impluvium non karstique joue un rôle important dans l'accélération et l'augmentation du développement de la structure de drainage grâce à la concentration de l'énergie disponible en un point.

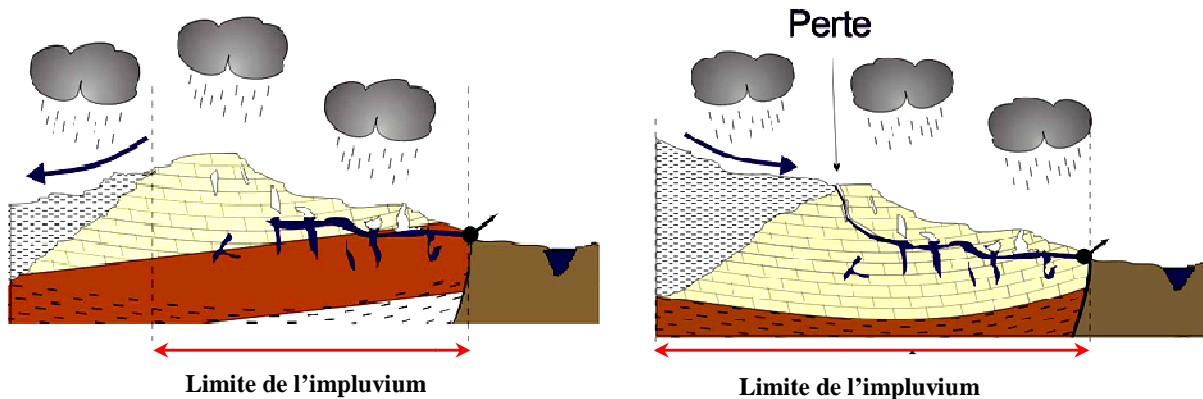


Figure. I.4 : représentation schématique des systèmes karstiques unaires et binaire

I-5.2. Selon le processus de genèse (karstogenèse) : on peut distinguer différents types de karsts (Bakalowicz, 1996 ; Plagnes, 1997)

Les karsts classiques : qui ont pour origine des écoulements gravitaires et du CO₂ d'origine pédologique.

Les karsts profonds ou hydrothermaux : qui sont d'origine hydrothermale. Les moteurs de la karstification sont le dégagement de CO₂ d'origine profonde et les gradients thermiques élevés.

Les karsts sulfuriques : qui ont pour origine des écoulements gravitaires ou sont liés à des gradients de température, et la présence d'acide sulfurique (H₂S).

Les karsts littoraux : qui sont formés par l'interaction eau douce - eau salée sur la roche carbonatée. Les écoulements sont produits en partie par gradient de densité avec la possibilité de dissoudre grâce au mélange. Ils ne doivent pas être confondus avec les sources karstiques d'eau douce sous-marines.

I-5.3. En fonction de la Lithologie on distingue (Gvozdeckiy, 1981 ; Stevanovic, 2015):

- les Karsts calcaires
- les Karsts Dolomitiques
- les karsts Non carbonatés (Marbre)
- les karsts Gypseux et Anhydritiques
- les karsts Salifères ou Diapiriques (figure I.5)

Stevanovic, (2015) a donné une classification morphologique spécifique aux territoires soviétiques : Paléo relief (karst enterré), le karst couvert, le karst tropical à couverture latéritique, le karst du permafrost, le karst des rivages.



Figure. I.5 : Exemple de karst diapirique : dépôts contreforts de Konarsiah diapir (Iran)

I-5.4. En fonction des conditions climatiques : sur la base de la classification de Cvijic (1893, 1914) qui désigne les Holokarst, les Mérokarst et les karsts transitionnels ,Sweeting (1972) propose la classification suivante :

- Les Holokarst.
- Les fluvio-karst.
- Le karst nival –Glacial.
- Le karst tropical.
- Le karst des zones arides et semi arides.

I-5.5. En fonction des facteurs tecto-génétiques : Herak et al. (1981), les a classés en karst Orogénique et épigénique, dans la première catégorie l’auteur distingue :

- les karsts lenticulaires : formés à partir des lentilles en structure orogénique

-les karsts pliés : présents dans les structures en anticlinal et synclinal, formés avant la karstification (figure. I.6).

- les karsts disséqués : affectés par une intense activité tectonique accompagnée de failles et de fractures.

- les karsts accumulés : Développement de grandes formes comme les poljés, la karstification profonde souvent sous l'influence de l'érosion.

Selon le même auteur les karsts épirogéniques inclus des roches à séquence épicontinental qui recouvrent les anciennes plates-formes et orogénèse (Bassin parisien, plate-forme pré cambrienne arabe, Russie).

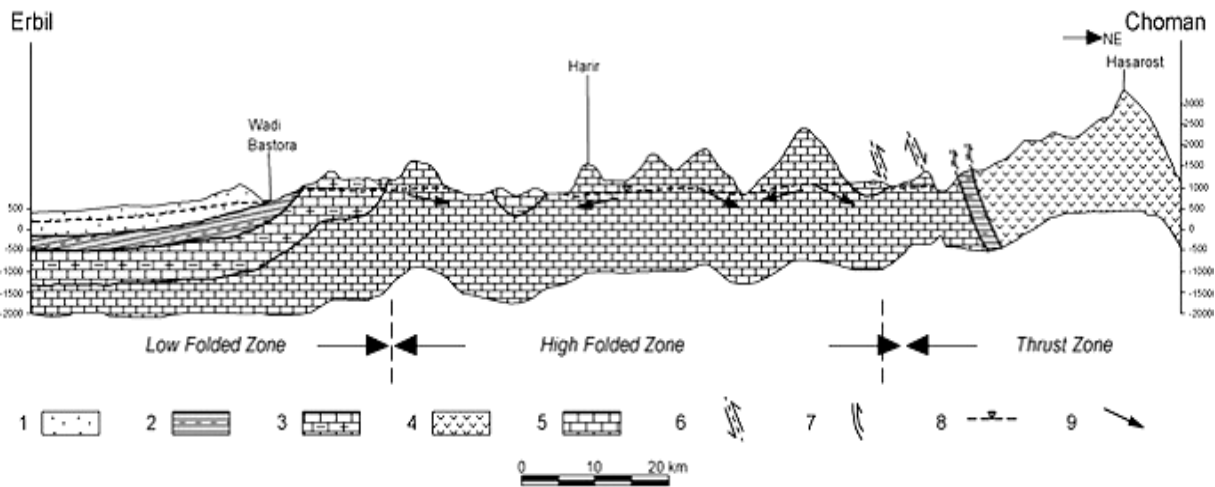


Figure. I.6 : karst plié: le système de l'anticlinal et synclinal dans la ceinture orogénique alpine Coupe de Zagros Mts. à la plaine d'Erbil et le bassin Mésopotamien, Nord Iraq (d'après Stevanovic' et Iurkiewicz, 2009)

I-5.6. En fonction des conditions génétiques de la spéléo-genèse et des cavités :

Klimchouk et al (2000) différencie deux groupe :

- les karsts Hypérogènes (phréatiques, non confinés, météoritiques) : les formes karstiques sont créés par l'infiltration des eaux météoritiques.

- les karsts Hypogènes : créés par la circulation des eaux juvéniles et la dissolution des gaz.

I-5.7. En fonction de la position du drain principal on distingue (figure.I.7):

Les karsts vaclusiens où la karstification se développe en profondeur, sous le niveau de base, Les karsts jurassiens pour lesquels le réseau de drainage s'organise à proximité du niveau de l'exutoire. L'écoulement peut y être localement libre, donc sans continuité hydraulique de l'aval vers l'amont dans la zone noyée (Bakalowicz, 2002).

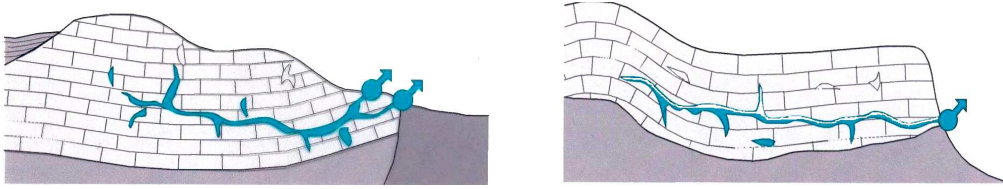


Figure. I.7 : représentation schématique des systèmes karstiques Jurassien et Vaclusien (Bakalowicz, 1996)

I-6) Condition de la recharge des nappes souterraines dans les zones arides et semi arides :

En matière d'eaux souterraines, les conditions de formations d'aquifères existent (Lloyd, 1986). Dans certaines régions désertiques, les précipitations exceptionnelles associées à certaines conditions de surface spécifiques (sols à grains grossiers) peuvent être particulièrement génératrices de recharges (Glendon et Hillel, 1988). L'alimentation des nappes du Sahara septentrional, par exemple, se manifeste sur les bordures Nord du bassin lorsque trois conditions sont présentes :

- des précipitations suffisantes ;
- un relief relativement accentué pour produire un ruissellement dans des oueds ;
- l'affleurement de formations perméables appartenant à un des systèmes aquifères ou en relation directe avec un des aquifères sahariens (Dubief, 1953).

Pour la détermination des ressources en eaux souterraines, un des termes du bilan hydrologique est incontestablement la recharge qui est dominée en zones arides par la recharge indirecte. Ceci, par opposition aux zones tempérées où, normalement, la recharge directe à partir de la pluie, à travers le profil du sol, domine à l'échelle régionale de l'aquifère. Les mécanismes par lesquels la recharge peut avoir lieu dans les régions désertiques sont assez bien traités par plusieurs auteurs (Lloyd, 1986 ; Rushton, 1988 ; Simmers, 1997), alors que la quantification des divers éléments intervenant dans le processus est extrêmement rare. Cette recharge s'effectue selon deux principaux mécanismes : la recharge directe et la recharge indirecte (Figure. I.8) dont on peut comprendre les difficultés relatives à leurs quantifications en regardant les termes du bilan conceptuel représenté sur la figure I.8 dressée par Lloyd (1986).

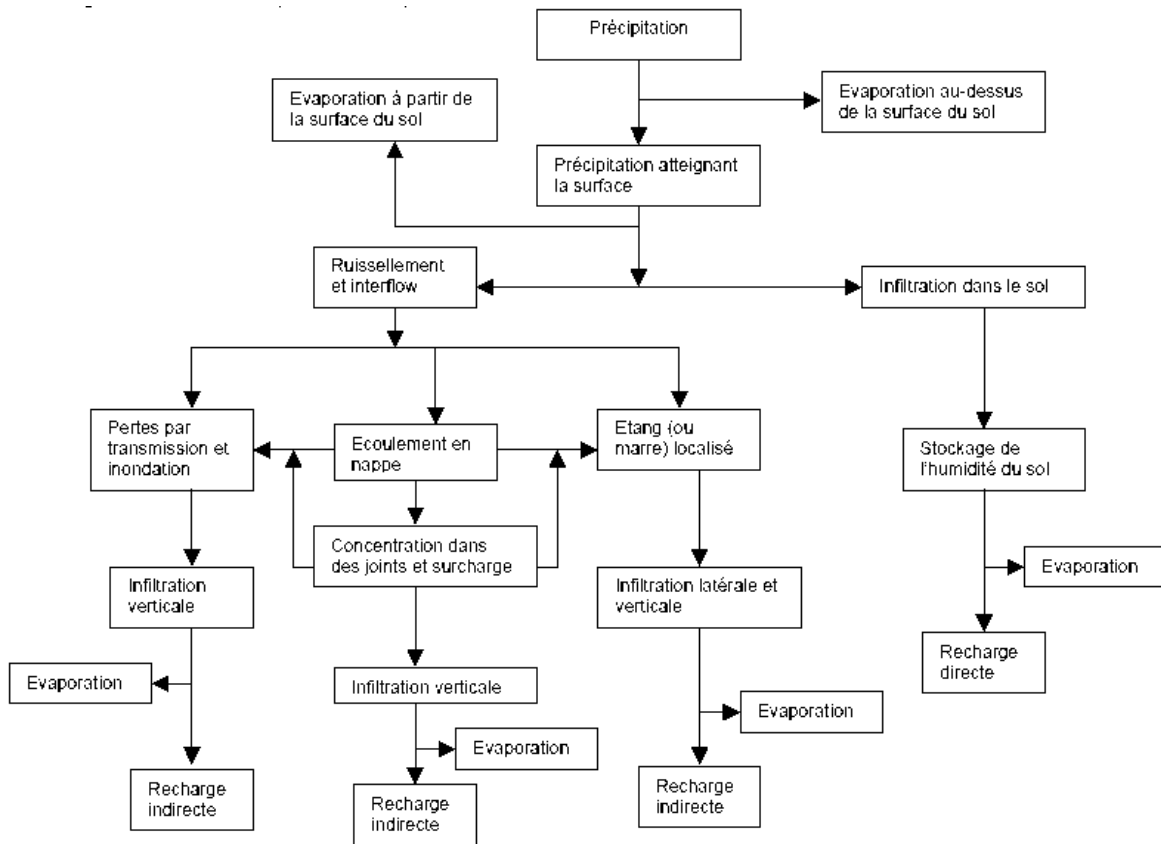


Figure. I.8 : Représentation des divers mécanismes de la recharge en zone aride (adapté de Nazoumou, 2002 ; d'après Llyod, 1986)

On peut énumérer quatre voies de recharge possibles en régions désertiques :

- recharge directe à partir de la pluie à travers le profil de sol
- recharge indirecte à partir du ruissellement à travers les joints ou fissures
- recharge indirecte à partir de l'écoulement dans les étangs
- recharge indirecte à partir des "pertes de transmission" pendant le ruissellement dans une rivière et une inondation (disparition totale des écoulements dans le lit de l'oued).

La recharge directe apparaît comme un événement rare dans le Sahara. Cependant, la recharge directe dans les dunes de sable des déserts a fait l'objet de plusieurs spéculations et de mesures. Dans le Kalahari (ce désert recouvre des parties du Botswana, de la Namibie, de l'Afrique du Sud, de l'Angola, de la Zambie, du Zimbabwe), les teneurs en tritium trouvées dans l'aquifère sous les sables dunaires ont été considérées comme preuves évidentes d'une recharge actuelle (Mazor, 1982) mais ceci n'est pas surprenant car la pluie y est relativement élevée (250 mm/an en moyenne) pour un désert. Les teneurs en chlorure mesurées par Edmunds et al. 1997 en utilisant les profils de sol dans le Grand Erg Oriental du Sahara

septentrional sont là encore des preuves d'une recharge directe (la pluie moyenne adoptée est de 100 mm/an pour les sites considérés). Dincer et al. (1974) ont mis en évidence la recharge directe dans les dunes du désert aride à l'est de l'Arabie Saoudite pour des événements de pluies extrêmement fortes en utilisant des profils d'humidité de tritium dans la zone non saturée. La présence du tritium attestant une recharge directe est indiscutable, mais que cette infiltration atteigne actuellement la nappe ou pas est un autre problème (Sonntag et al. 1980). Si la recharge directe n'est pas d'importance majeure dans les régions désertiques, les divers mécanismes indirects deviennent primordiaux. Contrairement aux zones semi-arides, en zones arides les conditions sont telles que la recharge directe est moins significative.

Néanmoins, même en zone semi-aride, un seuil élevé de précipitation est nécessaire pour initier une recharge et venir à bout du déficit en humidité du sol. Dans le sud-ouest d'Idaho aux Etats-Unis, par exemple, Stephensen et Zuzel 1981 montrent qu'un seuil de 24 h de précipitation d'au moins 20-30 mm est nécessaire pour qu'il y ait recharge.

Il n'y a pas de doute que la recharge a lieu même dans les régions les plus arides. Dans plusieurs cas comme dans l'Atacama, Gobi et près du Nil au Soudan et en Egypte, la recharge est apportée par des écoulements de rivière en provenance de l'extérieur de la zone désertique. Excepté ce style de recharge, la recharge actuelle évidente provenant des pluies sur les aquifères en zones arides est assez étendue. Dans le Sahara septentrional, Conrad et al. 1975 rapportent la présence du tritium dans les eaux souterraines de l'Erg Occidental, dans le sud de l'Algérie. Guendouz (1985) a prélevé une forte teneur en Tritium (51 UT) en pleine dune de sable à El Oued, dans l'Erg Oriental en Algérie.

La présence du tritium a été signalée au centre de l'Arabie Saoudite par Bakiewick et al. 1982. Le long du Golfe arabe, on note la présence de monticules d'eau souterraine récente au Bahreïn et Qatar.

Quantifier la recharge indirecte sur la base des éléments sur la figure I.5 est probablement impossible. Dans plusieurs régions désertiques, des nappes pérennes attestent de l'évidence d'une recharge à travers des systèmes de joint ou de fissures (notamment dans des formations carbonatées). Dans un karst la recharge est soit autogénique ou allogénique, les modalités de la recharge dépendent du type de la porosité des roches. Palmer (1991) a proposé 5 modèles de recharge dans les milieux karstiques basés sur la géomorphologie (recharge à travers les dépressions, dolines, effondrements, affaissement et ruisseaux), ou par diffusion (recharge à travers la perméabilité intrinsèque, fissurale ou par dissolution des formations solubles), soit par alimentation souterraine par des sources profondes et les eaux hydrothermales.

I-7. Les karsts des zones arides et semi arides

I-7-1. Désert des états unis (Texas)

Ce résumé est inspiré des travaux de Johnson et al ,2008.

Entre Texas, new Mexico et Oklahoma un désert gypseux atteint entre 10 et 200m d'épaisseur est affecté par la karstification (Dean and Johnson 1989; Johnson 1997, 2003; Martinez et al.1998 ; Hill 1996).Plus de 500 cavités dans les formations gypseuses aux Etats Unis sont mentionnées dans le bassin permien. La cavité de D. C. Jester a une longueur de 2413 m (Johnson 1997, 2003), sa longueur totale y compris les passages secondaires est de 10065 m, Elle est classée comme la plus grande cavité dans la partie Ouest du monde.

D'autres parties du bassin permien contiennent des épaisseurs modérées de sels dissouts et altérés qui ont engendré des effondrements et des dolines à la surface. La présence de saumures salées à la surface atteste sur l'activité de dissolution et l'évolution du karst (Johnson ,1981).

Le bassin de Halbhook (bassin de supai) en Arizona compte plus de 500 effondrements, fissures et dolines (figure I.9) causés par la dissolution rapide des formations salifère (Johnson 1997, 2003; Martinez et al. 1998; Neal et al. 1998)

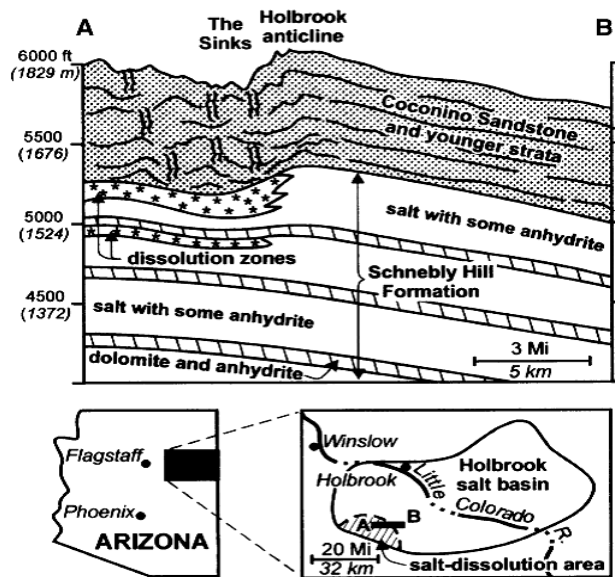


Figure. I.9 : mécanisme de la dissolution et des effondrements dans les sels du bassin de Holbrook (Martinez et al. 1998; Neal et al. 1998; Johnson.2003).

I-7-2. Arabie Saoudite

L'aquifère karstique d'Umm Er Radhuma s'étend sur plus de 250 m d'épaisseur, situé sur le plateau de Summan (situé à 150 km de Riadh sur une superficie de 1400 km²) est constitué de calcaire fin fossilifère intercalé par des calcarénites et des dolomites, superposé par les marnes crétacé et les dolomies des formations de Aruma , à l'est ces ensembles sont couvertes par les sables Miocènes.

Dans la partie Ouest de cet aquifère, les calcaires sont dénudés et extrêmement karstifiées. Cela a permis de voir plusieurs formes liées au karst tel que les effondrements, les dolines et les cavités (Benischkeet al, 1988; Edgell 1990; Al-Saafin et al, 1990).

La région est considérée comme aride, la pluviométrie annuelle est de 93 mm environ (Hoetzl, 1995). Ces formations calcaires présentent un enjeu important vis-à-vis des ressources hydrogéologiques, le débit moyen de l'aquifère est de 100m³/s, une partie de son potentiel est héritée des périodes pluviales anciennes qui ont caractérisé la région. La recharge de la nappe s'effectue rapidement à travers les cavités et les effondrements présents à la surface, ce mécanisme permet un recharge d'environ 47% des eaux pluviales (environ 10⁹ m³ /an).

Le changement du facies chimique de la nappe (augmentation des concentrations et d'alkalisation) sont les preuves d'une recharge très courte et d'un temps de résidence prolongé.

I-8. Les karsts en Algérie

I-8-1. Nord de l'Algérie :

I-8-1-1 Karst hydrothermal du Constantinois

Ce résumé est inspiré des travaux de Djebbar et al, 2004

Le karst hydrothermal du constantinois est constitué de plusieurs sources jaillissantes dans des calcaires couverts par des épaisseurs importantes de dépôts continentaux, à l'affleurement les caractères présentes une morphologie typique du karst, les pertes d'Oued Rhemel et liés directement aux accidents tectoniques qui borde la région.

L'étude de la géochimie des sources de massifs constantinois, Hama Bouziane, Salah Bay et de Békira a permis d'identifier un système karstique percolant à travers les formations crétacées (Djebbar et al, 2004).

La recharge de l'aquifère est assurée par deux modalités : à travers l'infiltration directe dans les fractures des horsts et une infiltration lente des eaux d'écoulement de la formation néogène (Djebbar et al, 2004).

Le caractère bicarbonaté calcique est dominants dans les eaux des sources étudiées, les données isotopiques ont permis également de constater que les eaux de recharge de la nappe ont subi une transformation par échange avec la roche à haute température sous l'action des circulations hydrothermales profondes (Djebbar et al, 2004).

I-8-1-2 Karst de Djurdjura

Ce résumé est inspiré des travaux d'Yves Quinif, 1978.

La chaîne du Haut-Djurdjura occupe par ses caractères morpho-structuraux et climatiques une position bien particulière en Algérie et, d'une façon générale, en Afrique du Nord.

Le Djurdjura, le Haut-Atlas, le Rif marocain et quelques massifs constantinois (Quinif, 1976a; Coiffait, Quinif, Vila, 1975) constituent les karsts de type haut-alpin les plus importants en Afrique (Quinif, 1978).

Compte tenu d'une extension spatiale peu importante, le karst du Djurdjura est riche et diversifié. C'est le caractère haut-alpin qui le marque le plus, à la fois à l'air libre et dans les cavités. La morphologie de surface est typique et même exceptionnelle (Quinif, 1976a; Quinif, 1977): champs de lapiés, dolines, poljés possédant des caractères propres. Les cavités, les circulations souterraines, ainsi que les phénomènes connexes achèvent de prouver, si besoin était, l'intérêt karstologique du Djurdjura (Quinif, 1978).

Les grandes unités karstiques du karst de Djurdjura sont (figure I.10) :

Réseau de l'Haizer, Réseau de l'Inker Temdat, Réseau de la Terga, Le Tamgout de Lala Khedidja.

Le Karst actuellement actif du Djurdjura, dans sa zone d'alimentation, est évidemment sous le contrôle de son contexte structural, morphologique et climatique.

Le Djurdjura est une montagne alpine. Les surfaces d'enfouissement sont portées à haute altitude, ce qui induit ici un climat de type nival. La tectonique alpine est la cause de structures complexes de charriages, redressées à la verticale. Autre conséquence de l'évolution structurale, les crêtes dominant de plus de 1000 m le pays environnant.

De ces caractères dépendent les caractéristiques du karst actuellement actif. Le climat de type nival (renforcé lors de certaines périodes quaternaires, Quinif, 1976a) permet une morphologie superficielle de type haut-alpin: lapiez, dolines, Tesserefts. Elle a une importance primordiale sur les différents types d'écoulements souterrains (Quinif, 1978).

Le relief de la montagne fournit d'importantes dénivelées, jointes à la fracturation, elles permettent aux eaux souterraines de s'enfouir rapidement en profondeur. De plus, cette topographie dominante a pour conséquence d'induire dans les masses rocheuses un régime mécanique de détente quasi-généralisé. De ce point de vue, nous avons affaire à un karst de montagne sous une forme particulièrement pure (Renault, 1967 ;Quinif, 1978).

Les lapiés, les avens-chantoirs, avens-tesserefts, systèmes cannelures-méandres, sont donc contemporains de l'environnement morpho-structural de type haut-alpin.

Les grottes de versants ne s'intègrent pas dans ce contexte. Elles correspondent à des circulations transversales aux barres calcaires dans un relief différent, moins montagnard, datant d'avant ou du début de la surrection du Djurdjura. Ces circulations drainaient les eaux du S vers le N à travers des barrières calcaires naissantes (Quinif, 1978).

Cela nous ramène à une époque antérieure à l'axe de drainage Oued Sahel - Oued Soummam, axe ayant pris naissance à cause du soulèvement trop rapide du Djurdjura (antécédence n'ayant pu se réaliser) et du mouvement de subsidence dans le sillon de la Soummam (Quinif, 1978).

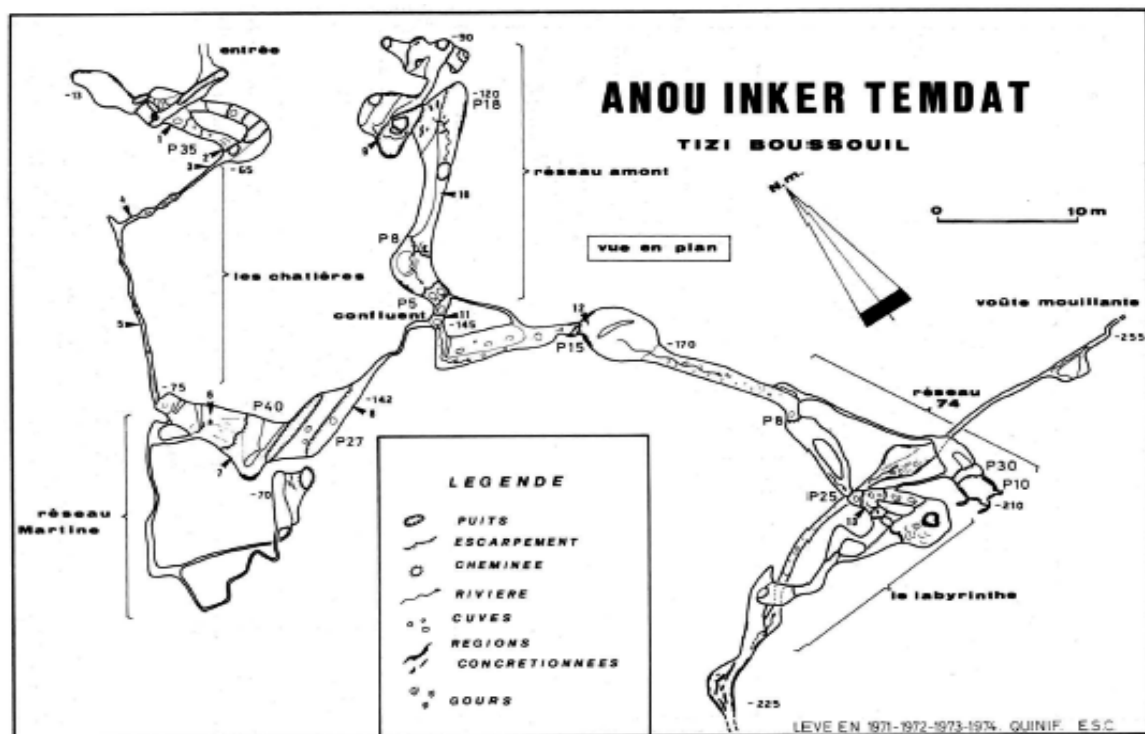


Figure. I.10: Aperçu sur la distribution du réseau karstique d'Anou Inker Temdat, Djurdjura (Quinif, 1978).

I-8-2. Plate-forme saharienne :

I-8-2-1. Rocher de Sel (Djelfa) :

Situé à 25 km au Nord de Djelfa il est constitué de sel gemme triasique d'une surface de 1km². Les formations encaissantes sont d'âge oligocène. Plusieurs avens souvent profonds (figure I.11) sont apparents à la surface du dôme. Une grotte de 280 m a été explorée, la surface est criblée par des puits et d'entournures d'absorption ce qui interdit toute circulation superficielle.

Le rocher de sel est considéré comme un karst non carbonaté qui a mal évolué au cours des temps géologiques, les réseaux souterrains sont présents dans le fond du dôme et ce rejoignent pour alimenter diverses sources salées dans la région.

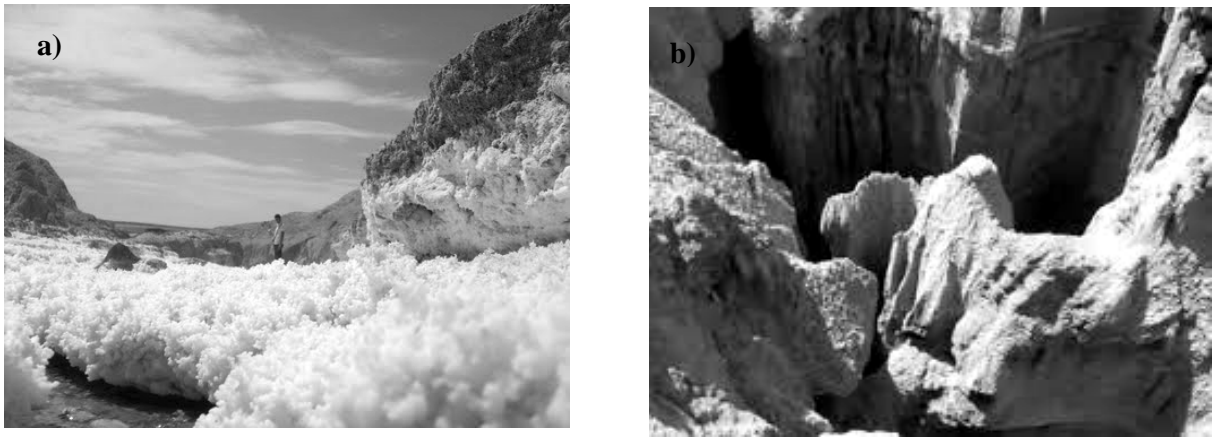


Figure I.11 : a) passage de l'Oued mellah au côté sud du rocher de sel et accumulation des sels, b) avens profonds creusés dans le dôme du rocher de sel

I-8-2-2. Plateau de Larbaa (entre Laghouat et Djelfa)

Le plateau de Larbaa ou pays des dayas s'étend sur plus de 30000 Km² sur des formations alluviales attribuées au Quaternaire. Ce plateau est caractérisé par la présence de formes géomorphologiques liées au karst (doline lapies, gouffres) décrites par les travaux de Salomon, 1997 ; Conrad, 1969 ; Ville, 1867. Le même phénomène est décrit dans la région frontalière Algéro-Marocaine dans le plateau du Ghir.

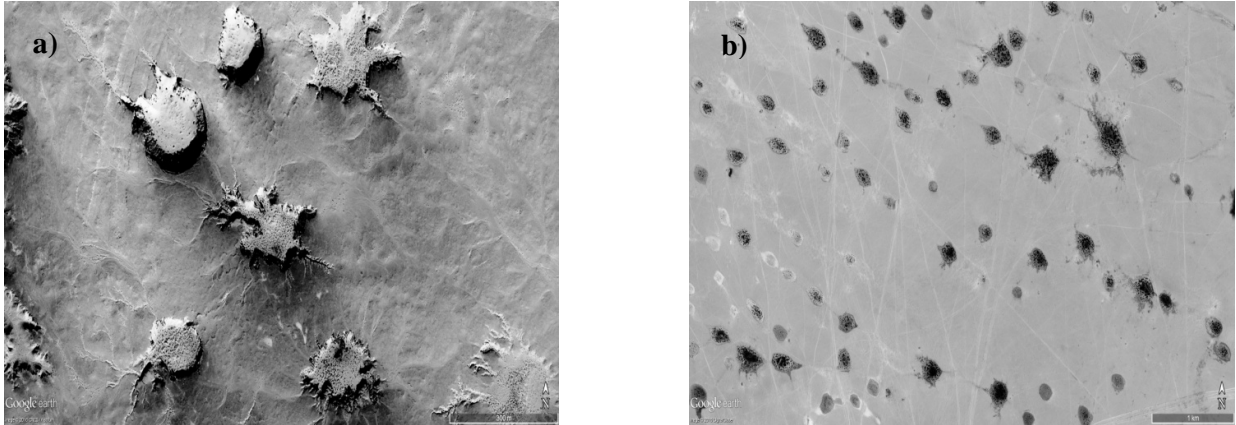


Figure I.12 :a) Dolines situées à proximité de Guettera, b) Dolines situées au le Plateau de Larbaa (Djelfa, Laghouat).

La circulation des eaux à travers des formations solubles et carbonatées est la cause principale de l'apparition de ces formes nommés daya qui sont des dépressions fermées (Figure I.12) à des dimensions variables (de quelques mètres à plus de 2 km).

L'origine de ces formes et leur développement sera traité dans la suite du manuscrit.

Chapitre II
Méthodologie d'étude des systèmes Karstiques

Introduction :

La complexité de l'étude des karsts a nécessité le développement de techniques appropriées pour résoudre ses différentes problématiques. Dans les climats tempérés, le développement des formes karstiques superficielles peut être un indicateur sur la fonctionnalité du karst. Dans les climats arides et semi arides l'évolution de celui-ci est souvent interrompue par l'absence des écoulements et la présence de voiles dunaires. La détermination des karsts dans ces climats est délicate et nécessite l'emploi de techniques spécifiques. Dans ce chapitre, on va présenter une synthèse des principaux travaux qui ont étudié les systèmes karstiques à travers le monde en insistant surtout sur les zones arides et semi arides et d'en déduire une méthodologie spécifique à adopter à l'étude du phénomène dans le Sahara algérien.

II-1-Synthèse des méthodes d'étude des systèmes karstiques

Le système karstique se subdivise en Exokarst et Endokarst (Mangin, 1975). L'étude de l'Endokarst est un problème pertinent surtout dans les zones à couvertures sédimentaires. Parmi les auteurs qui ont traité cette thématique, Goldscheider et al, 2007, Aquilina et al, 2006 et Gill et al 2013 ont proposé une série de techniques basées sur l'étude des paramètres hydrodynamiques-géochimiques et isotopiques des aquifères karstiques.

Feng-e et al, 2013 a utilisé les propriétés géochimiques de l'encaissant rocheux par la simulation des conditions géologiques présentes dans une cavité souterraine à composition variable (pression du CO₂, pH, système ouvert ou fermé...) afin de mesurer le taux de dissolution dans les roches sulfatées.

Valero-Garcés et al. 2014 et Gil et al, 2013 ont utilisé la sédimentologie et la stratigraphie des dépôts karstiques pour prouver la source des sédiments et l'apport de la minéralisation dans l'évolution du phénomène.

Benac et al, 2013, Goepfert et al. 2011, Waele et al, 2009 et Siart et al 2009 ont utilisé les caractéristiques géomorphologiques du karst issues des travaux d'investigation et de la combinaison de diverses techniques de télédétection pour la classification et la cartographie des réseaux karstiques.

Frumkin et al, 2011, Zhu et al, 2011, Jeng et al, 2012 et Anchuela et al, 2014 ont utilisé divers techniques géophysiques tel que les sondages électriques, la tomographie 2D, le radar géologique et la sismique réflexion pour la localisation et le dimensionnement des conduits karstiques.

L'efficacité de ces méthodes dans la caractérisation de la dynamique karstique est en fonction du milieu. L'utilisation du suivi des séries temporaires est impossible dans les zones arides et

semi arides vue la rareté des précipitations, d'autre part le choix des méthodes géophysiques doit prendre en considération la profondeur des cibles et la lithologie des formations traversées.

L'évolution des karsts dans les zones arides est très lente car plusieurs facteurs sont responsables de l'accélération du phénomène, l'indigence des précipitations associées à une très forte évapotranspiration engendre des modèles géomorphologiques spécifiques à ce type de climat (Salomon, 1997).

II-2-Méthodes adoptées pour la mise en évidence des karsts dans les régions sahariennes

L'identification d'un karst dans une zone couverte d'Erg sableux et par des formations alluvionnaires nécessite la bonne connaissance des traits géomorphologiques des karsts sahariens et des zones arides. Les indices sont généralement invisibles mais l'association à d'autres formes témoigne de leur présence. Les Dayas connus aussi par Balte ou Veis sont des dépressions fermées à dimensions métriques à kilométriques avec des abruptes parfois très raides. Elles constituent un témoin de la présence des karsts lié à des soubassements calcaires et qui sont constituées de matériaux fins limoneux argileux préservant une certaine humidité à la couverture qui tapisse le vestige. Ces formes géométriques permettent la concentration du CO₂ dans les eaux qui s'infiltrent lentement vers le substratum carbonaté. Le recensement et la cartographie de ces formes représentent l'élément clé pour la délimitation des secteurs suspectés d'être une partie du système karstique.

II-2-1-Cartographie géomorphologique par les images satellitaires

Les données satellites issues des missions Landsat sont utilisées pour localiser les différentes formes géomorphologiques liées au karst. Les missions de reconnaissance sur terrain et l'utilisation des images Landsat permet de recenser les dayas.

L'identification de ces formes à partir d'images satellitaire nécessite des connaissances préalables sur la morphologie de ces formes (Goudie, 2010,2013). Le choix des images Landsat dépend des objectifs visés : pour la cartographie structurale dans les zones tectoniquement stables, le choix des dates des prises n'est pas important ; mais dans le cas où l'objectif est la cartographie de l'évolution des dayas cela doit être pris en considération. Après le choix des images, plusieurs corrections sont réalisées afin de réduire l'effet de l'atmosphère sur la qualité de ces images (correction radiométrique, géo-référencement, application du mask...).Après le choix de la mosaïque, les images sont utilisées en fonction des objectifs des travaux, dans le cas où l'intérêt est de réaliser des cartes structurales, le choix de la bande adéquate, le panchromatique à 15 m de résolution est le mieux adopté. L'extraction automatique des linéaments par l'application du module LINE basée sur les

algorithmes :Canny edge detection, thresholding, curve extraction. Les linéaments anthropiques (routes, pipe-lines, réseaux électriques ...) sont soustraits des résultats obtenus. La corrélation avec les données géologiques et la validation du modèle obtenu est une étape importante car l'interprétation structurale conditionne la géométrie et l'évolution du karst. D'autre part, l'utilisation des images satellitaires permet de cartographier les terrains géologiques par l'application des classifications supervisées et non supervisées. Ce type d'analyse permet de localiser les phénomènes karstiques en surface (dolines, dayas, poljés, gouffres) et fourni des indications précieuses sur l'extension du karst.

II-2-2-Méthodes géophysiques

L'extension du réseau souterrain est en fonction de la distribution des dayas et des cavités à la surface. La géophysique à son tour présente un apport supplémentaire pour expliquer l'extension et la géométrie souterraine des formes karstiques. Divers méthodes géophysiques ont été utilisées afin de définir l'architecture de ces systèmes. Le radar géologique de subsurface (GPR) est un outil indispensable pour la caractérisation de l'exokarst dans les zones arides car le système est très sensible à la présence d'humidité et de formation argileuse ce qui représente une opportunité dans les zones sahariennes. L'équipement souvent utilisé est muni d'antennes blindes de fréquences variables entre 100 et 200Mhz. Les données acquises sont des enregistrements électromagnétiques d'un signal reçu et traité par l'application des plusieurs filtres (passe-bande High et Low, Dwow et les corrections statiques). Le choix de la constante diélectrique des matériaux traversés constitue souvent un problème dans ce type d'acquisition. Plusieurs techniques sont développées pour obtenir ce paramètre la plus simple consiste à reconnaître la profondeur d'une repère géologique connu et d'estimer la vitesse de propagation dans ce dernier (Neal, 2004). L'interprétation des résultats du radar (GPR) permet de localiser les formations géologiques constituant la partie superficielle du système karstique et de localiser les cavités comblées.

En géophysiques l'utilisation d'une seule méthode d'investigation est insuffisante pour cela des méthodes supplémentaires ont été utilisées comme la méthode de la résistivité électrique (**sondage électrique** et **tomographie de résistivité 2D**). Ces techniques sont basées sur le même principe physique qui consiste à la mesure de la résistivité électrique des formations, le vide étant caractérisé par une résistivité électrique importante vis-à-vis de l'encaissant géologique ce qui signifie une signature géo-électrique facilement détectable.

L'évolution de la karstification dépend entre autres de la densité de la fracturation dans les formations. La gravimétrie est une méthode basée sur la mesure du champ de la pesanteur d'une région donnée. Dans ce travail, elle a comme intérêt la localisation des linéaments

d'origine tectonique à des profondeurs moyennes situées entre 0 et 2000 m. Les techniques utilisées dans la prospection gravimétrique permettant d'avoir une idée sur la distribution des masses et de localiser les anomalies liées aux vides et aux formations à faible densité.

L'effet des structures régionales influence les valeurs des anomalies gravimétriques enregistrées. L'application du filtre passe-bande permet la séparation des anomalies résiduelles et régionales (Spector et Grant, 1970 ; Syberg, 1972; Gupta et Ramani, 1980; Lefort et Agarwal, 2002).

Dans la méthodologie proposée la gravimétrie peut être utilisée pour extraire des informations importantes sur la distribution des failles et des fractures dans le milieu géologique. La séparation des anomalies par la technique des polynômes permet de mieux distinguer les anomalies gravimétriques liées à des formations peu denses. Les cartes des anomalies résiduelles fournissent des informations plus utiles sur la distribution des événements tectoniques par l'application de la 'Déconvolution d'Euler', la 'technique des gradients' et le 'Signal Analytique'. La Déconvolution d'Euler permet de localiser les profondeurs des anomalies associées à chaque type de source : plusieurs solutions sont possibles par la résolution de l'équation d'homogénéité d'Euler. Le choix de l'indice structural est un paramètre clé pour la détermination correcte de la profondeur de chaque source. Un indice structural inadéquat conduit à des estimations erronées. Le signal analytique et les gradients du champ total permettent de localiser les discontinuités géologiques.

La mise en application de ces méthodes géophysiques a pour intérêt hydrogéologique l'élaboration d'un modèle structural qui met en relation l'évolution de la karstification vis-à-vis du réseau tectonique local.

II-2-3-Méthodes hydrogéologiques et hydrodynamiques

Afin de comprendre le comportement d'un système karstique il est nécessaire de déterminer sa nature de fonctionnement soit ouvert ou fermé, cela implique la localisation des zones d'entrée et de sortie. A travers l'association de la télédétection et des méthodes géophysiques, on construit un modèle structural qui englobe le réseau de fracturation à la surface et en profondeurs. La connectivité de ces deux éléments peut être considérée comme zone d'infiltration des eaux vers la nappe profonde. La simulation des paramètres hydrodynamiques de la nappe est un outil qui permet de comprendre le mécanisme de la distribution des eaux au sein de la nappe karstique.

L'étude des courbes de récession des cavités et des résurgences est un élément capital qui permet la prédiction du comportement hydrodynamique de la zone tampon dans un système karstique. Cela nécessite un suivi continu par jaugeage des sources. Malheureusement dans

les zones arides et sahariennes ce suivi est impossible vue la rareté des précipitations d'une part et le comblement par les remplissages sédimentaires issus des crues violentes qui caractérisent l'hydrologie sahariennes.

Le traçage constitue un outil précieux pour la détermination des systèmes d'écoulement karstique et la caractérisation des processus de mobilité des solutés dans les eaux souterraines. Ceux-ci offrent la possibilité d'étudier sur l'objet lui-même certains aspects de l'écoulement et du transport en milieu souterrain.

Un essai de traçage, en milieu souterrain, consiste donc à injecter un traceur en un point de l'aquifère (perte, puits ou piézomètre) et à mesurer l'évolution de la concentration de ce traceur dans l'eau en un point de prélèvement (puits, piézomètre, source, résurgence) au cours du temps. Le suivi hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines permet la caractérisation et l'évolution des paramètres des nappes karstiques, dans ce travail l'usage de ces méthodes est difficile a cause de l'absence des puits

II-2-4-Les données de forages

Dans les zones arides l'identification des karsts souterrains se base sur l'analyse des logs des forages. Dans certains endroits, la géomorphologie karstique est quasiment absente ; les informations fournies durant les forages par les diagraphies et à travers la litho-stratigraphie permettent de comprendre l'extension verticale du système karstique. Les pertes totales ou partielles dans un forage signifient la présence de fracturation importante ou des conduits karstiques proprement dites. La corrélation entre les niveaux topographiques, les profondeurs et l'épaisseur des karsts permet d'avoir une idée sur l'organisation du système selon les niveaux de la karstification provoqués par l'équilibre hydrodynamique.

La nature des dépôts dans les cavités de surface ou recueillis durant les forages fournis des informations importantes sur le paléoclimat et l'intensité des phénomènes karstiques dans la roche. Les échantillons analysés sous microscope électronique et par les lames minces permettent d'évaluer également la vitesse de la dissolution à travers l'étude de la déminéralisation et la substitution minéralogique.

II-2-5. Simulation expérimentale du taux de dissolution

une nouvelle technique est apparue dans le domaine d'étude des nappes carbonatées permettant le calcul du taux de dissolution dans la roche et de mesurer l'évolution du karst, cette technique se base sur la simulation des conditions souterraines du karst soit dans un système fermé ou ouvert d'un échantillon du réservoir karstique sur une période d'un an et de mesurer par la suite le taux de dénudation dans la plaquette, dans ce travail nous mentionnons

juste cette méthode vu les difficultés rencontrés pour l'acquisition de carottes du réservoir Sénonien.

II-3-Modèle proposé pour l'étude des karsts dans les régions arides et semi arides

Le schéma représenté dans la figure II.1 résume l'ensemble des méthodes utilisées pour l'identification et l'étude des karsts dans les régions arides et semi arides, le choix de ces méthodes est basé sur les conditions climatiques et géomorphologiques rencontrés.

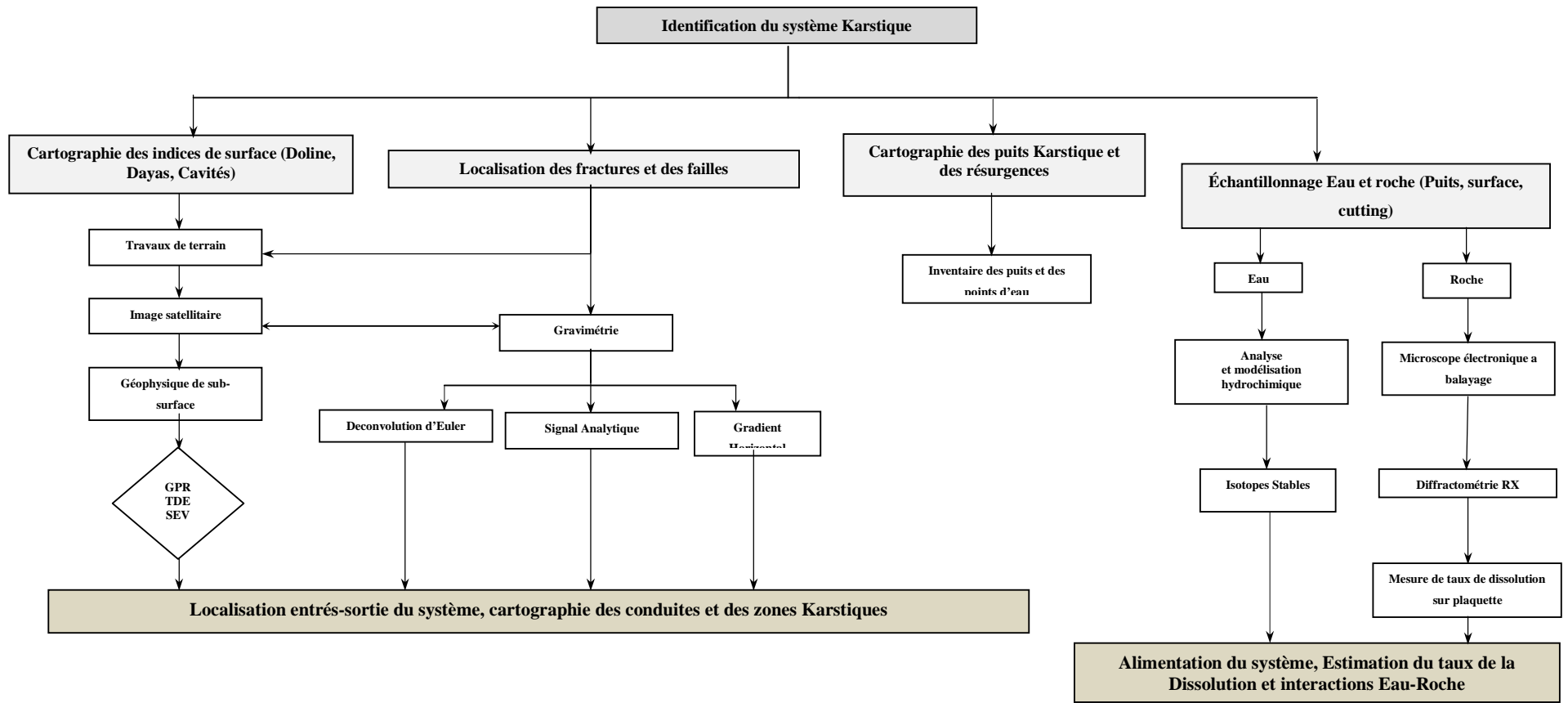


Figure II.1 : Modèle proposé pour l'étude des karsts dans les régions arides et semi arides

II-4-Méthodologie proposée pour l'étude des karsts du Nord du Sahara algérien

L'organigramme présenté dans la figure II.2 résume les méthodes et les traitements appropriés pour la caractérisation géométrique des karsts situés dans la partie Nord du Sahara algérien.

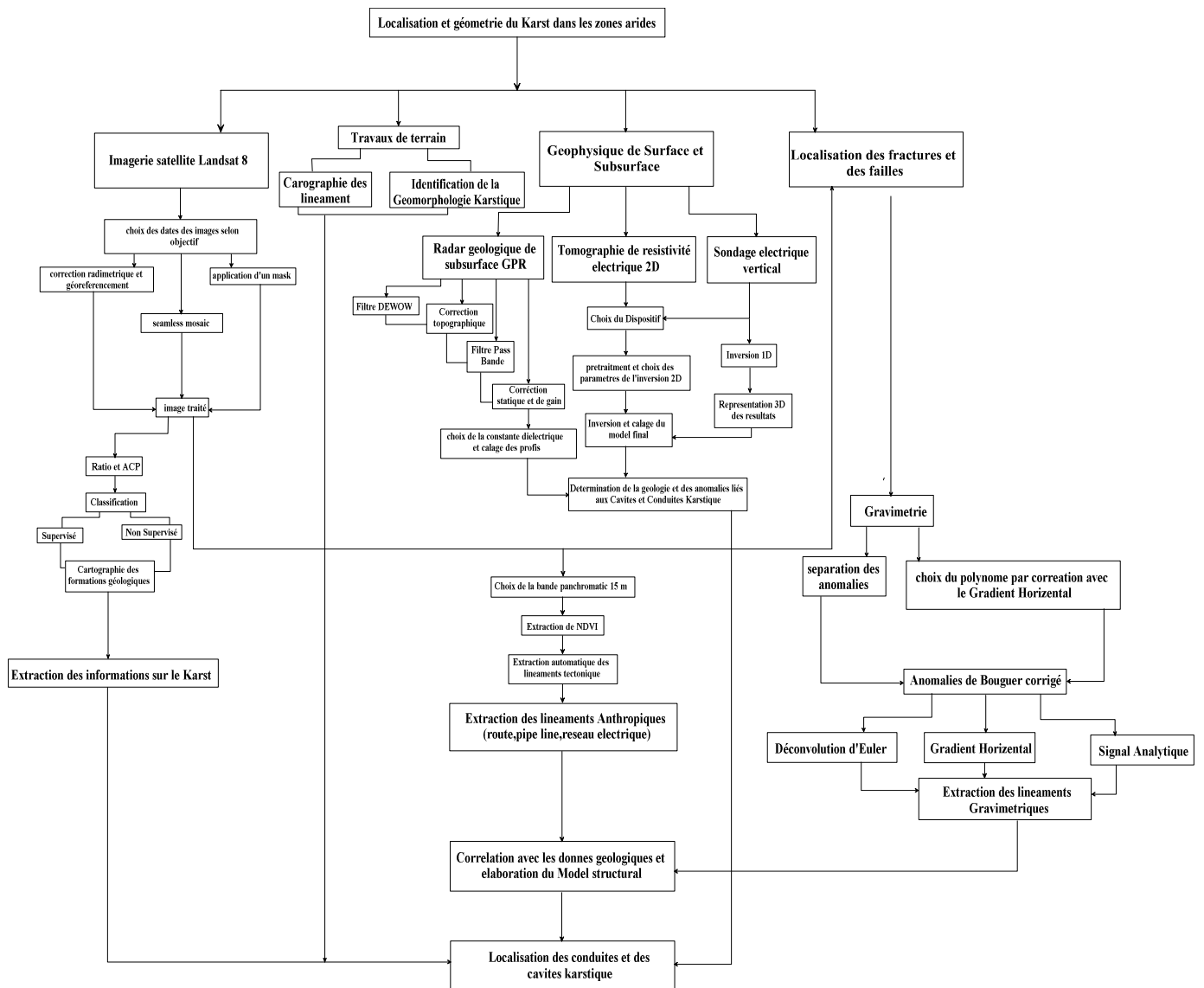


Figure II.2 : méthodes proposées pour la localisation et la détermination de la géométrie des karsts dans la zone d'étude.

Chapitre III
Cadre géologique et Hydrogéologique

Introduction

Afin de comprendre l'évolution du phénomène de la karstification, il est nécessaire d'exposer les grands traits géologiques, hydrogéologiques et structuraux de la plate-forme saharienne et ses bassins, l'échelle d'étude permet d'avoir plus de précision sur la géologie locale des sites visés.

La zone d'étude s'étale sur 92000 Km². Ce choix est basé sur la nature et les caractéristiques communes des karsts. La concentration des Dayas dans ces régions est très importante, leur nombre dépasse les 1200 dolines dans la partie située entre Djelfa et Laghouat qui est d'ailleurs connue sous le nom du « pays des Dayas » (figure II.1). Plus au Sud, plusieurs cavités et effondrements ont été recensés dans la région de Skhft El Giad et Guerrara situé à environ 200 Km au Nord de Ghardaïa. Les effondrements sont de taille métrique dépassant parfois les 10 m de diamètre. Les dimensions d'un nombre important de cavités restent inconnues vu la difficulté d'accès et l'absence de travaux sur le phénomène. En allant vers la région de Ouargla et vers Ghardaïa les Dayas disparaissent complètement et ainsi le karst prend une extension souterraine reconnue à travers les pertes totales de boue rencontrées dans les forages dépassant les 200 m de profondeur.

III-1. Cadre géologique et litho-stratigraphique régional :

Le bassin du Sahara Septentrional est une entité géographique relativement étendue (près de 1000.000 km²). Sur le plan orographique, cette entité est limitée sur les bordures, par des reliefs qui sont principalement des chaînes montagneuses (l'Atlas saharien) et des plateaux (Dahar, Tademaït, Tnirhert, etc..). Avec un réseau hydrographique relativement peu dense et à moitié fossilisé, ce bassin s'individualise en trois sous-entités qui sont les deux sous-bassins du Grand Erg Occidental et du Grand Erg Oriental et le plateau de la Hamada El Hamra. Les deux premières sous-entités sont des cuvettes à écoulement endoréique aboutissant dans des dépressions fermées qui sont « sebkhas et des chotts ». Le plateau de la Hamada El Hamra est un reg légèrement incliné.

La présente description résulte de la compilation d'un nombre important d'études spécifiques et des données des sondages pétroliers. La connaissance qui en est résulté sur la géologie des zones sahariennes, permet de tenter une synthèse en vue de schématiser la structure du bassin du Sahara septentrional.

Dans cette analyse de synthèse de la stratigraphie des couches du bassin saharien, on s'est volontairement limité aux horizons décrits à travers les sondages qui les ont traversés et qui sont susceptibles de faire partie des couches aquifères ou celles qui les bordent.

Dans le Sahara algérien, les travaux de G. Busson (1967 et 1970) et de J. Fabre (1976) constituent les références de base pour une bonne compréhension de la géologie du Sahara Algérien. Toutefois, un complément d'information est à rechercher dans les différentes cartes géologiques qui ont couvert cette région. La description stratigraphique des formations influençant les nappes de cette zone, est limitée à la base du Trias.

III-1.1.Le Trias :

Il montre une grande variation de faciès et des épaisseurs (Busson G., 1970). Le Trias est divisé en grandes unités lithologiques distinctes qui sont de bas en haut :

- le Trias argilo-gréseux inférieur (Grès de Nezla),
- le Trias carbonaté,
- le Trias argilo-gréseux supérieur (Grès de Tartrat),
- le Trias argileux,
- le Trias salifère.

L'épaisseur de ces différentes formations est très variable, principalement là où s'intercalent des bancs salifères éruptifs (Rhourde El Baguel). L'épaisseur du Trias argilo-gréseux inférieur augmente vers le Nord-Ouest (150-180 m), et diminue dans les zones de hauts fonds (Hassi Messaoud, G. El Baguel). Le Trias salifère présente une grande épaisseur (NE de Ghadamès : 700m et H. Messaoud : 1300m). Le Trias ne joue pas de rôle dans l'hydrogéologie du bassin saharien algérien.

III-1.2.Le Jurassique inférieur et moyen (Lias-Dogger) :

Il comprend essentiellement des couches lagunaires constituées de sel, d'anhydrite et d'argiles qui deviennent par la suite, marines et se présentent sous forme de calcaires et argiles avec des bancs d'anhydrite. La transgression jurassique couvre tous le bassin du Grand Erg oriental et les séries jurassiques y sont épaisses.

Le Jurassique est caractérisé par une permanence relative du régime marin avec des sédiments de milieu confiné. Dans la partie occidentale du bassin, le régime marin accuse une certaine régression à l'image de ce qui se passe plus à l'ouest et vers le Sud (Figure III.1).

Le passage du Jurassique vers le Crétacé inférieur se caractérise par des apports terrigènes dont l'origine est constituée par les reliefs nourriciers situés au Sud du bassin saharien (Hoggar).

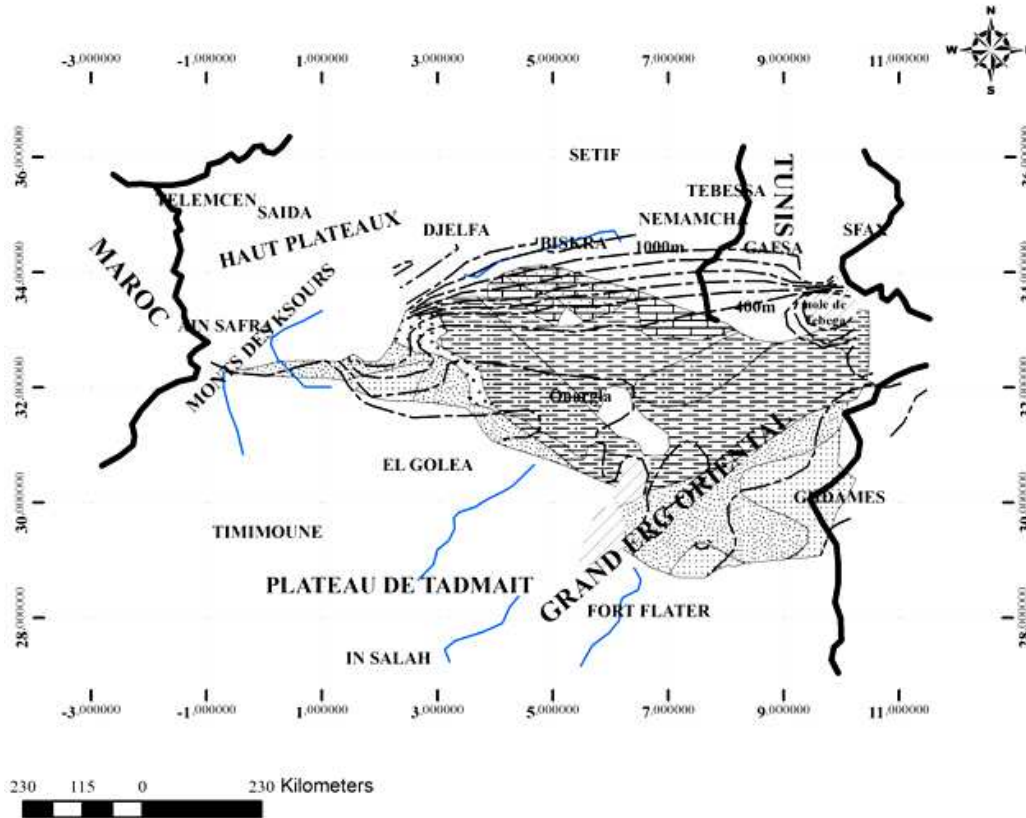


Figure III.1) : Carte du Jurassique supérieur –Néocomien de la plate forme saharienne (bassin Algéro-Tunisien) avec isopaques d'équidistance de 100 m et représentation schématique et simplifiée des faciès (G. Busson, 1970).

III-1.3.Le Crétacé inférieur :

Il est constitué par des couches terrigènes continentales azoïques qui sont en contraste lithologique et sédimentaire avec les formations marines du Jurassique supérieur. Le Crétacé inférieur comprend :

-Le Néocomien, comprenant, dans le Bas-Sahara, des argiles vertes et rouges avec de l'anhydrite en bans massifs qui se déposent à la base. Ils sont surmontés par une alternance de dolomies et d'argiles. Dans la région de Hassi R'mel, se sont surtout des argiles et des sables avec quelques couches de lignites et de rares bancs carbonatés. Cette évolution latérale de faciès s'accroît vers l'ouest dans le Mزاب, le Nord- Est du Grand Erg Occidental ainsi que vers le Centre et le Sud du bassin où l'équivalent du Néocomien se confond dans un ensemble argilo-gréseux de transition entre le Jurassique et le Crétacé inférieur.

-Le Barrémien est la période qui vit un épandage généralisé des formations détritiques du Crétacé inférieur jusqu'à dans le Bas-Sahara. Ces formations se présentent sous forme de grès fins ou grossiers et d'argiles provenant apparemment du Sud (Hoggar). Dans la région de

Touggourt, les sondages ont traversé des grès arkosiques. Les bancs carbonatés sont peu nombreux au Nord- Est du Sahara algérien, dans la région des dayas et le Nord du Mزاب. Dans l'ensemble, le Barrémien correspond à une sédimentation en milieu continental fluviatile, lacustre, sur la plus grande partie du Bas-Sahara.

Vers le Nord- Est, cette sédimentation est mixte, deltaïque, avec quelques influences marines. L'épaisseur des sédiments varie notablement d'un point à l'autre. Elle est forte dans les zones subsidences du Bas-Sahara (Laghouat: 800-1100m), faible sur les môles (El Abiod, Gassi Touil, Rh. El Baguel : 100-300m) et les zones de bordure orientale et sud-ouest (Figure III.2).

- L'Aptien est un bon repère lithologique dans les sondages. Il est représenté dans la grande partie du Bas-Sahara, par 20 à 30 m en moyenne, de dolomies alternant avec des lits d'anhydrite, d'argiles et de lignite (sédimentation lagunaire).

Cette barre dolomitique aptienne passe latéralement vers le Sud, à des argiles rouges et sableuses et vers le nord, à des argiles grises, vertes et beiges. Les formations gréseuses de l'Aptien se localisent sur les bordures du bassin. Sur les confins atlasiques et vers le sud tunisien, la dolomie aptienne passe, latéralement sur une courte distance, à des calcaires à obitoires et algues. Dans l'ensemble, l'Aptien est caractérisé, dans le Sahara algérien, par une très grande homogénéité de faciès et d'épaisseur. Il semble coïncider avec un ralentissement des apports terrigènes et de la subsidence. C'est une période de stabilité de la Plate-forme.

- L'Albien est caractérisé par un retour massif de la sédimentation terrigène.

Cet étage regroupe la masse des sables et argiles comprise entre la barre aptienne et l'horizon argileux sous-jacent attribué au Cénomaniens. L'Albien gréseux est formé de grès fins avec quelques intercalations carbonatées. Vers les bords du bassin (Tinrhert et Tademaït) les sédiments deviennent plus grossiers.

III-1.4.Le Crétacé supérieur

Il est constitué essentiellement de couches marines calcaires et dolomitiques. Il est essentiellement constitué par:

-le Cénomaniens argileux dans le Tinrhert et le Bas-Sahara. Le Cénomaniens supérieur et le Turonien sont calcaires. Ces formations contiennent généralement de l'eau salée ;

-le Sénonien inférieur à sédimentation lagunaire caractérisé par des formations argileuses et salifères à anhydrite et sel gemme ;

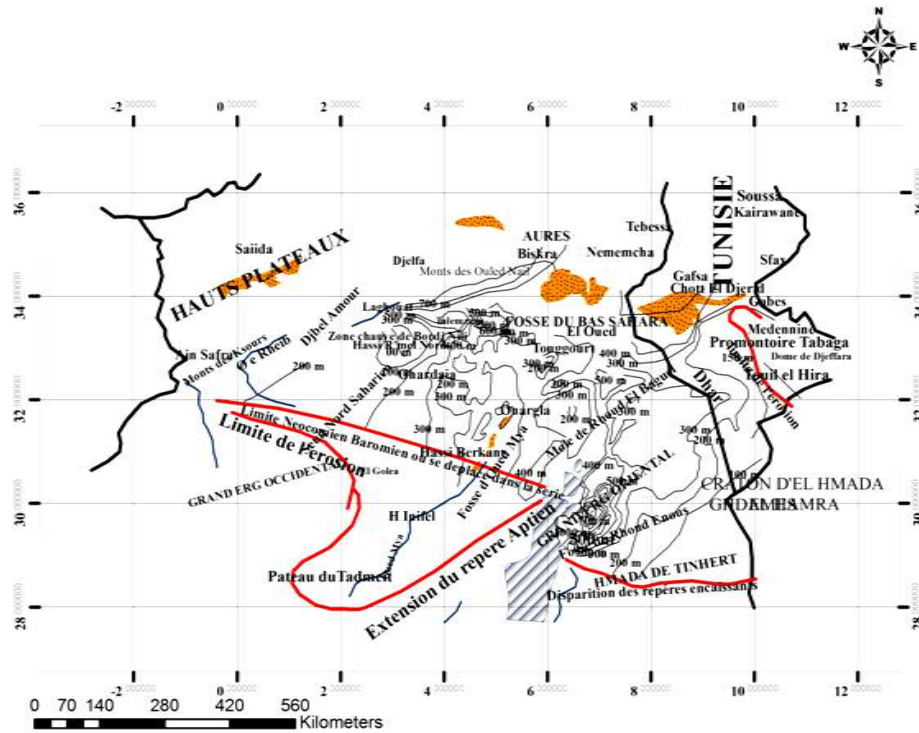


Figure III.2) : Carte en isopaque du Barrémien de la plateforme saharienne (bassin Algéro-Tunisien). Equidistance 100 m. (G. Busson, 1970)

-le *Sénonien carbonaté* constitué de calcaires et dolomies avec quelques alternances argileuses. Cette formation se termine avec la sédimentation calcaire du Maestrichtien qui se poursuit jusque dans l'Eocène qui constitue le dernier épisode marin du Sahara algérien.

III-1.5. Le Tertiaire continental :

Le Tertiaire continental du Sahara peut être relativement épais (150m). Il se présente sous forme d'un faciès sableux et argileux avec du gypse. Dans le Bas-Sahara, la sédimentation lacustre se présente sous forme de séries sableuses et argileuses connues sous le nom du Continental terminal dont l'épaisseur peut atteindre, dans la région des Chotts Algéro-Tunisiens, quelques centaines de mètres. On y identifie, dans la région de Oued Rhir, deux niveaux aquifères au sein des sables qui sont séparés par une couche argileuse au milieu (première et deuxième nappe d'Oued Rhir).

III-1.6. Le Plio-Quaternaire:

L'ensemble est surmonté par le Plio-Quaternaire argilo-sableux et gypseux qui résulte de la sédimentation en milieu lacustre durant la phase d'assèchement des lagunes des Chotts (Figure III.3)

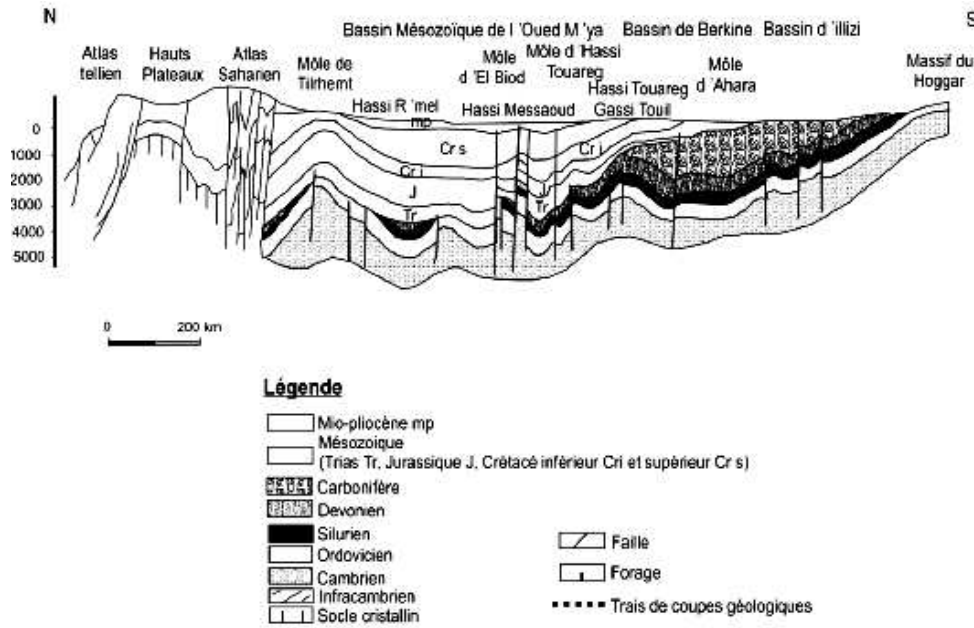


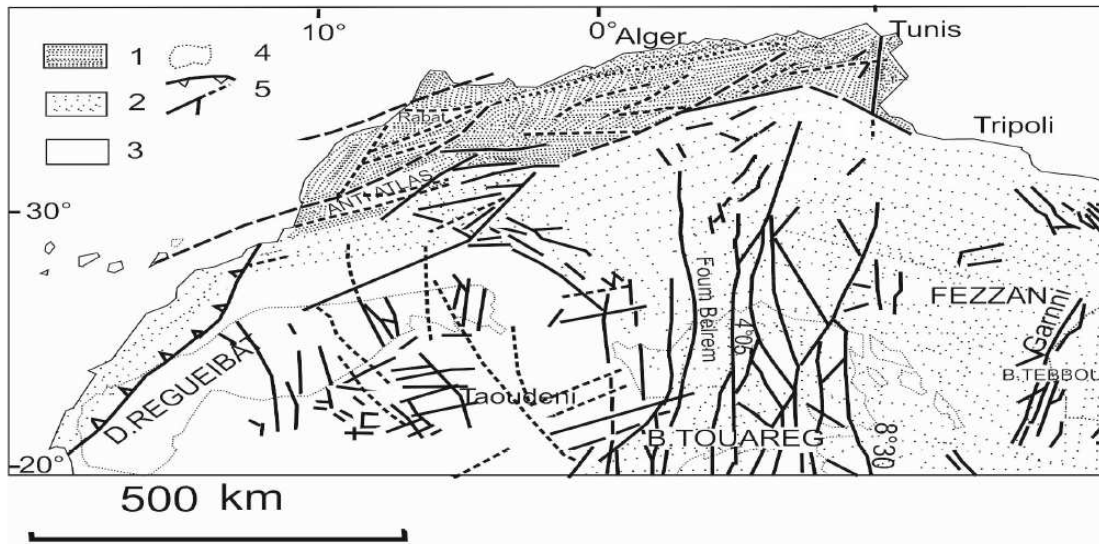
Figure III.3) : Coupe orienté Nord Sud à travers les bassins sédimentaires du Sahara Algérien(Sonatrach, 1987, modifié Chellat, 2014)

III-2.Cadre Tectonique Régional

Dans son ensemble, la dépression de l’Oued M’ya est le résultat de mouvements compressifs N0-SE et N-S du Mésozoïque et du Cénozoïque ainsi que de la réactivation à partir du Sénonien d’anciens accidents tectoniques hercyniens. Cette dépression a constitué plus tard un milieu favorable pour le dépôt des formations néogènes et quaternaires du bas Sahara (Aliev, 1972).

La phase hercynienne a structuré les formations du Paléozoïque (Dévonien à Permien) et même les plus anciennes (Cambro-ordoviciennes) en selle (mole) et dépression (mouvements distensifs et compressifs), suivi de mouvements post-triasiques. Un évènement capital intervient à la fin du Trias, la région septentrionale, occupée jusque-là par la fosse de Berbérie, voit se former les chaînes atlasiques par surrection de sédiments subissant des poussées venant du Nord (Monts des Ouled Nail, Massif des Aurès et Monts des Nememcha). Le contrecoup de l’orogénèse atlasique sur le socle saharien est à l’origine de l’apparition de déformations à grand rayon de courbure. Les calcaires crétacés du M’zab (Figure.III.4) sont transformés en antiforme, ceux du Tademaït en cuvette (syncliforme). Au Sud, l’axe Amguid-El Biod s’effondre pour faire place à un axe synclinal méridien qui se poursuit jusqu’aux Aurès. Des axes secondaires apparaissent çà et là : citons la ride anticlinale NO-SE de Messad-Touggourt et la ride Sud parallèle passant au Nord de Guerrara. Elle se prolonge vers l’Est par la ride Hassi Messaoud-frontière tunisienne.

La ride anticlinale, EO, de Tozeur prolongée vers l'Ouest par plusieurs branches ; la ride de Sidi Rached et celle de Sidi Khelil dans l'Oued Righ. L'ondulation de Stil (petit plissement de faible étendue) au Nord-Ouest du chott Mérouane. Ainsi, le choc de la surrection atlasique semble avoir fait naître des ondes concentriques sur la couverture sédimentaire du socle saharien autour de la fosse créée au pied des Aurès (Bel et Dermagne., 1966).



- 1 Domaine Alpin dernière déformation entre le Mésozoïque et l'actuel
- 2 Domaine panafricain repris par des orogénèses au Paléozoïque
- 3 Domaine éburnéen Cratonisé au protérozoïque inférieur
- 4 contours des principaux affleurements du précambrien
- 5 Failles majeurs et grandes zones de chevauchements

Figure III.4) : Les grands accidents tectoniques au Sahara occidental et oriental (Fabre, 1976 ; modifié par Chellat ,2014)

La tectonique atlasique a également d'autres conséquences, les bancs rigides de la couverture sédimentaire saharienne, celui du Turonien et celui du Sénonien et de l'Éocène, sont affectés par des diaclases nombreuses, des fractures et même des failles.

D'importantes pertes de boue ayant été constatées lors des forages, il n'est pas impossible qu'une karstification se soit développée à la faveur de ces fractures, avant leur recouvrement par les formations du Continental terminal (Busson, 1970).

III-3.Cadre géologique local :

Dans la région de Ouargla seuls les terrains du Mio-Pliocène affleurent, ils sont recouverts par une faible épaisseur de dépôt quaternaire (ergs, dunes). La cuvette est creusée dans les formations continentales du Mio-Pliocène. Il s'agit de sables rouges et de grès tendres à

stratifications entrecroisées(Figure.III.5), avec nodules calcaire, entrecoupés de niveaux calcaires ou gypseux que l'on voit affleurer sur ses bords est et ouest.



Figure. III.5 : sédimentation entrecroisé dans les grés tendres d'Ouargla

Entre la dépression d'Ouargla et la dorsale du Mزاب les formations sont d'âge pliocène caractérisé par des sables

A partir de Ghardaïa la puissance des couches carbonatées est moyenne elle représente une épaisseur de 50 a 120 m environ malgré cela plusieurs cavités et galerie ont été mise en évidence (cas des Grottes de Figher, Louss, et de Beni Izgen), en allant vers Hassi R'mel, Belil et Laghouat les calcaires maestrichtien et Turonien augmente en puissance pour atteindre plus de 100 m d'épaisseur. Souvent très fractures et karstifiés.

Les formations du turonien (Figure III.6) sont datées avec des faunes pélagiques représentées par des Fissurines, Globiferines et Gumbelines caractérisant un milieu de dépôt marin (Busson, 1972)

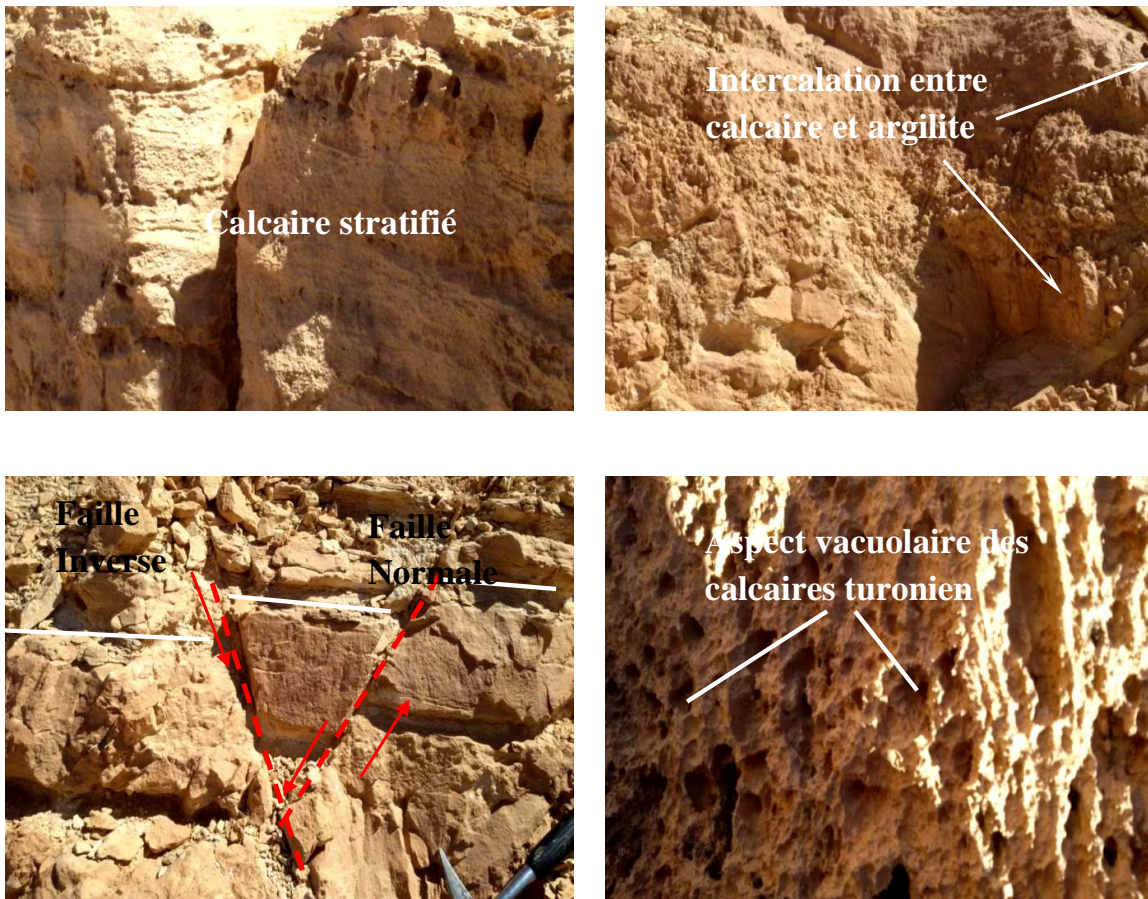


Figure. III.6 : Aspect des Calcaires Turonien dans la dorsale du Mزاب

Dans le bassin du Sahara orientale le sénonien se subdivise en trois formations :

Sénonien salifère : existant dans la partie centrale du bassin septomprionale et repose sur des anhydrites, en allant vers le NE il devient Anhydritiques et vers le SW il passe à des argiles (Boudjema, 1987).

Sénonien Lagunaire : il est constitué de trois facies, Anhydrite à la base , Carbonatés dans la partie médiane et anhydritique vers le sommet.

Dans la partie septomprionale le terme carbonaté renferme des prismes d'Incérâmes et des Monolepidoris du Santonien-Campanien, dans la partie Nord de l'erg Orientale, les facies carbonatés renferment des argiles gris vert à banc calcaire crayeux à fossile Campanien à la base et des couches carbonatées (calcaires et dolomies) à orbitoïdes caractérisant la base du Maestrichtien (Boudjema, 1987).

Sénonien Carbonaté (Maestrichtien et Eocène) : la distinction entre les deux faciès dans les logs des forages est impossible vue la présence de pertes de boue et la qualité des déblais récupérés, le Maestrichtien est caractérisé par la présence d'un banc de calcaire à Laffiteines (Figure III.8) situé au même niveau que l'anhydrite supérieur, l'Eocène est caractérisé par la série à algues à faciès calcaro-dolomitique avec passé de silex, des marnes et des anhydrites à faunes abondantes, la série à Nummulites à faciès carbonatés (Figure III.7) vers le Nord (entre Touggourt et Ouled Djellal) la série se complète par une séquence de faciès lagunaires à gypse et calcaire de l'Eocène moyen (Boudjemaa, 1987).



Figure III.7 : Affleurement des calcaires à nummulites de l'Eocène (région de Guerrara, Ghardaïa).

la carte suivante (figure III.8) synthétise l'ensemble des formations lithostratigraphiques décrites ci-dessus.

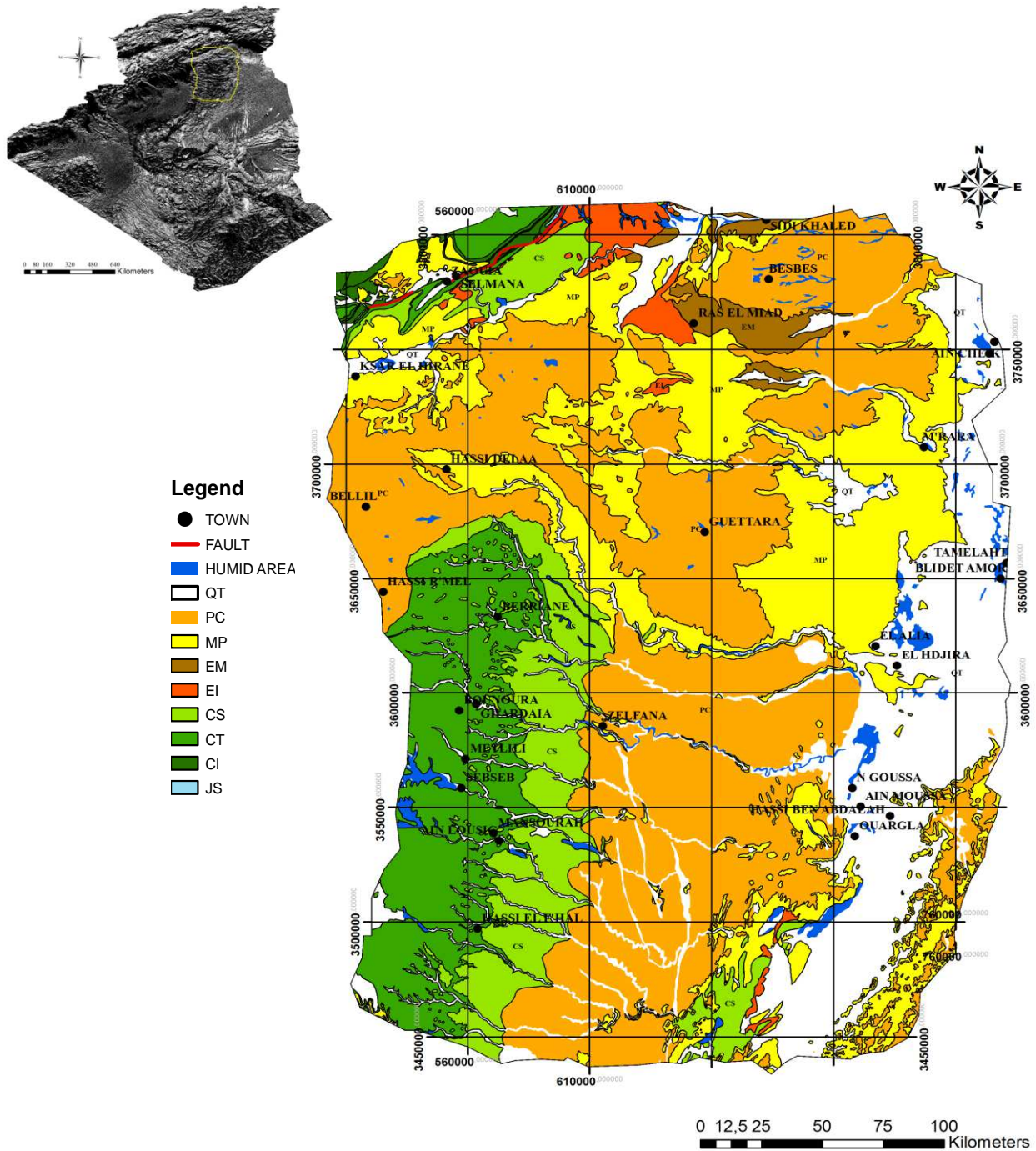


Figure III.8: Carte Géologique du secteur d'étude

QT : Quaternaire, PC : Pliocène continental, MP : Mio-pliocène, EM : Eocène moyen, EI : Eocène inférieur, CS : Crétacé supérieur, CT : Crétacé moyen (turonien), CI : Crétacé inférieur, JS : jurassique supérieur.

III-4.Hydrogéologie :

le Sahara algérien constitue une réserve en eau importante, en général, les ressources en eau dans la région s’organise en deux grand domaine :

La nappe du Complexe Terminal (CT)

Le Complexe Terminal comprend les formations les plus récentes déposées au Bas Sahara et limitées à l’Ouest par le dorsale de M’Zab, au Nord par l’accident majeur de l’Atlas Saharien, à l’est par le Dahar, au Sud par la ligne passant au Nord de l’axe in Salah Zarzaitine sous l’erg oriental. Le Sénonien, l’Eocène et le Mio-Pliocène sont avec le Quaternaire, les dernières formations déposées au Sahara (Figure III.9).

Cette particularité, ajoutée à leur hétérogénéité lithologique, leur a valu d’être groupés sous le terme de « Complexe Terminal ». Ce complexe occupe une superficie de l’ordre de 350000 km², leur profondeur varie entre 100 et 400m, Il s’agit d’une superposition de plusieurs nappes, dans la région de l’Oued Righ et des chotts ; on compte cinq (5) nappes superposées. L’exutoire naturel de cette nappe est la zone des chotts en Algérie le chott Merouane et Melghir et en Tunisie chott El Jerid et chott El Ghersa. Le remplissage du réservoir s’est fait essentiellement pendant les périodes pluvieuses du Quaternaire. Cependant une recharge actuelle de la nappe continue de lui apporter des quantités importantes d’eau non négligeables. Le débit d’alimentation de cette nappe est estimé de 18.5 m³/s La composition chimique de cette nappe est bonne sur les bordures est relativement élevée dans le centre du bassin (dépasse 3g/l dans la région de Touggourt et Ouargla).

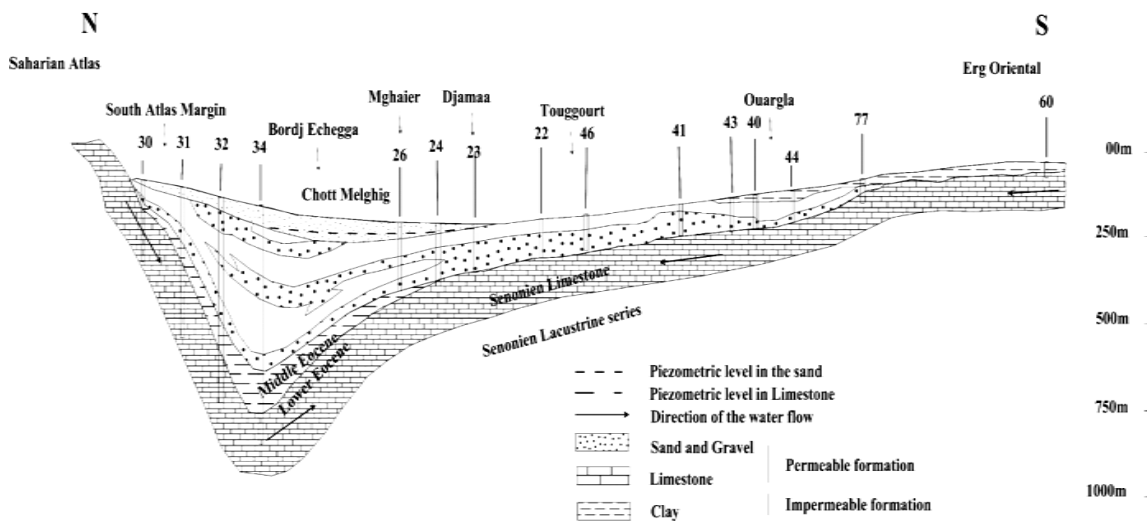


Figure III.9:Coupe Hydrogéologique N-S de la zone d’étude

Le Continental Intercalaire

On appelle continental intercalaire au sens large l'ensemble des dépôts sédimentaires du long épisode continental intercalé entre les deux cycles marins du paléozoïque et du crétacé supérieur. A cette définition stratigraphique, qui présente l'inconvénient d'englober des épisodes lagunaires, voire franchement marines, de préférence adopter la définition hydrogéologique plus classique d'un continental intercalaire au sens strict réduit aux seuls dépôts clastique (argilo-gréseux) véritablement continentaux constituant un réservoir plus ou moins homogène rempli d'eau douce. Ces dépôts, d'âge crétacé inférieur, recouvrent en discordances des terrains d'âges variable allant du toit du Primaire à l'Ouest (le mur du continental intercalaire correspond ici avec discordance hercynienne) au toit du Néocomien à l'Est. Le toit du réservoir correspond à la base du Cénomaniens argileux à l'Ouest, de l'Albien argileux à l'Est.

Le Continental intercalaire (CI) constitue le réservoir profond du Sahara septentrional. Il s'étend sur plus de 600 000 km² sur les seuls territoires Algérien et Tunisien, depuis l'accident Sud-atlasique au Nord jusqu'aux l'affleurement du Tidikelt et du rebord méridional du Tinherth au sud. Limité à l'Ouest selon un axe Béchar -Reggane, sa prolongation vers l'Est en Libye sous la Hamada al Hamra jusqu'au Graben de Hon couvre encore quelques 250000 km² supplémentaires. Les eaux de provenance de l'Atlas saharien se divisent sur l'axe de la dorsale du M'Zab approximativement suivants deux directions

- Une partie s'écoule vers le Sud et le Sud -Ouest vers le Gourara et le Tidikelt.
- L'autre partie s'écoule vers l'étroit passage situé entre le dôme de Medenine (exutoire tunisien) et rejoint à la faveur des failles d'El-Hamma et de Medenine la nappe de la zone côtière Tunisienne (Djeffara).

L'épaisseur utile totale du réservoir (c'est-à-dire l'épaisseur des dépôts perméable à eau douce) dépasse 250m dans la plus grande partie des régions. La profondeur de cette nappe dépend de la région d'implantation

Dans le centre du complexe terminal le bassin peu dépassé les 2000 m de profondeur Ouargla, El-Oued el Oued Righ (Figure III.10), à la Périphérie du bassin, la profondeur de la nappe ne dépasse pas les quelques dizaines de mètres (El Goléa, Timimoune...).

Cette nappe est artésienne dans la majeure partie du bassin, par contre dans les bordures du bassin elle est exploitée par pompage ; notons qu'auparavant la nappe est artésienne même dans les bordures, cette diminution de la pression est dû une surexploitation de cette nappe. Sur le plan de la qualité des eaux de la nappe Albienne, les eaux de CI sont douce et de bonne qualité sur l'ensemble du bassin en particulier dans les limites Ouest du bassin (El-Goléa).

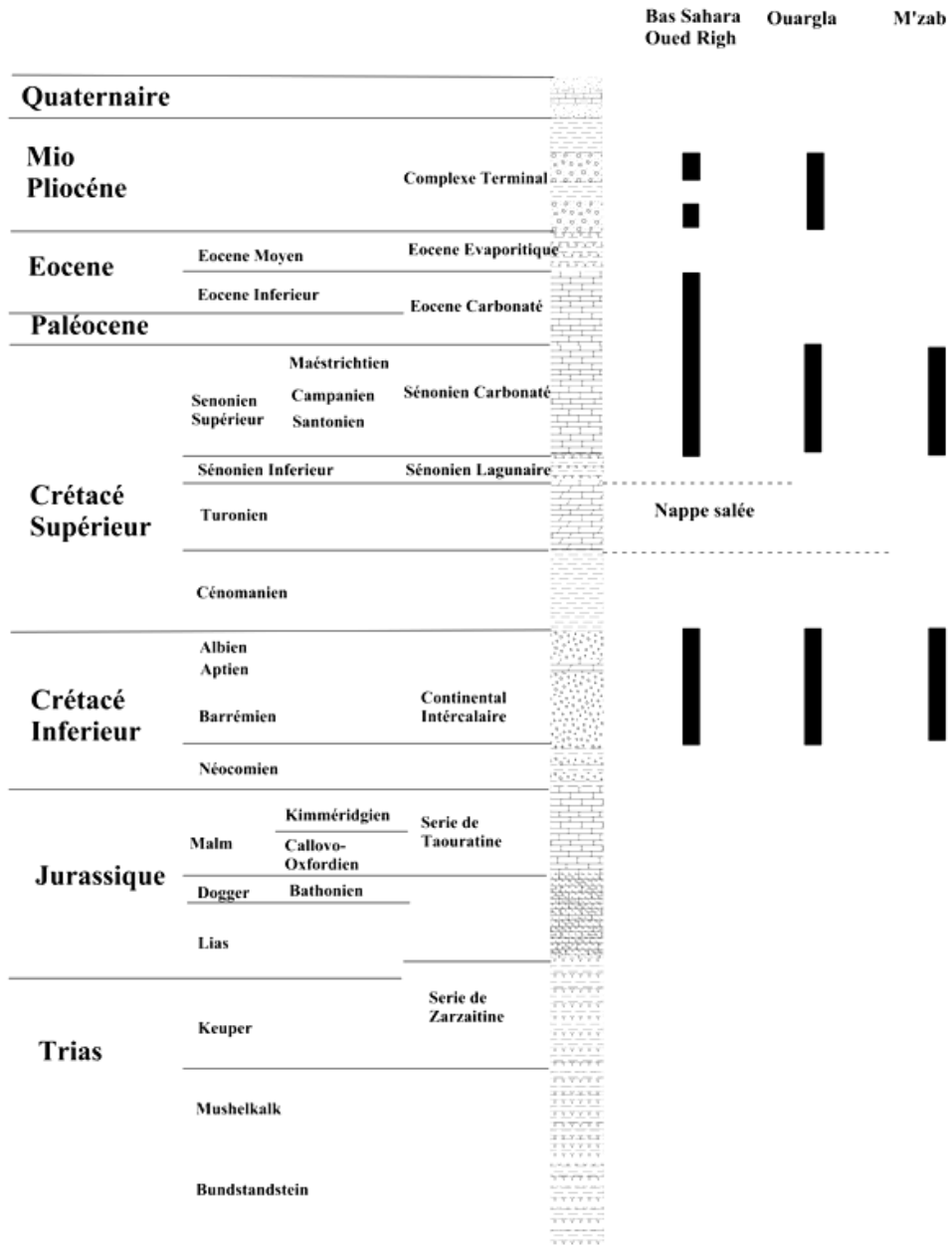


Figure III.10: Corrélation hydrogéologique entre les diverses nappes dans la zone d'étude

Chapitre IV

Prospection Géophysique

IV-1-Apport des méthodes géophysiques à l'étude des systèmes karstiques

Les méthodes d'investigations actuellement proposées concernant la reconnaissance des karsts font rarement appel aux méthodes géophysiques.

En terrain arides et désertiques les sables couvrent la totalité des formes géomorphologiques le développement des techniques de traitements géophysique à contribuer efficacement à l'étude des karsts à travers le monde.

Le but de cette partie est de démontrer que la combinaison des méthodes géophysiques permet de tirer les informations nécessaires à la caractérisation du karst à différentes échelles.

En premier lieu un balayage à grand échelles par les méthodes du champ de potentiel va permettre de localiser les grandes lignes structurales de la région.

Le site choisi couvre 92000 km² de la partie Nord du Sahara algérien, l'utilisation de la gravimétrie à permis de cartographie les anomalies significatifs, et de tracer une carte structurale à intérêt hydrogéologique, ce document a une importance capitale dans l'interprétation des phénomènes hydrogéologiques superficiels, celle-ci est la preuve de la présence des transferts hydrogéologiques entre les systèmes aquifère de la région.

Quelle est la démarche que la géophysique doit suivre pour l'exploration de ce milieu poreux et anisotrope ?

La démarche consiste à appliquer divers méthodes géophysiques afin d'évaluer leur fiabilité dans l'exploration du système karstiques (zone de recharge dans l'Epikarst, zone d'accumulation temporaire, drain et cavités karstiques).

Le tableau 4.1 résume les techniques utilisées dans ce travail en fonction de l'échelle d'exploration souhaité

N'importe quelle exploration commence à échelle régionale surtout dans un terrain peu exploré et couvert par les voiles sableux, la gravimétrie est basée sur la mesure du champ de pesanteur émis par les formes souterraines et les formations à fort contraste.

Les nouvelles techniques d'interprétations développées aux cours des années (Cordell et Grauch, 1982. Thompson, 1982. Blakly et Simpson 1986.Reid et al.1990. Barbosa, 2000. Bournas, 2003. Njandjock , 2003. Hinderer et al, 2008. Balmino et al, 2012) ont permis de mieux exploiter les résultats.

La combinaison entre les filtres gravimétriques et la déconvolution d'Euler a donné des résultats importants et qui mérite d'être valorisé dans le domaine de l'hydro-géophysique

Les méthodes de courant électrique et le géoradar ont été également utilisés dans divers travaux dans le monde afin de déterminer la morphologie des karsts et leurs extensions dans

le milieu géologiques (Beres et al, 2001. El Awadi et al, 2006. Xingxin Xu et al, 2010. Vadillo et al, 2012)

Le terrain exploré est dévasté par plusieurs cours d'eau, le volume des sédiments apportés est important, cela a rendu difficile l'application de ces méthodes sur terrain.

Les endroits choisis pour l'application de ces techniques sont situés dans un vaste plateau (plateau de Larbaa) de nature calcaire et calcaro-dolomitique couvert par des dépôts détritiques issue de la dégradation des formations de l'atlas Saharien et creuser par plus de 1200 dolines (nommé localement Dayat)

Tableau IV.1 : récapitulatif des méthodes géophysiques utilisées pour l'exploration de la zone d'étude en fonction de l'échelle

Méthodes géophysiques	Objectifs	Zones concernées	Échelles	Sites expérimentaux
Gravimétrie (carte d'anomalies résiduelles ,Déconvolution d'Euler) ,Gradient Horizontal, prolongement vers le haut)	Cartographie des failles	Epikarst et endokarst	régionale	Entre latitude 3°-6° Longitude 30°-33°
	Détermination de l'origine des cours d'eau	Epikarst		
	Déterminer la relation entre géomorphologie karstique et les failles	Epikarst		
Sondages électriques vertical	Cartographie des failles à échelles local	Epikarst	Zone ciblée après travaux de terrain	Situé entre Djelfa et Laghouat -Bouzbaier -Hassi Delaa -Oued El Hammar -Oued Zegrir
	Cartographie des cavités	Epikarst		
	Estimer la puissance du karst	Epikarst et endokarst		
	Reconnaissance géologiques des formations			
	Présence de zone d'alimentation			
Tomographie électrique 2D et Géoradar	Localisation des cavités	Epikarst	Échelle de la doline	Dayt Ben Fellah (Guerrara, Ghardaia)
	Localisation de la surface d'eau			
	Cartographie détaillée de l'Epikarst			
	Cartographie des Fractures et des failles			

Pour conserver la cohérence du document les résultats seront exposés en fonction des méthodes utilisés et des sites étudiés, les résultats obtenus au cours des recherches ont amélioré nos connaissances sur la distribution des karsts dans la région et la géologie du site en général, cela a permis d'affiner nos connaissances sur l'utilisation des méthodes géophysiques dans le contexte karstique Saharien.

IV-2-Prospection géophysique par gravimétrie

IV-2-1-Rappels théoriques

IV-2-1-1-Principe de la méthode gravimétrique

La gravimétrie mesure les variations de l'accélération de la pesanteur (Parasnis,1986), elle consiste à mesurer ces variations puis à appliquer aux valeurs brutes un certain nombre de correction pour diminuer l'influence des autres corps, de la rotation, de la forme de la terre et des effets topographiques locaux. Afin d'obtenir que les anomalies dues aux variations de densité du sous-sol, les valeurs négatives correspondent à des densités apparentes faibles (cavités, zones décompressées) réciproquement de fortes valeurs correspondent à des densités élevées. Les résultats représentent l'image de la distribution des densités du sous sol .ils ne traduisant pas directement la présence de vide mais plutôt la diminution apparente de densité que crée ce vide (McGrath et al,2002) c'est donc par l'examen de cette répartition des densités que le géophysicien attribuera aux anomalies existantes les origines tels que des cavités ,zone décompressée, accidents géologiques.

En milieu karstique la Micro-gravimétrie est une méthode bien adaptée à la recherche des cavités (McGrath et al, 2002, Fauchard et Pothérat, 2004).

IV-2-1-2-Signification de l'anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer constitue la réponse gravimétrique causée par les hétérogénéités de densité du sous-sol. L'interprétation se fait donc à partir de celle-ci. Elle est donnée par

$$\Delta g_s = \Delta g_{\text{observée}} \pm \text{les 5 corrections}$$

Ou les corrections sont :

1. Correction de dérivé de l'appareil et des marées ;
2. Correction de latitude $\Delta L = 8.1669 \cdot 10^{-4} \sin 2\phi$ mGal ;
3. Correction d'altitude $\Delta h = 0.3086 h$ mGal
4. Correction de plateau $\Delta_B = - 0.04191 \rho g h$ mGal
5. Correction de terrain ΔT

Et ou h est en mètre et positif si la station est au-dessus du référentiel et négatif dessous, et

$$\Delta g_{\text{observée}} = g_{\text{observée}} - g_{\text{réf.}}$$

Remarque :

Le gravimètre ne donne pas une valeur absolue de g , mais bien une valeur relative.

$$\Delta g_B = g_{\text{observée}} - \Delta g \pm g_{\text{réf.}}$$

Si pour un niveau z de référence, g observée en x, y et z sont rendues comparables à $g_{\text{réf}}$ calculée sur l'ellipsoïde de référence en $(x, y, z = 0)$ grâce aux corrections. On en conclut donc que g observée a été réduite au niveau de l'ellipsoïde.

En fait, il faudrait plutôt écrire

$$\Delta g_B = g_{\text{observée}} - (g_{\text{réf}} \pm \Delta g)$$

Au point (x, y, z) , on peut faire correspondre un point $(x, y, 0)$ sur l'ellipsoïde où la gravité Normale vaut $g_{\text{réf}}$. En effet, $g_{\text{observée}}$ et $g_{\text{réf}}$ ne sont pas comparables car (x, y, z) et $(x, y, 0)$ ne sont pas à la même altitude ni affectés du même relief. On fait donc subir à $g_{\text{réf}}$ les corrections nécessaires pour l'emmener dans la position désirée et nous permet de disposer d'une valeur théorique convenable de g en (x, y, z) . L'anomalie de Bouguer est donc attachée au point (x, y, z) et non pas au point $(x, y, 0)$ comme on tend à le croire.

IV-2-2-Généralité sur les cartes gravimétriques

IV-2-2-1-La carte de l'anomalie résiduelle

La carte des anomalies résiduelle est la carte obtenue après la soustraction de l'anomalie régionale, plusieurs techniques sont utilisées pour effectuer la séparation, cette carte permet de déterminer la localisation des formations denses qui causent généralement des anomalies positives dans le signal gravimétrique par contre les formations moins denses et à forte épaisseur se manifestent par des signaux négatifs, d'une manière générale la carte des anomalies résiduelles permet d'avoir une idée sur la distribution des densités dans les milieux géologiques et permet donc de localiser les grandes structures.

$$\text{Anomalie résiduelle} = \text{Anomalie de Bouguer corrigée} - \text{Anomalie régionale}$$

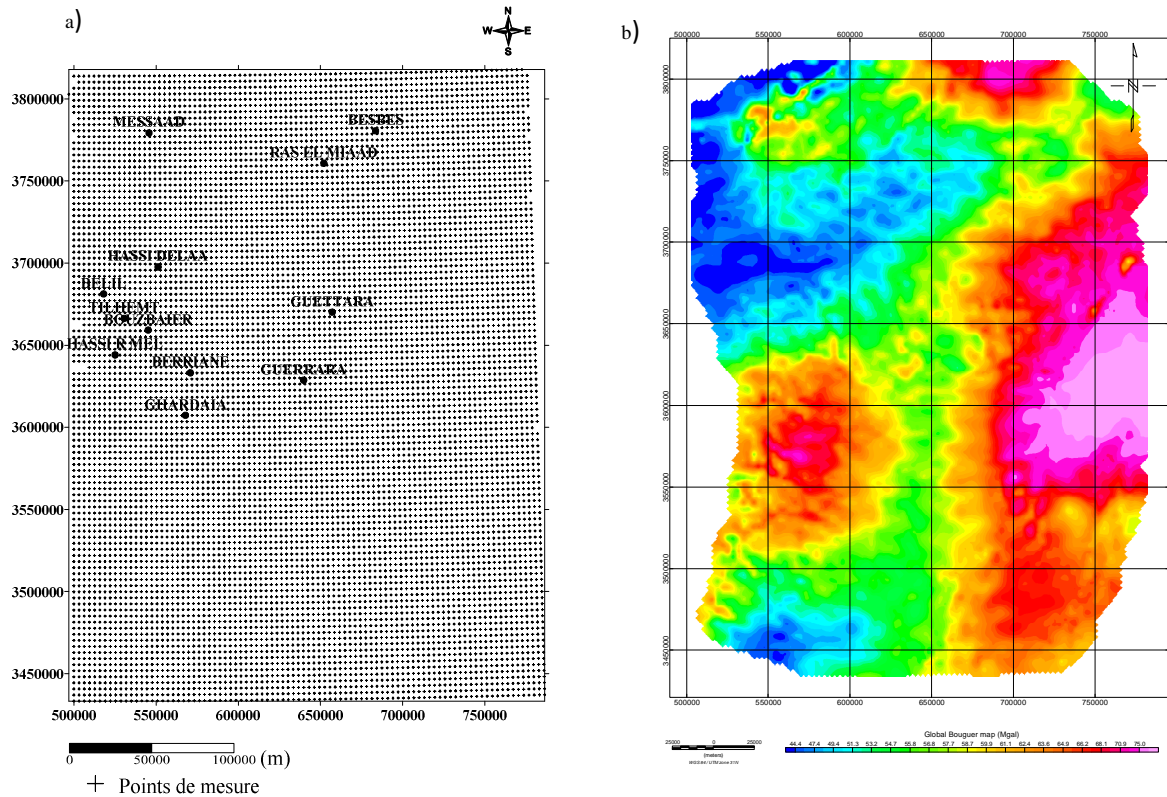


Figure IV.1 : a) emplacement des points de mesures gravimétrique (BGI, 2012), b) carte de l'anomalie de Bouguer de la zone d'étude

IV-2-2-2-Le Gradient horizontal

Elle est basée sur le calcul des dérivées selon x , y d'un champ de potentiel. Cette méthode est utilisée pour la localisation des corps à fort contraste gravimétrique (Cordell et Grauch, 1982). L'amplitude d'un gradient horizontal est exprimée par :

$$GH = \left[\left(\frac{\partial g}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

Où $(\partial g / \partial x)$ et $(\partial g / \partial y)$ sont les dérivées horizontales selon x et y du champ de gravité.

Les maxima du gradient horizontal calculés selon la méthode de Blakly et Simpson (1986) permettent la localisation des contacts géologiques liés à la présence des failles (Khattach et al, 2004 ; Cordell et al, 1982)

La migration des maxima indique le sens du pendage, après le prolongement vers le haut des données gravimétriques et l'application d'un gradient à chaque altitude (El-Gout, 2010). Les niveaux de prolongement les plus élevés correspondent aux structures géologiques les plus profondes (Chennouf, 2007 ; Khattach et al, 2004).

IV-2-3-3-carte des solutions d'Euler

La Déconvolution d'Euler (Reid et al.1990, Thompson, 1982) est une technique utilisée pour la localisation des sources gravimétriques. Elle est basée sur la résolution de l'équation d'homogénéité d'Euler :

$$[(x - x_0)\partial T / \partial x] + [(y - y_0)\partial T / \partial y] + [(z - z_0)\partial T / \partial z] = N(B - T)$$

Où (x_0, y_0, z_0) sont les positions des sources gravimétriques détectées à partir du champ T à la position (x, y, z) . Le champ à une valeur régional B et le degré d'homogénéité N peut être interprété comme Indice Structural SI (Reid et al, 1990).

La résolution du système d'équation dépend de l'indice choisi. Un mauvais choix peut conduire à des profondeurs exagérées ou sous-estimées (Reid et al, 1990).

Plusieurs approches sont proposées pour déterminer la valeur de ce paramètre (N). En gravimétrie N à des valeurs propres pour chaque type de structure : pour les dykes, les contacts et les failles à grand rejet $N=0$, pour les objets cylindriques, les filons minces et les failles à faible rejet vertical $N=1$, pour les objets sphériques $N= 2$ (Reid et al.1990 ; Thompson, 1982 et Khalil, 2014).

Tableau IV.2 : Valeur de l'indice structural en fonction des formes géométriques

Forme	Dyke et contact Faille à rejet Vertical	Cylindre et Faille faible rejet	sphère
IS	0	1	2

La valeur correcte de ce paramètre peut se traduire par les solutions cohérentes obtenu dans le modèle théorique (Bournas, 2003 ; Zhang et al, 2000 ; Barbosa, 2000 ; Thompson, 1982). Cette approche laisse une large place au facteur humain, avec des risques d'erreurs dans le choix de l'indice structural. D'autres travaux ont été réalisés dans ce sens afin de réduire l'intervention du paramètre humain, Thompson (1982) a développé un algorithme mathématique (EULDPH) capable de déterminer la profondeur des sources magnétiques et gravimétriques sans introduire la géométrie de la source.

IV-2-3-Résultats

Les données gravimétriques utilisées proviennent de la base de données du **Bureau Gravimétrique international** (BGI). Ces données sont issues des campagnes d'acquisitions terrestres et aéroportées effectués selon un maillage régulier de 3 km selon les directions X,Y. Le nombre total des points de mesures est de 9452, les cartes reproduites ont été créés par krigage selon une maille de 750 m.

L'anomalie de Bouguer est calculée avec une densité de correction de 2.670 g/cm^3 . Les corrections topographiques ont été attribués aux données afin de réduire l'influence du relief sur les mesures gravimétriques (Balmino et al, 2012. Hinderer et al, 2008). Les informations obtenues à partir de la carte des anomalies de Bouguer se limitent à la distribution des hétérogénéités gravimétriques dues aux contrastes de densités entre les matériaux géologiques.

IV-2-3-1-séparation des anomalies résiduelle et régionale

Les anomalies de courtes longueurs d'ondes sont générées par des sources superficielles tandis que ceux générés en profondeurs sont caractérisés par des grandes longueurs d'ondes. Afin d'obtenir la carte des anomalies résiduelles la séparation des anomalies est une étape indispensable, l'anomalie régional issue des grandes structures influe considérablement les valeurs gravimétriques pour cela la soustraction de ces anomalies reflète l'influence des structures situées en sub-surface,

Le prolongement vers le haut, qui est un puissant filtre passe-bas, est également utilisé pour déterminer la régionale, toutefois, cette méthode présente également un handicap qui réside dans la difficulté à déterminer l'altitude de prolongement appropriée en vue d'avoir la meilleure approche de la régionale. Dans le cas de la présente étude, nous avons adapté la méthode de Zeng (1989) qui est un compromis entre le prolongement vers le haut et le lissage polynomial. Cette méthode permet de déterminer le degré optimal de la surface polynomiale qui donne la meilleure estimation de la tendance régionale à partir de la carte d'anomalie de Bouguer

L'application d'un polynôme (Hamoudi et al ,2011. Njandjock et al, 2003) d'ordre 1 a permis d'obtenir les résultats représentés dans la figure IV.2.

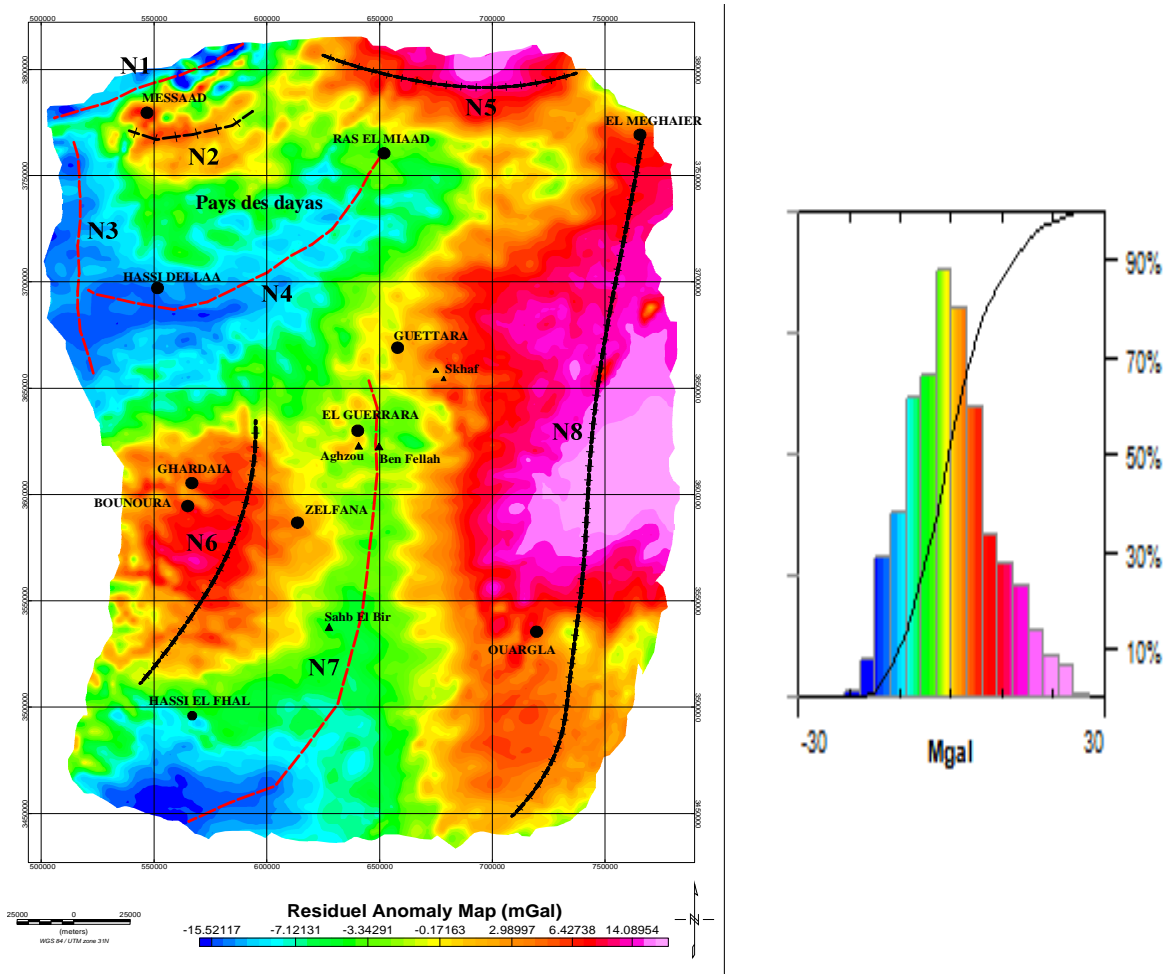


Figure IV.2 : carte des anomalies résiduelles obtenues par le polynôme d'ordre 1

Après soustraction de l'anomalie régionale, les valeurs du champ gravimétrique résiduelles sont situées entre -15 et +15 mGal. Plusieurs axes gravimétriques sont localisés dans la région orientée NE-SW/NNE-SSW/E-W/N-S. Le tableau IV.3 résume ces anomalies et les causes de leur apparition.

Tableau IV.3 : Récapitulatif des anomalies gravimétriques

Anomalie	Direction	Localisation	Source
N1 Négatif	NNE-SSW	Nord de Messaad	Bassin sédimentaire/Diapirisme
N2 Positif	NE-SW	Sud de Messaad	Massif calcaire de Seba El Hedid et Dj Dokhane
N3 Négatif	N-S	Ouest de Hassi Delaa	Anticlinal de HassiR'mel / formation salifère triasique
N4 Négatif	NNE-SSW	Sud /Nord Est de HassiDelaa	Monts du Zab
N5 Positif	E-W	Nord de Ras El Miad	Dorsale du Mزاب
N6 Positif	NE-SW	Est de Ghardaia	Synclise Oued Mya-Mouydir
N7 Négatif	N-S/NE-SW	Sud Est de Hassi El Fhal	Structure en Horst /Socle Précambrien
N8 Positif	N-S	Est d'Ouargla vers El Mghaier	

La carte des anomalies résiduelles (figure .IV.2) reflète la variation latérale des anomalies gravimétriques, et montre l'existence de plusieurs axes. La corrélation des résultats avec la géologie permet de déduire ce qui suit :

- L'axe négatif N1 orienté NNE-SSW au Nord de Messaad est dû à la présence des formations salifères, similaires aux formations du « rocher de sel » à El Djelfa considéré comme karstique (Salamon, 1997).
- L'axe positif N2 orienté NE-SW situé au sud de Messaad est dû à la présence des massifs de Seba El Hedid et Dj Dokhane.
- les axes Négatifs N3 et N4 orientés N-S/NNE-SSW à l'Ouest de Hassi Delaa sont dus aux dépôts détritiques en relation avec des structures en synclinal et aux formations salifères du Trias.
- L'axe positif N5 orienté E-W situé au nord de Ras El Miaad est dû à l'affleurement des monts carbonatés du Zab.
- l'axe positif N6 orienté NE-SW situé à l'Est de Ghardaïa est dû à la présence de la dorsale du Mzab (calcaires)
- l'axe négatif N7 orienté N-S/NE-SW au Sud Est de Hassi El Fhal est dû à la présence du synéclyse d'Oued Mya –Mouydir .
- l'Axe positif N8 orienté N-S et situé à l'Est de Ouargla vers El Mghaier est dû à la structure en horst.

Le pays des dayas est situé dans une zone à anomalie négative entre les axes N3 et N4, (fig.IV.2) générée par l'abondance des évaporites. La présence de plus de 1200 dolines est un indicateur sur le développement passé de réseau souterrain à travers ces formations. Les travaux de terrain confirment la présence de quelque gouffre et cavités tapissées de matériaux perméables responsables du soutirage des eaux superficielles. Le réseau hydrographique dans la zone des dayas est dense et comporte des cours d'eau d'ordre 1 à 5. Toutes ces informations nécessitent d'être exploitées et combinées avec les données structurales du site. Afin d'avoir une idée plus claire sur la distribution des linéaments et des accidents tectoniques la Déconvolution d'Euler et le gradient horizontal fournissent les résultats nécessaires

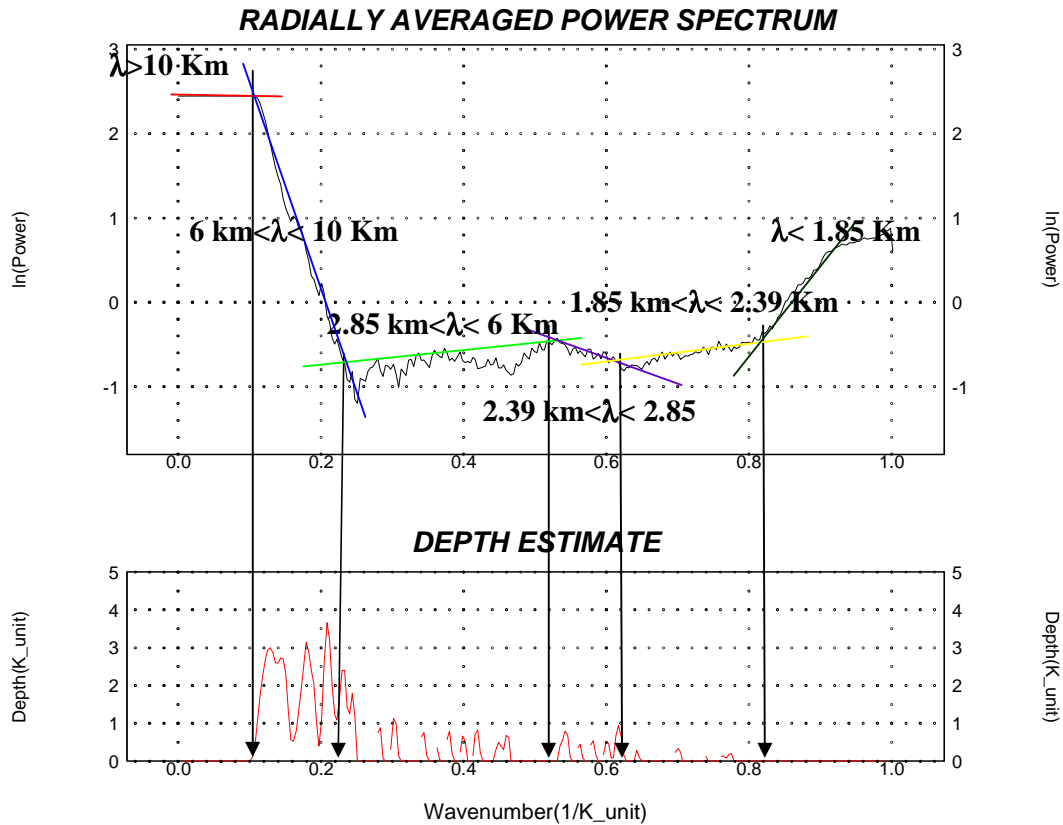


Figure IV.3 : Spectre radial d'énergie des données gravimétriques de la région d'étude

L'analyse du spectre d'énergie permet de distinguer six fréquences de coupure associées au changement de la pente du spectre, il est donc possible de classer les anomalies gravimétriques en trois catégories en fonction de la longueur d'onde qui correspond à des unités géologiques individualisées :

La première catégorie correspond à des anomalies gravimétriques de courtes longueurs d'ondes ($\lambda < 1.85$ Km), La seconde regroupe des moyennes longueurs d'onde avec des valeurs intercalées entre $6 \text{ km} < \lambda < 10 \text{ Km}$, $2.85 \text{ km} < \lambda < 6 \text{ Km}$, $1.85 \text{ km} < \lambda < 2.39 \text{ Km}$ et $2.39 \text{ km} < \lambda < 2.85 \text{ Km}$, La dernière inclue les anomalies liées à des grandes longueurs d'ondes $\lambda > 10 \text{ Km}$.

IV-2-3-2-Carte du gradient horizontal

L'anomalie gravimétrique au-dessus d'un contact vertical (Fig. IV.4a) est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible densité et un maximum du côté des roches de densité élevée. Le point d'inflexion de la courbe se trouve à l'aplomb de ce contact matérialisant ainsi le maximum du gradient horizontal.

Si le contact à un pendage non vertical (Fig. IV.4b), les maxima du gradient horizontal se déplacent dans le sens du pendage (Blakely et al, 1986. Everaerst et al, 2001. Khattach et al, 2004. Vanié et al ,2005).

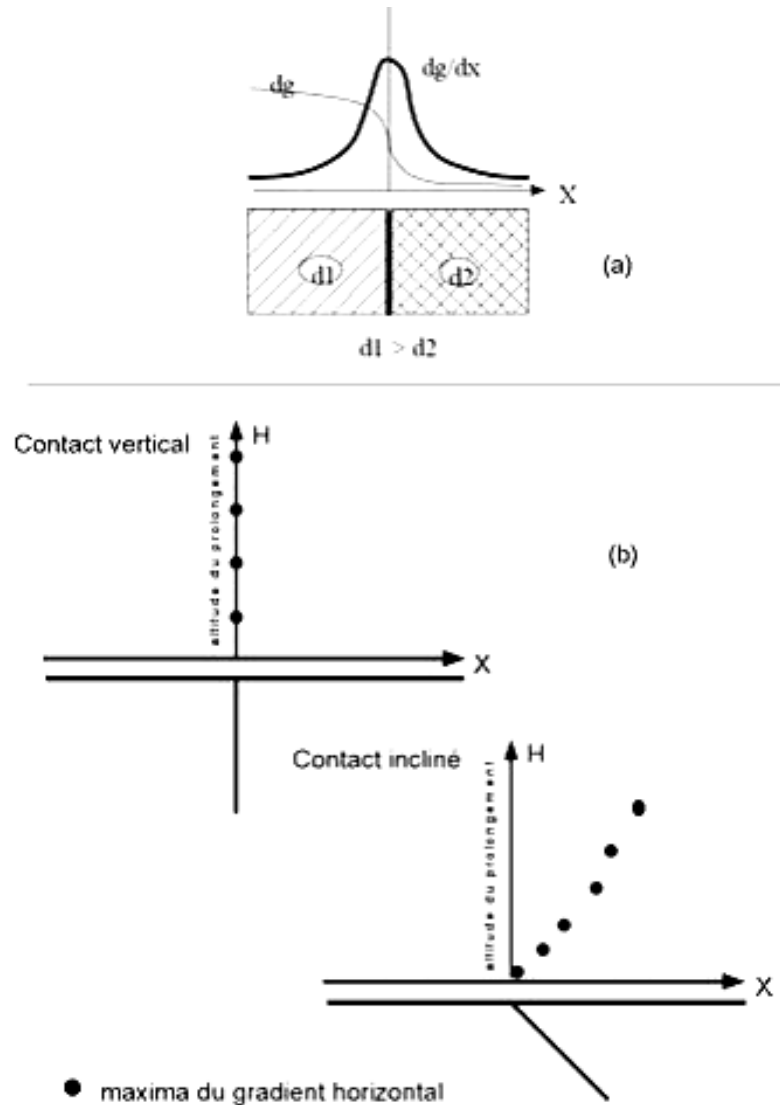


Figure IV.4 : Méthode du gradient horizontal (a) et analyse des pendages (b). (Vanié et al ,2005)

La carte du gradient Horizontal obtenu reflète la distribution de l'amplitude du gradient, dans la partie Nord Ouest il est important à cause des formations carbonatées qui constituent la série de Sebaa el Hedid et Dj Dokhane au Sud de Messaad ainsi que la fracturation importante dans cette zone (fig. IV.5), la région du Mzab est caractérisée par des fortes amplitudes par rapport aux formations environnantes (Dépassant $5,3 \cdot 10^{-3}$ mGal/km).

Pour le reste du terrain plusieurs anomalies sont observées qui sont générées par un fort contraste des roches ou par la présence de faille et de discontinuité tectonique importante.

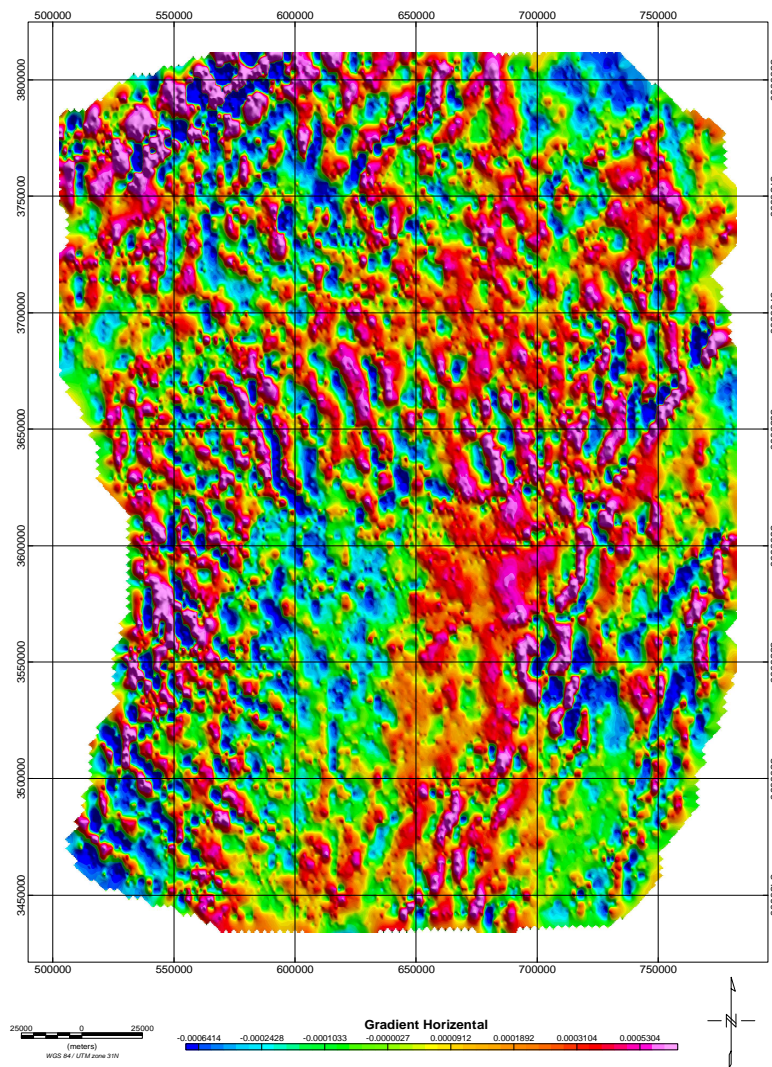


Figure IV.5 : Carte du Gradient horizontal

La partie Est de la région est caractérisée par la présence de linéaments orientés vers la direction NE et NNE, tandis que la partie centrale en allant vers le Mzab est de direction NO et NNW (fig IV.7).

Les maximas du gradient Horizontal prolongés vers le Haut ont permis d'identifier des structures linéaires qui correspondent à des failles (Blakely et al, 1986. Everaerst et al, 2001), les hauteurs de prolongement sont entre 500m, 1000m, 2000m, 3000m, les maximas obtenus à chaque itérations se superpose ce qui se traduit par des failles vertical à sub vertical (figure IV.6).

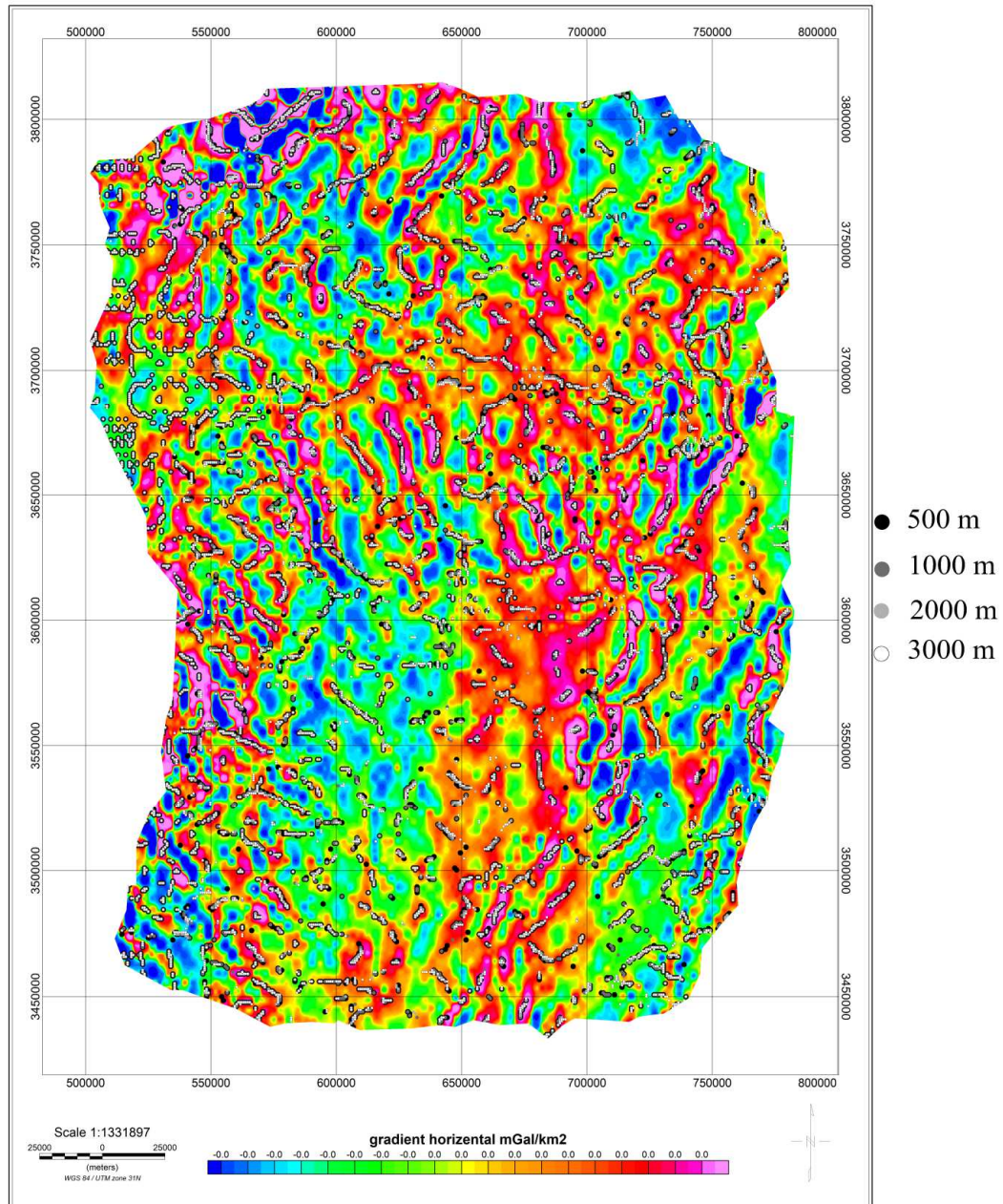


Figure IV.6 : migration des maxima du gradient horizontal en fonction des hauteurs du prolongement

En noir : prolongements vers le haut à 500m

En gris foncé : prolongements vers le haut à 1000m

En gris claire : prolongements vers le haut à 2000m

En blanc : prolongements vers le haut à 3000m

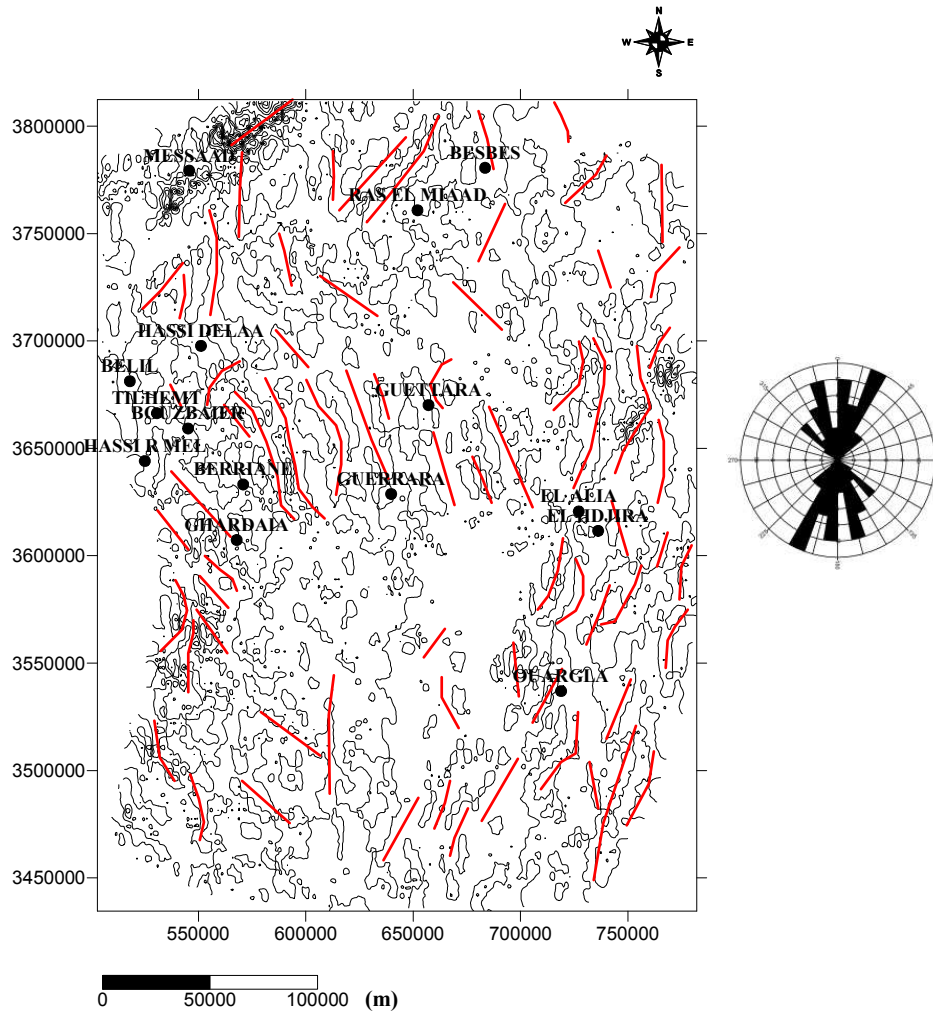


Figure IV.7 : Accidents tectoniques (failles verticales) obtenus sur la Carte du Gradient horizontal

L'analyse statistique des linéaments permet d'identifier trois familles de faille, la première orientée entre N 20°- 45°, la deuxième orientée entre N 0°-20° et la troisième orientée entre N 315°-345°. Avec une nette dominance de la première et la troisième famille.

Les failles de la première famille sont situées entre la région d'Ouargla, Hedjira, Tougourt et Djamaa et dans la région de Ras El Miad et Messad (figure IV.7), Le prolongement vers le Haut à des hauteurs dépassant les 10 Km indique que ces failles sont profondes et continues (figure IV.8).

La troisième famille des failles est présente dans massif du Mzab et les zones qui l'entours (Guerrara , Berriane ,Hassi R'mel et Guéttara) ,Les structures linéaires situées entre Ghardaïa et Berriane apparaissent à des profondeurs importantes ,c'est le même cas pour la faille située

au Nord de Messad (cartographié sur la carte géologique),tandis que les autres failles disparaissent au delà de 8km (hauteur du prolongement vers le haut).

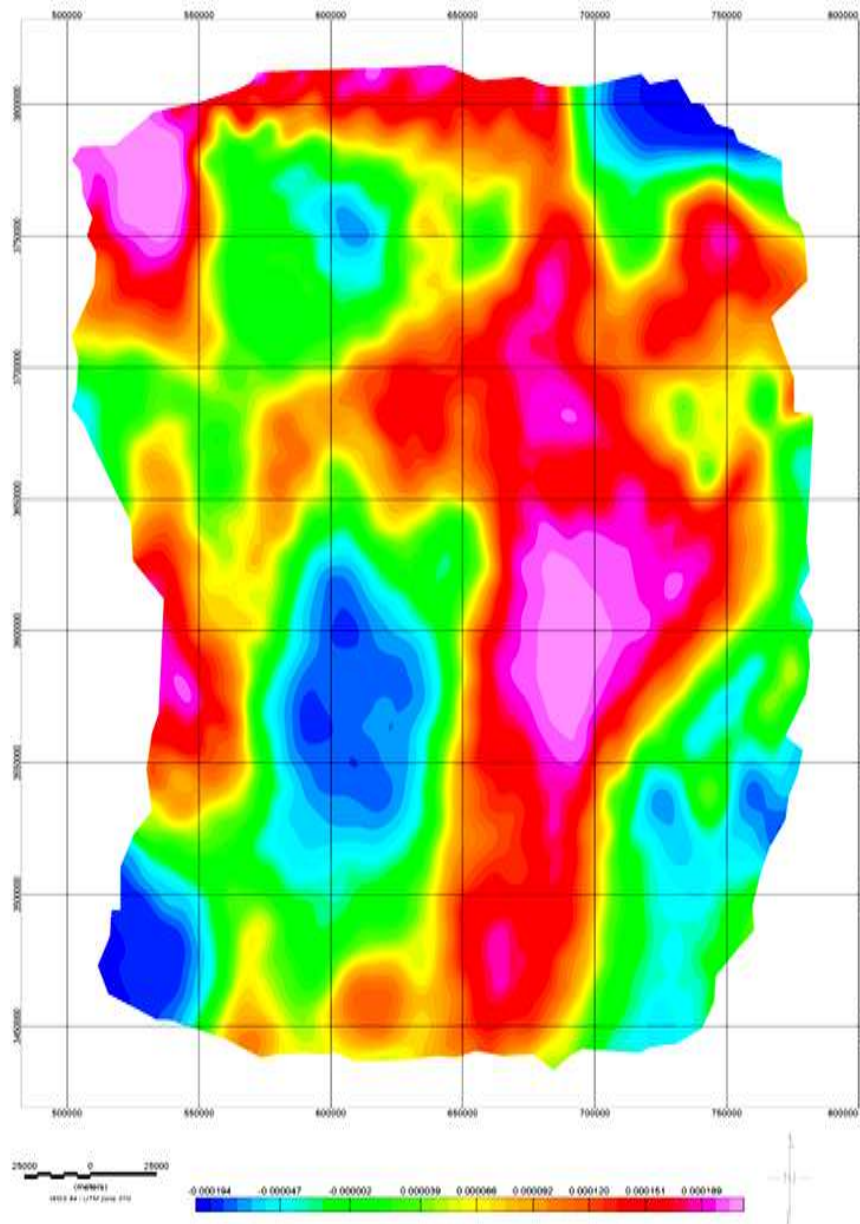


Figure IV.8 : Gradient horizontal des données gravimétriques prolongé vers le haut à 10 km

IV-2-3-3-Carte des solutions d'Euler :**- Choix des paramètres de la déconvolution**

La Déconvolution d'Euler est une technique délicate qui nécessite un bon choix des paramètres, le choix d'un indice structural peu adapté conduit à des solutions erronées en termes de profondeur et de localisation, (Reid et al.1990 et Thompson, 1982)

Dans ce travail trois variantes sont testé (0 ,0.5, 1), les résultats obtenus sont représentés dans les figures IV.9, IV.10, IV.11 (voire annexe pour les figures en hautes résolution)

Les solutions d'Euler pour l'indice structural $N=0$ montrent une distribution homogène des solutions (fig IV.9), la modélisation des données gravimétriques pour les failles et les linéaments se base sur la connaissance d'une structure connues en terme de profondeur, de localisation et de densité, dans ce travail une faille géologiquement cartographiable en surface au Nord de Messad va servir comme modèle pour déterminer le choix le plus adéquat de l'indice structural.

La déconvolution d'Euler permet de cartographié les linéaments qui résulte d'un ajustement linéaire des solutions d'Euler à une profondeur données. Donc il est important de dire que la déconvolution d'Euler permet de localiser des linéaments sans déplacement et des failles avec un degré de pendage. Les solutions d'Euler retenues sont la source de corps perturbateur, lorsque les solutions sont continues et superposées à des profondeurs différentes le linéament est sans déplacement et peut être attribué à une faille verticale, si les solutions sont discontinues en profondeurs cela peut être considéré comme une simple fracture, dans le cas où les solutions d'Euler pour un même linéament se déplacent en fonction de la profondeur cela signifie une faille à pendage.

Les résultats Pour $N=0$ sont en concordance avec les anomalies du Gradient Horizontal (fond gris) et avec les données géologiques en termes de position et de profondeur.

Pour l'indice structural $N=0.5$ les solutions d'Euler sont dispersées arbitrairement au alentour de la faille ce qui indique une estimation exagérée du nombre des solutions et de la profondeur d'autre part (estimé entre 1500 et 2500m de profondeur).

Pour l'indice structural $N=1$, les solutions d'Euler sont mal représentées car le nombre des solutions est sous-estimé de même pour la profondeur de la faille.

- Adaptation des solutions d'Euler aux besoins de la thématique

Le choix des paramètres de la déconvolution d'Euler (N=0, largeur de la fenêtre de **10×10 m**, erreur relatif de 15%) a permis de déterminer la profondeur des sources gravimétriques et d'autre part de classer les linéaments selon les directions prédominantes **N 90-100°**, **N 0-10°**, **N130-140°**. Ces linéaments sont tracés après une digitalisation et le tri manuel des solutions d'Euler.

Les linéaments sont situés à des profondeurs variables entre 500-1000 m, 1000-1500 m, 1500-2000 m et plus de 2500 m, Les formations affectées sont généralement d'âge Mésozoïque à Cénozoïque.

Les solutions d'Euler obtenus ont montré l'existence d'accident tectonique très profonde dépassant les 6000 m de profondeur, l'étude de la fracturation sub superficielle et son influence sur le développement des karsts nous mène à filtrer les solutions à des profondeurs entre 0 et 2500 m,

Les discontinuités élargis par la circulation des eaux sont la cause du développement des réseaux karstiques si les conditions de drainages sont favorables.

à partir de la figure IV.9 la région du Mزاب et le terrain appartenant au pays des dayas sont affectés pas des linéaments sub superficielle comprise entre 0-1000 m de profondeur, 48% des solutions sont situées entre 800 et 1000m ,37.5% sont situées entre 600 et 800 m,13.6% sont situées entre 400 et 600m et 1.2% des solutions sont situées entre 200 et 400m de profondeur.les formations affectées sont entre le sénonien et l'albien.

L'importance de l'étude de cette gamme de profondeur réside dans l'influence de la réactivation sénonienne sur les failles compressives de la phase hercynienne (Aliev, 1971) et sa relation avec la karstification.

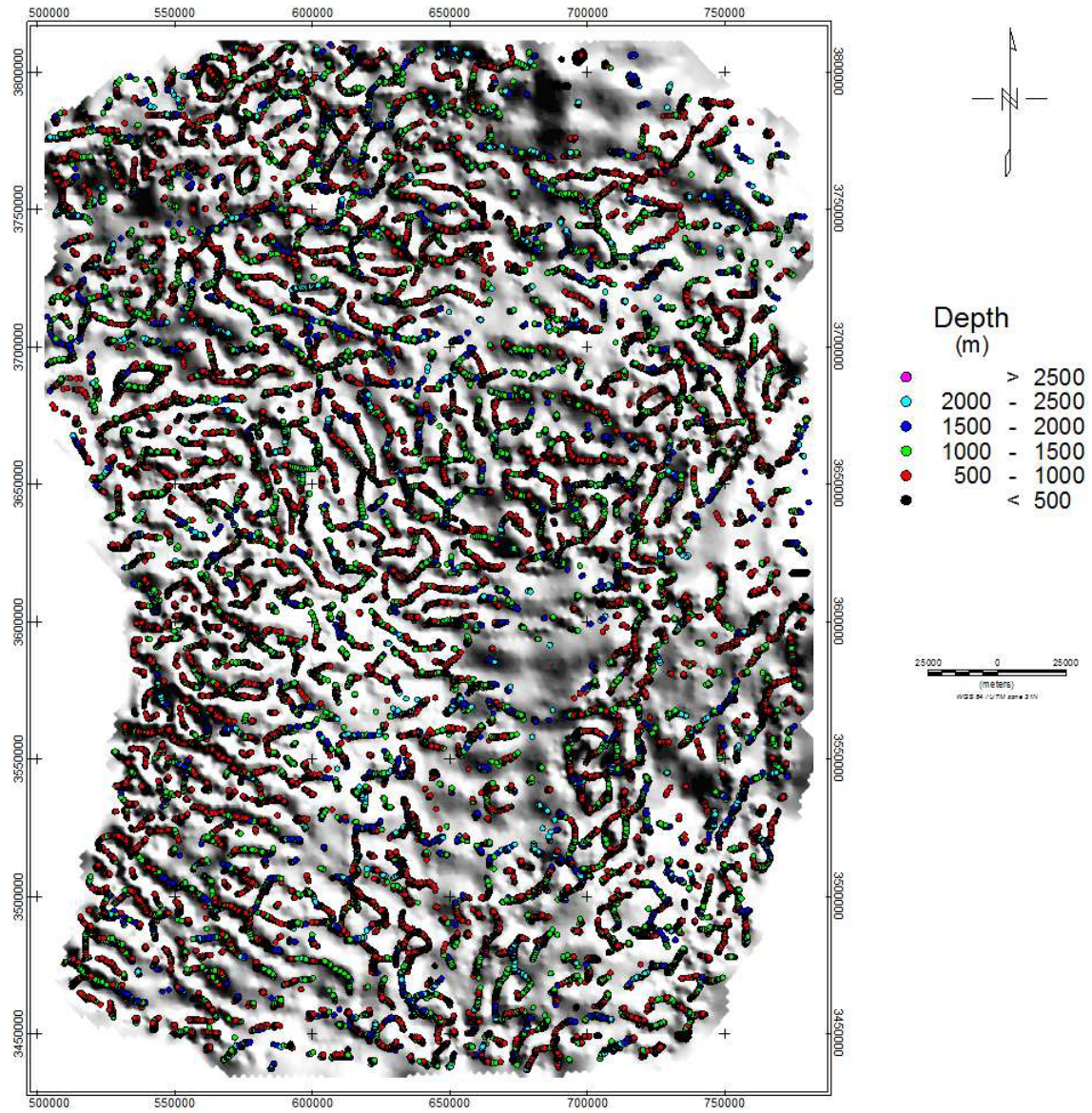


Figure IV.9 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=0$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

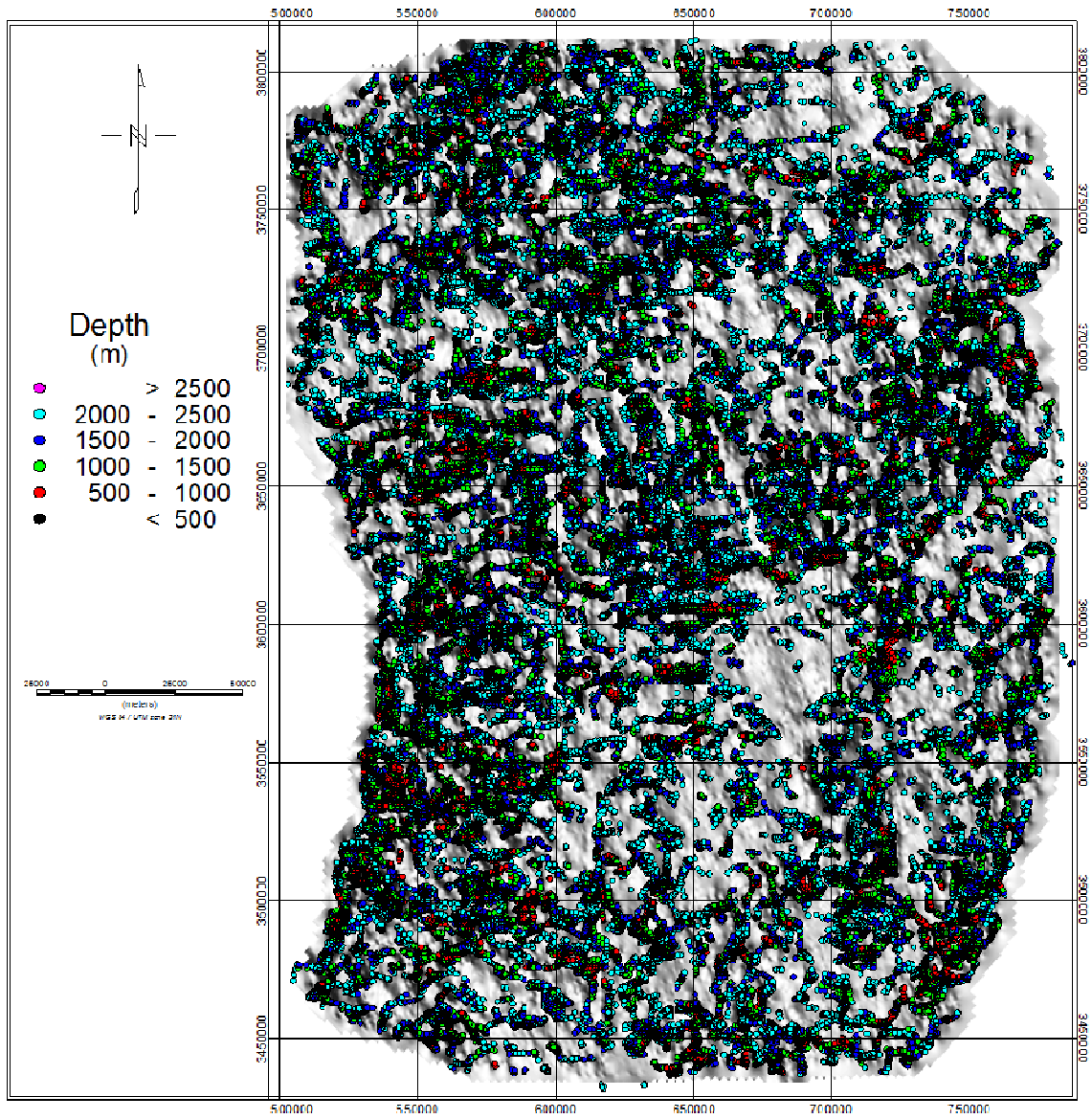


Figure IV-10 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=0.5$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

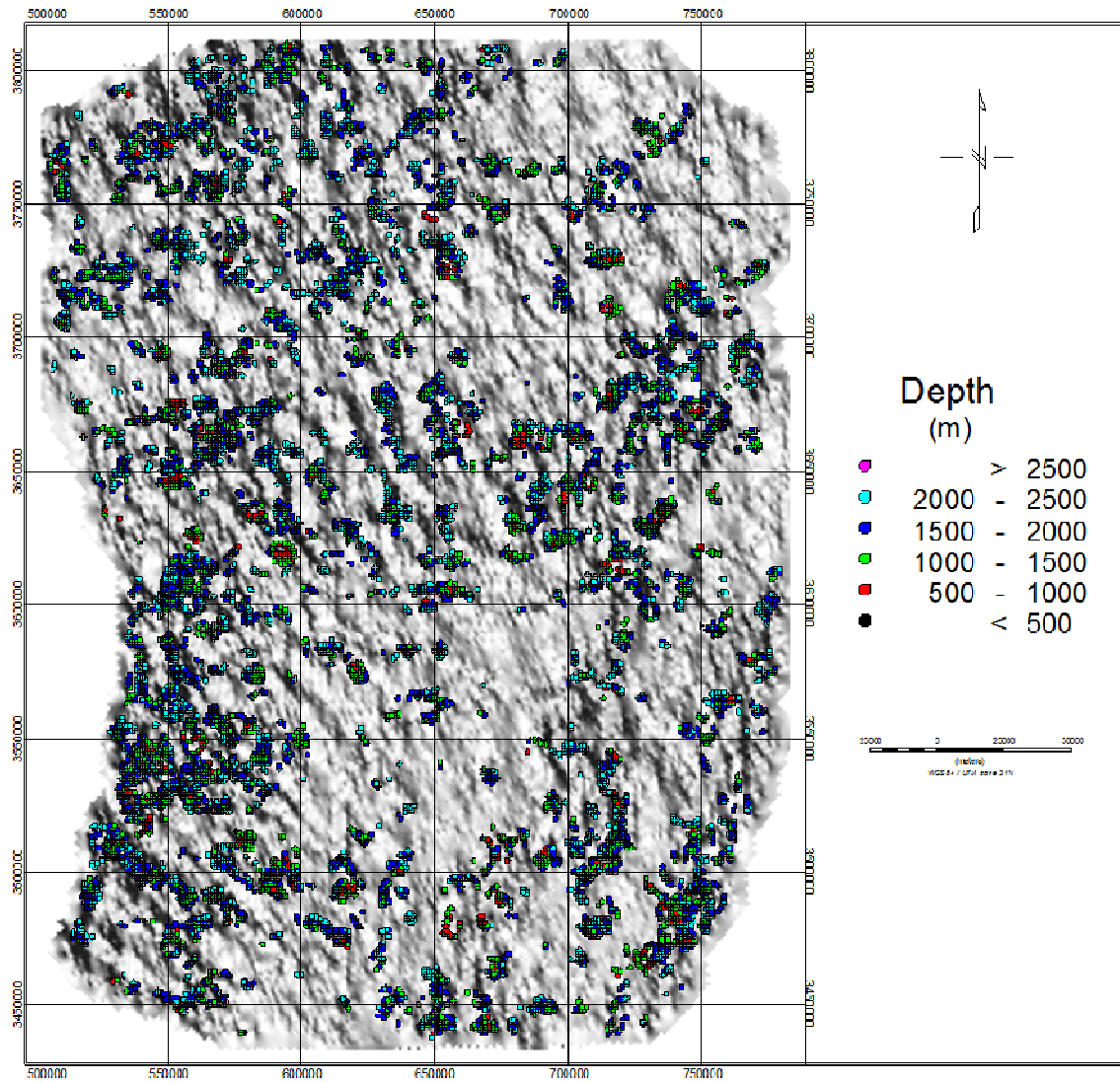


Figure IV.11 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur N=1 de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

IV-2-5- Analyse structurale

Les orientations obtenus après la combinaison des résultats de la déconvolution d'Euler avec les maxima du gradient horizontal prolongé sont **N120°-130°**, **N150-160°**, **N90°-100°**, (fig. IV.12a, IV.14), il faut noter que chaque méthode présente des résultats différents de l'autre, plusieurs solutions conjointes ont été déterminé.

Donc la combinaison entre ces méthodes vise à optimiser le nombre des linéaments cartographiés.

Les observations sur une partie du secteur d'étude révèlent l'existence de diaclases orientées vers **N10-20**, **N 60-70**, **N 120-140**, **N 40-50** (fig. IV.12.b, IV.13). Ces résultats sont confirmés par l'imagerie de tomographie électrique 2D réalisée à 50km de ce site. Ces déformations sont les résultats des phases : autrichienne (compressive de direction Est-Ouest), Eocène (compressive N-S), Miocène (compressive N-S, NW-SE) et Villafranchienne (compressive N-S)

Les observations faites sur terrain ne reflètent pas la totalité du site d'étude, pour cela toute comparaison directe avec les autres méthodes est insignifiante dans cette phase du travail.

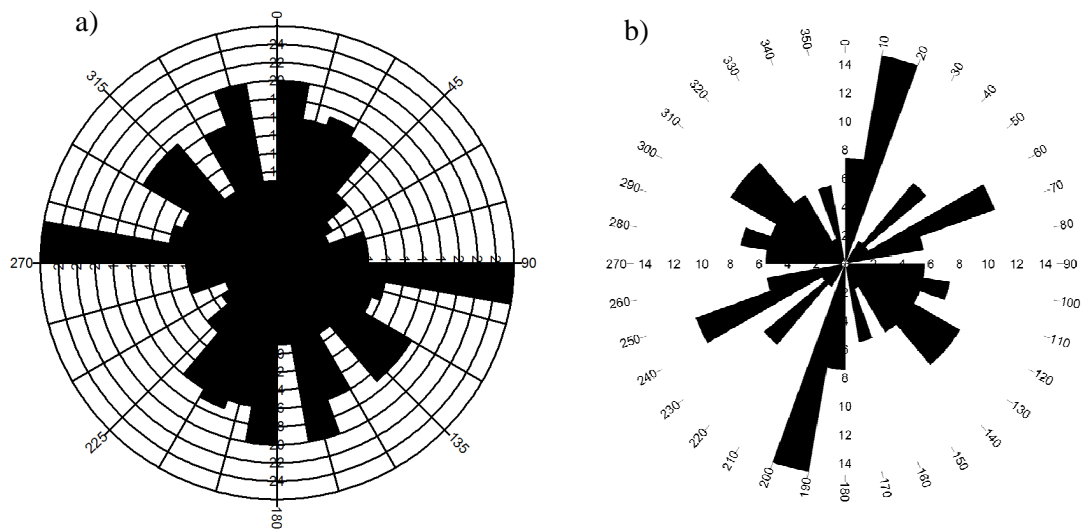


Figure IV.12 : a) Rosace des linéaments obtenus par le Gradient Horizontal et La Déconvolution d'Euler, b) Rosace des linéaments obtenus par campagne de terrain sur une partie de la zone d'étude





Figure IV.13 : Compagne de recensement des fractures et des dolines sur terrain

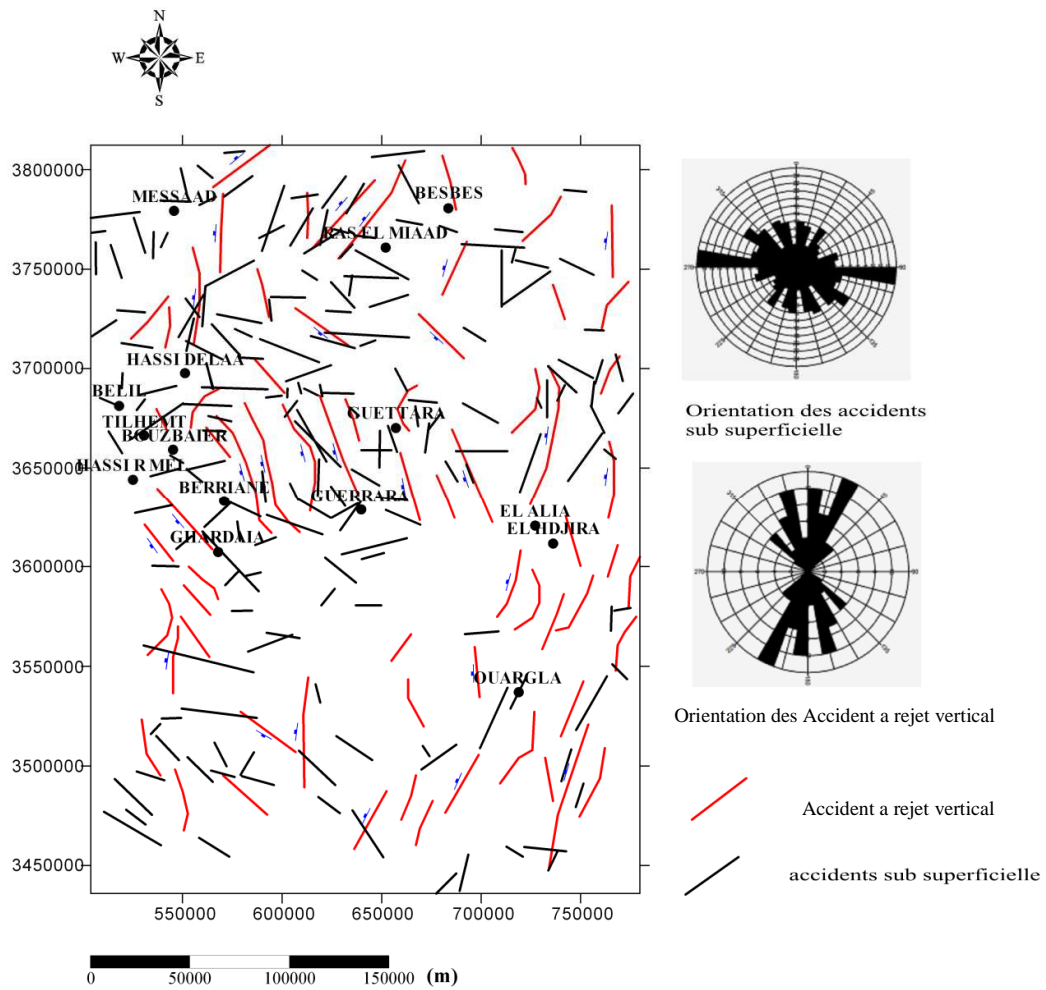


Figure IV.14 : Présentation des Linéaments obtenus de la Déconvolution d'Euler et du Gradient Horizontal

IV-3-Sondages électriques verticaux**IV-3-1-Objectif de la campagne d'acquisition Géophysique par les Sondages électriques :**

Cette deuxième partie de l'étude géophysique consiste à appliquer la méthode des sondages électriques pour la prospection de la région située entre Djelfa et Laghouat, caractérisée par plus de 1200 dolines, la zone ciblée se localise entre Hassi R'mel, Hassi Delaa et Oued Zergir ou Nord Ouest de Guerrara (fig IV.18), après la cartographie des linéaments tectoniques sur l'échelle du site cette étude par sondage électrique permet de serrer la maille et d'identifier d'avantage l'extension et la cartographie du réseau karstiques.

Pour cela plus de 300 sondages électriques ont été réalisés en utilisant la configuration Schlumberger avec un $AB/2 = 2000$ m, les profondeurs obtenues ont dépassé les 200 m.

Les résultats ont été interprétés selon un modèle multicouche à l'aide du logiciel de modélisation RESISPLUS, les coordonnées ont été acquises à l'aide d'une station GPS.

Une superficie totale de 800 Km^2 était balayée, durant l'interprétation des difficultés sont rencontrées liées au manque des données géologiques vu que le terrain investigué est désertique.

Pour cela on s'est basé sur les données des coupes géologiques réalisées par Gousskov et al., 1956 et d'autre part sur les quelques forages hydriques issues des archives coloniales dans la région.

Le principal objectif de cette campagne est d'avoir une idée sur l'extension latérale et verticale des phénomènes karstiques en premier lieu et d'identifier les différents faciès lithologiques en deuxième lieu.

IV-3-2-Principe du Sondage Electrique vertical (SEV) :

Un sondage électrique est une coupe verticale des résistivités des couches. Pour ce faire on utilise un dispositif de deux électrodes d'injection de terrain et deux électrodes de mesures que l'on écarte pour atteindre des couches plus profondes. La coupe de résistivité apparente est interprétée au moyen d'un logiciel spécifique. Cette méthode permet de bien distinguer les graviers des argiles. Il est parfois possible de déterminer si les graviers sont aquifères ou à matrice argileuse.

Les résistivités apparentes des couches profondes sont atteintes pour des longueurs AB grandes. Ainsi pour une investigation progressive des couches profondes, il faut augmenter AB. C'est le principe du sondage électrique dont la courbe tracée représente la fonction :

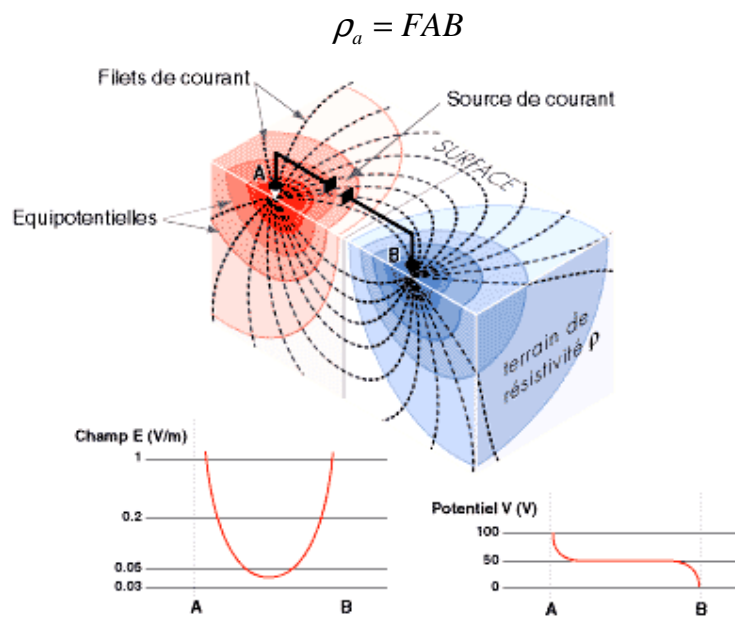


Figure IV.15 : Prospection électrique par courant continu

IV-3-3-Profil de résistivité :

Un profil de résistivité consiste à mesurer la résistivité apparente ρ_a , d'un ensemble de terrains (couches), à l'aide d'un quadripôle AMNB de longueur constante, pour des stations (points de mesure), alignées et régulièrement espacées, on déplace l'ensemble du dispositif AMNB d'une mesure à l'autre. Comme on traîne la ligne AB sur le sol. On appelle souvent ce dispositif "traîné électrique".

Cela va donc, mettre en évidence les variations latérales de la résistivité apparente, pour une certaine profondeur constante d'investigation.

IV-3-4-Réalisation et interprétation des sondages électriques :

La réalisation d'un sondage électrique selon la méthode de Wenner ou de Schlumberger en suivant les étapes suivantes:

- 1) Choisir un axe sur le sol où les mesures de résistivité doivent être effectuées.
- 2) implanter les quatre électrodes le long de l'axe choisi. Une profondeur d'enfouissement de 10 cm ou plus, assurera un bon contact électrique entre l'électrode et le sol.
- 3) Injecter un courant sur les deux électrodes extérieures.
- 4) Mesurer la différence de potentiel entre les deux électrodes intérieures.
- 5) Répéter les manipulations (2) à (4) pour différents espacements entre les électrodes. Le nombre de mesures nécessaire peut être de 10 ou plus selon la nature du sol.
- 6) Calculer et tracer la courbe de la résistivité apparente en fonction de l'espacement entre les électrodes. Interpréter les mesures de résistivité en considérant que les mesures de résistivité du sol pour de faible espacement reflètent la nature du sol en surface alors que les mesures pour de grands espacements reflètent la nature des couches inférieures.
- 7) Répéter les manipulations (1) à (6) le long d'un axe avec une direction perpendiculaire ou oblique par rapport à l'axe précédent.
- 8) Interpréter l'ensemble des résultats obtenus et faites les recommandations appropriées sur la conception d'une prise de terre à cet endroit.

Les résistivités apparentes mesurées en fonction de l'espacement du dispositif sont représentées sur du papier bi logarithmique $\rho_a = f(AB/2)$. (fig. IV.16).

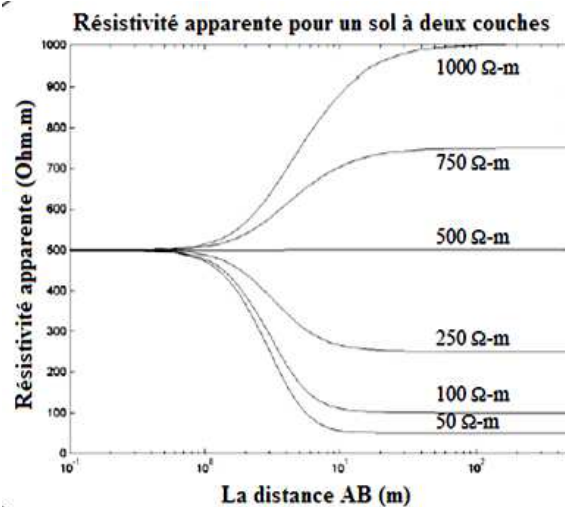


Figure IV.16 : Schéma de l'abaque à deux terrains

Dans le cas d'un milieu homogène et isotrope, d'épaisseur infinie et de résistivité finie, la résistivité apparente mesurée sera une ligne droite dont l'ordonnée est la résistivité ρ_1 de ce milieu.

Dans le cas d'un milieu à deux couches avec une première couche d'épaisseur « h_1 » et de résistivité « ρ_1 » surmontant un substratum d'épaisseur infinie et de résistivité « ρ_2 » ; alors le sondage débute par une portion des lignes droites où la résistivité apparente « ρ_a » est plus ou moins égale à la résistivité « ρ_1 » du premier terrain. Puis, au fur et à mesure que l'espacement augmente, la courbe monte ou descend selon que « ρ_2 » est plus grande ou plus petite que « ρ_1 » et finalement atteint une valeur asymptotique qui est celle de « ρ_2 »

L'espacement « OA » auquel on atteint la valeur « ρ_2 » dépend de trois facteurs :

- L'épaisseur de la première couche « h_1 ».
- La valeur du rapport de résistivité.
- Le dispositif utilisé.

Pour obtenir la résistivité varie d'une couche située sous 2 m de couverture ; il faudra utiliser $AB = 50 \text{ m} - (25 \text{ fois } h_1)$ - pour un conducteur et $AB = 400 \text{ m} - (200 \text{ fois } h_1)$ - pour un résistant. L'influence de la couche « h_2 » se fait sentir bien avant ces longueurs heureusement et il n'est pas en pratique nécessaire d'atteindre toujours la valeur exacte de la deuxième résistivité.

Pour un terrain composé de trois couches ; de résistivités ρ_1, ρ_2, ρ_3 , et d'épaisseurs h_1, h_2, h_3 , il y'a quatre combinaisons possibles :

- Conducteur compris entre deux résistants, sondage de type « H ».
- Résistants compris entre les deux conducteurs, sondage de type « K ».
- Résistivité qui augmente par paliers, sondage de type « A ».
- Résistivité qui augmente par paliers, sondage de type « Q ».

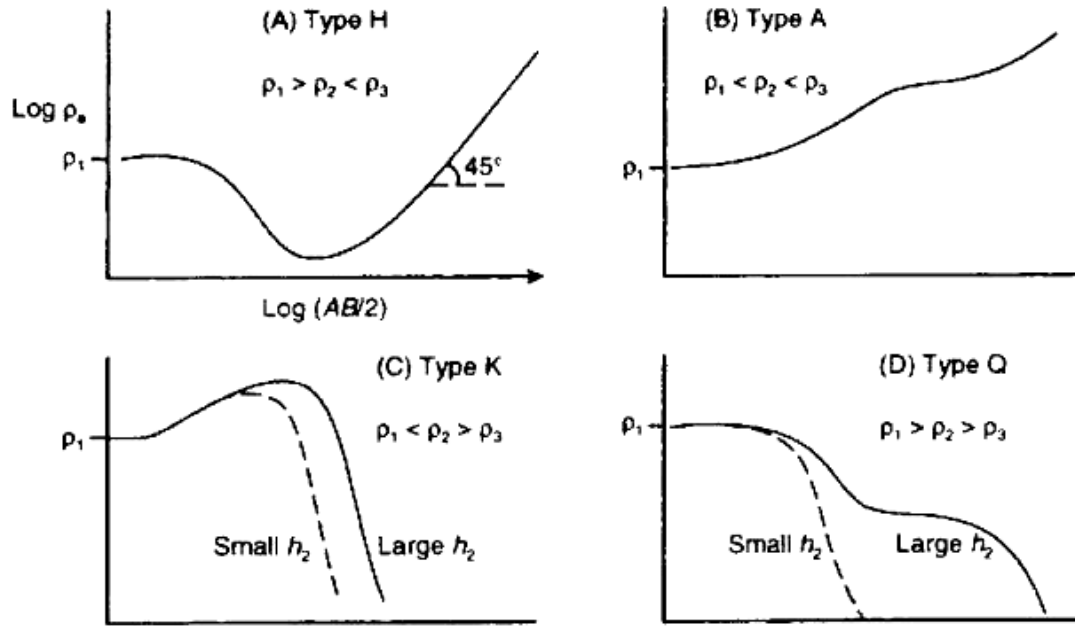


Figure IV.17 : Les types des courbes de sondage électrique

Une courbe de sondage électrique vertical peut correspondre à des répartitions très différentes des résistivités et des épaisseurs ; ce qui peut conduire à une indétermination. Il y'a plurivocité de l'interprétation. Cette indétermination se manifeste sous deux formes particulières qui ont reçu le nom de principe d'équivalence et de principe de suppression.

Le principe d'équivalence concerne des couches dont la résistivité est soit inférieure, soit supérieure à celle des deux terrains entre lesquels elles sont comprises, soit des sondages de type H et K (fig.IV.17). Prenons le cas d'un terrain résistant entre deux terrains plus conducteurs, sondage de type K.

IV-3-5-Résultats :

IV-3-5-1- Implantation des sondages électriques :

Les sondages électriques réalisés dans la région située entre Djelfa et Laghouat proviennent de la base de données de l'entreprise nationale de Géophysique ENAGEO, la campagne réalisée dans la région a pour objectif la reconnaissance Hydrogéologique.

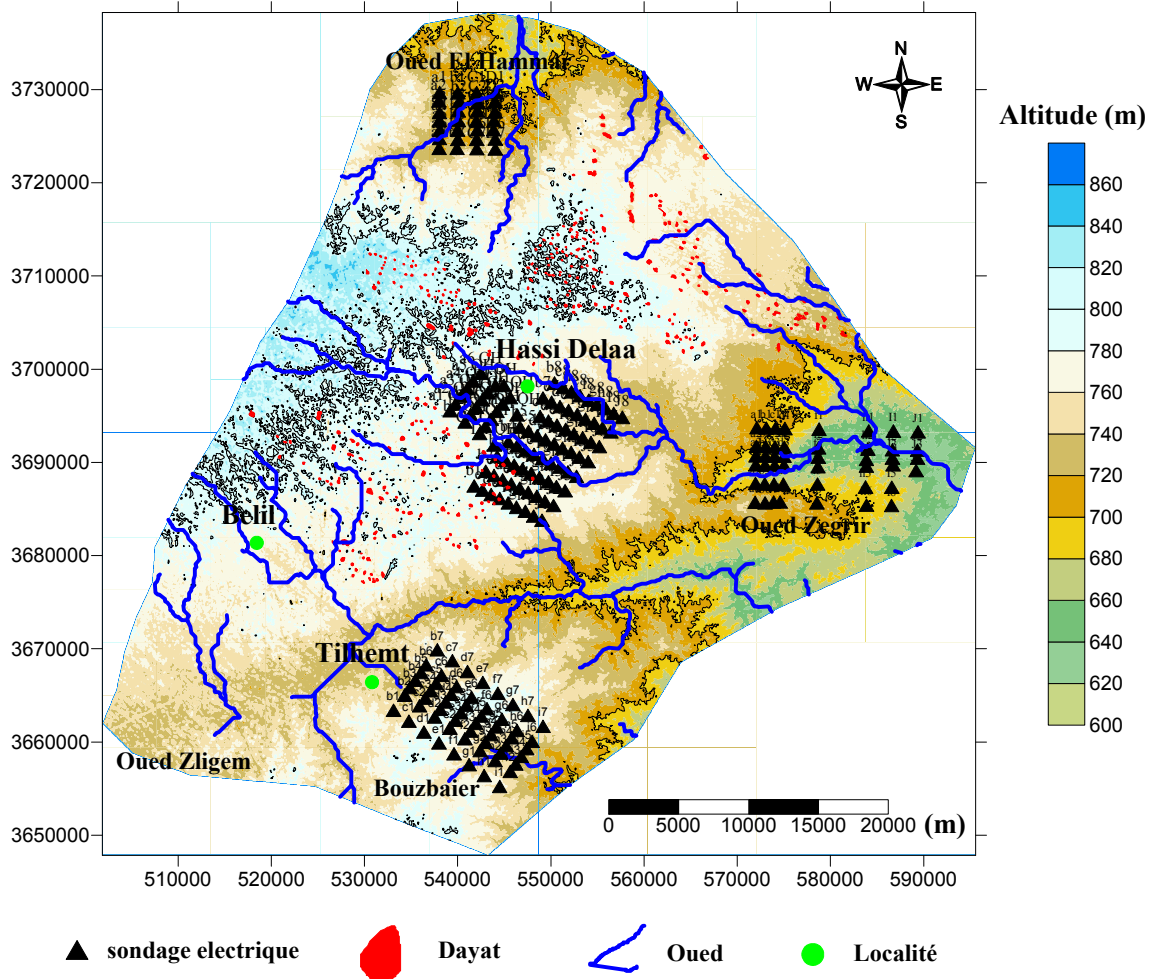


Figure. IV.18 : Implantation des sondages électriques

Le Nombre total des sondages électriques réalisés et de 391, nous n'avons retenu que ceux situés dans la zone d'étude (figure IV.18).

Les sondages réalisés couvrent une partie des dolines recensées entre Laghouat et Djelfa (les aires en rouges sur la figure IV.18), ainsi quatre zones ont été retenues : Bouzbaier, Hassi Delaa, Oued Zegrir et Oued el Hammar, Les résultats obtenus sont représentés comme suit :

IV-3-5-2-Bouzebair :

Dans la région de Bouzbaier 56 sondages électriques ont été réalisés avec un intervalle irrégulier entre 1 et 2 km, les résultats ont été interprétés sous forme de profil géo-électrique et sont interprétés par rapport à des profondeurs variables allant de la sub-surface jusqu'à 200 m environ, les valeurs obtenues dans la fig IV.19a permettent de distinguer un milieu résistant (résistivités électriques jusqu'à 2000) par corrélation avec les données de forage cela correspond à des calcaires compacts Turonien, des anomalies situées à l'Est et au sud avec des valeurs de la résistivité dépassant 25000 Ohm.m.

En allant à 50 m de profondeur la couche géo-électrique garde le même intervalle de résistivité, les deux anomalies apparues dans la figure précédente disparaissent, une anomalie au centre de la carte (fig IV.19b) apparaît avec les mêmes valeurs de la résistivité.

En allant en profondeur l'épaisseur des calcaires augmente considérablement, dans les figures IV.19 c, d, e l'anomalie causée par les calcaires est perturbée par un corps à très hautes résistivités situées au Nord Est.

A partir de 100 m de profondeur les forages indiquent la présence de calcaire fortement fissuré alterné avec des argiles grises et vertes

D'après les connaissances géologiques recueillies sur le terrain ces anomalies résultent de vide souterrain qui traverse les formations calcaires.

La prospection de sub-surface a permis de déterminer plusieurs failles inverses (figure IV.19 a) qui sont le résultat d'un mouvement de serrage Les résultats obtenus par la gravimétrie confirment la direction de ces mouvements (figure IV.14)

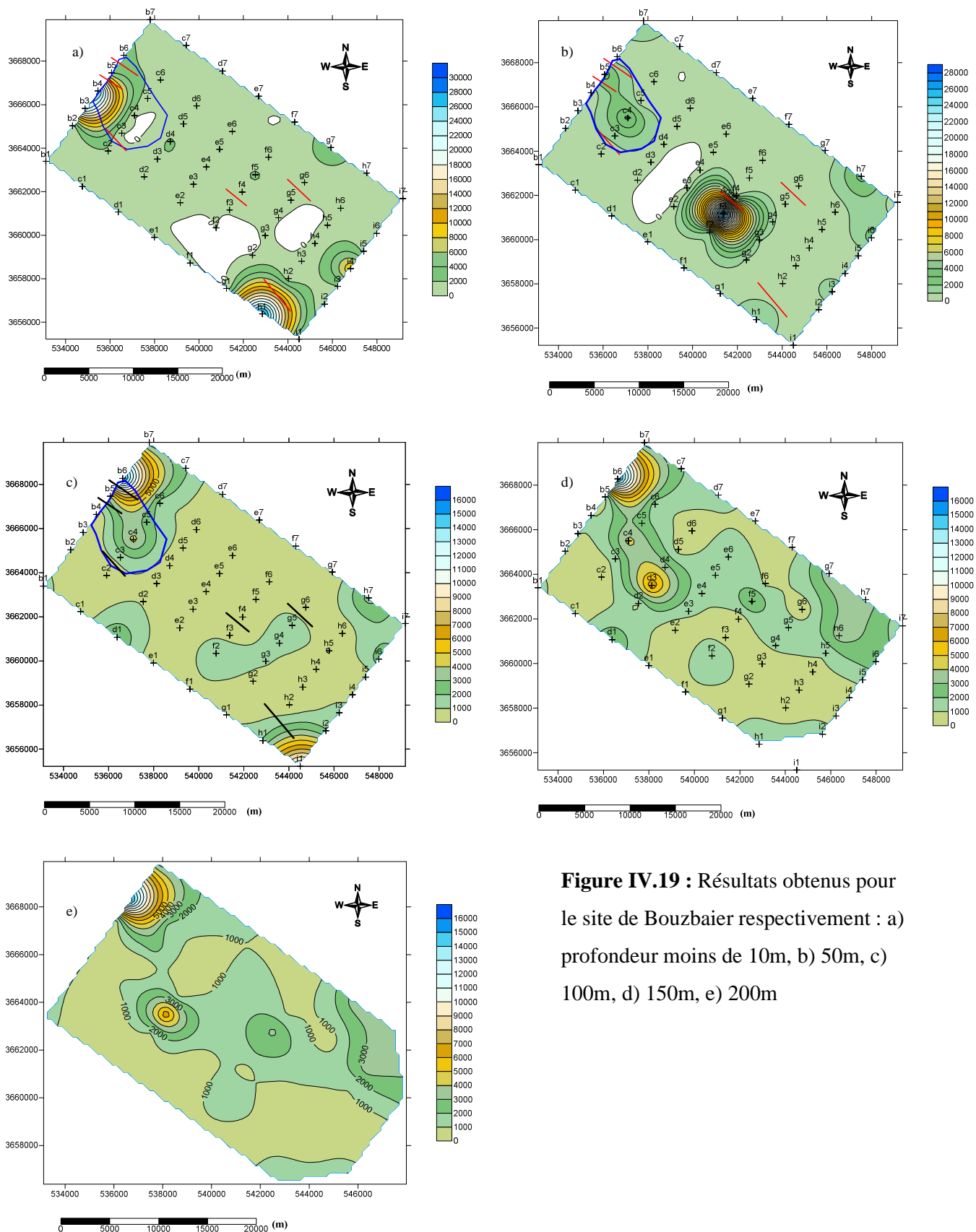


Figure IV.19 : Résultats obtenus pour le site de Bouzbaier respectivement : a) profondeur moins de 10m, b) 50m, c) 100m, d) 150m, e) 200m

IV-3-5-3-Hassi Delaa :

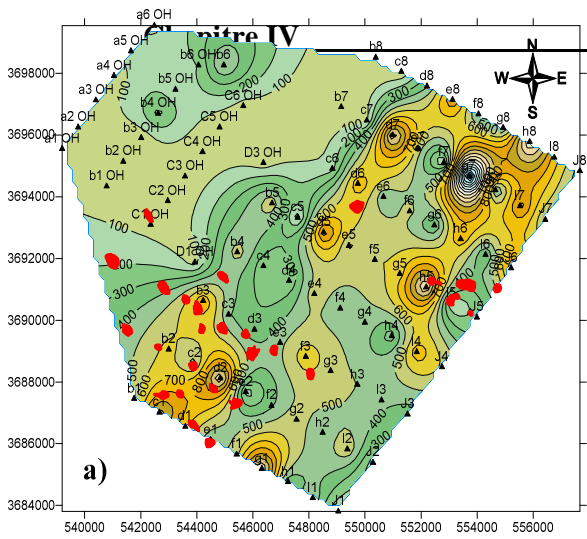
La prospection du site couvre environ 181 km², un nombre de 27 dolines a été recensées entre Hassi Delaa et Oued El Ech, les délimitations sont variables et d'un allongement vers le NW (figure IV.20a), l'alignement des dolines dans la partie sud du site indique la présence d'une faille orientée dans la même direction d'allongement (NW).

Dans la figure IV.20a Un contraste important de résistivité est enregistré, un milieu moyennement résistant avec des valeurs situées entre 300 et moins de 100 Ohm.m et qui correspondent au dépôt détritique actuelle ou du Mio-pliocène qui caractérise la région (figure IV.24).

un milieu plus résistant caractérisé par des résistivités de l'ordre de 700 à plus de 1500 Ohm.m et qui correspondent au calcaire du sénonien ou du turonien (figure IV.21), en allant en profondeur le contraste continue d'exister avec la même manière indiquant la continuité de cette faille entre les deux milieux (figure IV.20b), les résistivités des formations carbonatées dans cette localité sont minimales par rapport au terrain environnant ce qui signifie la présence d'aquifère ou l'altération avancée. La présence des dolines dans ce terrain est causée principalement par la tectonique et la dissolution assurée par les cours d'eau qui traverse la région (figure IV.18)

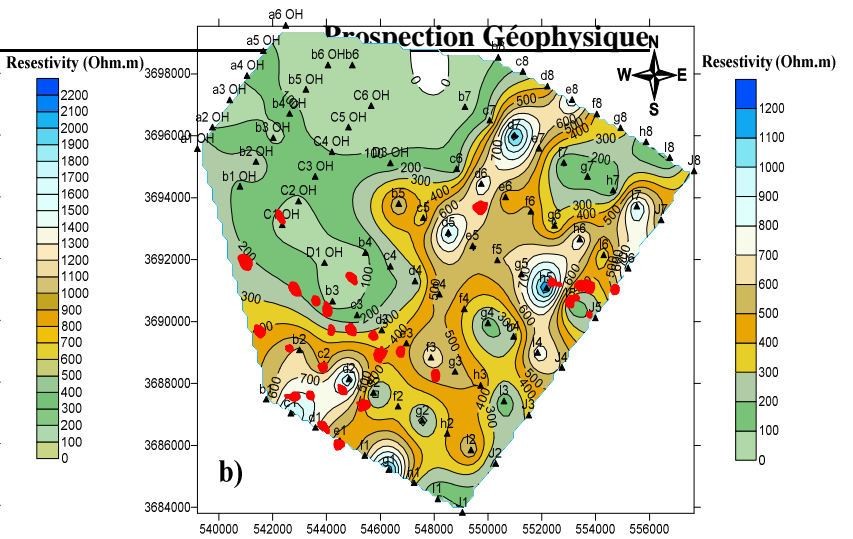
En allant vers les profondeurs de 100m vers 200m (figure IV.20 c, d, e) on observe des valeurs de résistivité proche, un intervalle caractérisé par des résistivités moins de 200 Ohm.m et qui sont des argiles, un deuxième intervalle caractérisé par des résistivités entre 300 et 600 Ohm.m et qui correspondent à des grès ou des calcaires fortement altérés ou aquifère, Un troisième intervalle caractérisé par des valeurs de résistivité entre 800 et plus de 1500 Ohm.m qui correspondent au pendage des formations carbonatées vers le SW d'une part et vers le NE d'autre part, les formations calcaires dans cette zone sont sous forme d'anticlinal allongé du NE vers le SW d'une largeur supérieure à 7.5 km

Les dolines sont présentes en surface mais le réseau souterrain est inexistant due probablement au comblement par les argiles.



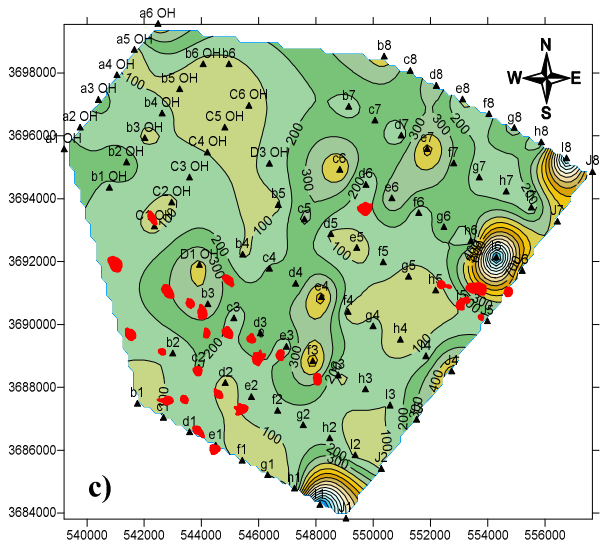
0 2500 5000 7500 (m)

▲ sondage électrique Days



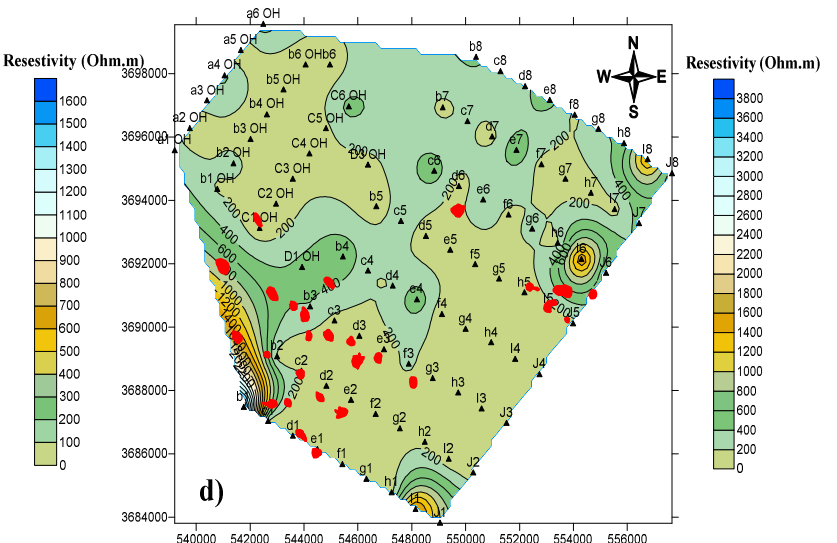
0 2500 5000 7500 (m)

▲ sondage électrique Days



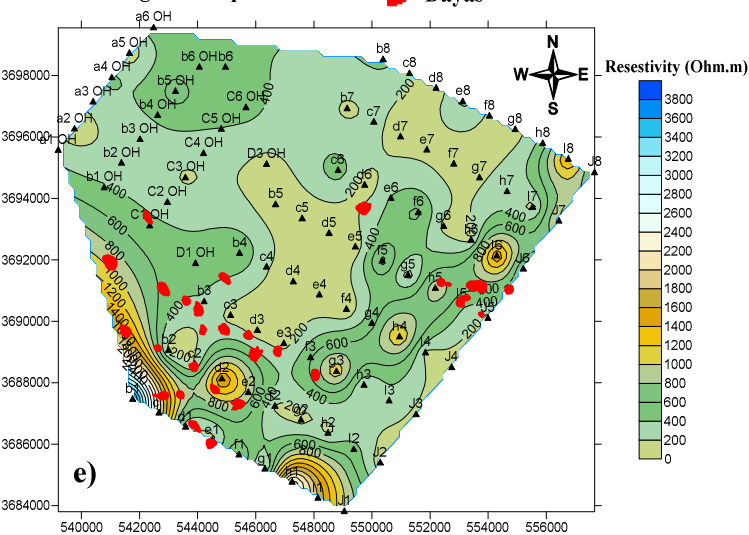
0 2500 5000 7500 (m)

▲ sondage électrique Days



0 2500 5000 7500 (m)

▲ sondage électrique Days



0 2500 5000 7500 (m)

▲ sondage électrique Days

Figure IV.20 : Résultats obtenus pour le site de Hassi Delaa respectivement :
a) profondeur moins de 10m, b) 50m,
c) 100m, d) 150m, e) 200m



Figure IV.21: Corrélation litho-stratigraphique entre les forages situés à proximité des sondages électriques

IV-3-5-4-Oued El Hammar

Dans le site d'Oued el Hammar situé au Nord de Hassi Delaa (figure IV.18) la campagne de sondage électrique comporte 28 sondage avec une maille régulière de 1x2 Km selon les axes X, Y.

Les valeurs des résistivités sont faibles à moyenne (figure IV.22 a, b) par rapport au site précédent indiquant la présence de matériaux meuble à proportion variable de matériaux fin.

Les résistivités situées entre 200et 450 Ohm.m sont due à l'apport des matériaux détritiques apportés par le cours d'eau qui traverse la zone sondée et qui est de la même orientation que les formations cartographiés.

En allant en profondeur et cela jusqu'à 150m les résistivités chutent vue l'influence de formation argileuse et la présence probable d'eau souterraine retenue par les argiles (figure IV.22 c, d)

Vers 200m de profondeurs le terrain est reparti entre des valeurs faibles de résistivités et d'autre plus significatif ce contraste manifeste l'apparition de couche géologique Non rencontrée au moins entre la tranche de 100 et 150 m.

Le toit des calcaires est plus profond vue le plongement du flanc Ouest de l'anticlinal vers le NW , l'épaisseur des matériaux fins et détritiques est importante ce qui à provoquer un colmatage du réseau karstique dans les calcaires en profondeur et l'absence de liaison avec les dolines rencontrées vers la partie Nord du site, ces derniers sont en forte relation avec la répartition des cours d'eau qui tapisse la région ce type de karst associé au doline est le Doline karst qui sera bien expliqué dans les chapitres suivants.

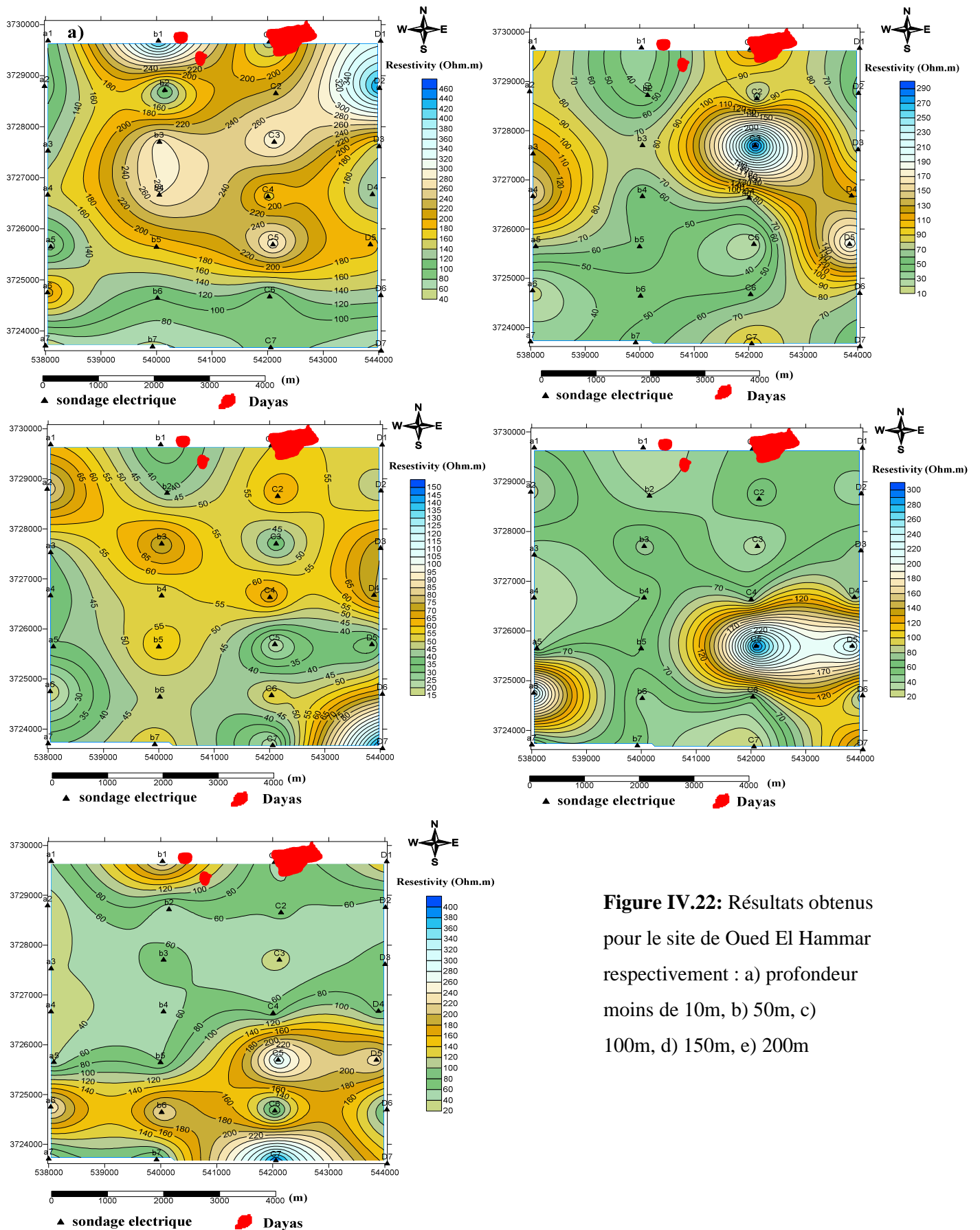


Figure IV.22: Résultats obtenus pour le site de Oued El Hammar respectivement : a) profondeur moins de 10m, b) 50m, c) 100m, d) 150m, e) 200m

IV-3-5-5-Oued Zegrir :

Dans le site d'Oued Zegrir la prospection par les sondages électriques couvre 152 km² environ, les 48 sondages ont permis de tracer l'ensemble des cartes présentées dans la figure IV.23.

Le terrain est situé entre un pied de mont et une zone d'épandage, l'oued Zegrir traverse la partie aval du site celui-ci fournit une quantité importante de dépôt alluvionnaire de nature divers (gravats, cailloux, limon, sable argileux) l'influence des dépôts de surface généralement grossiers et bien ressentie, dans la figure IV.23a deux zones à contraste bien marqué s'observent, vers la partie Ouest des résistivités qui atteignent des valeurs dépassant les 1500 Ohm.m tandis que la partie Est se caractérise par des matériaux de moyenne résistivité de l'ordre de 200 à 500 Ohm.m

Les deux contrastes sont causés par la présence des calcaires et des dolomies en amont avec des zones dépassant les 6000 Ohm.m qui sont des cavités situées en subsurface deux anomalies sont bien marquées distantes l'une de l'autre d'environ 2 à 3 km. Les formations détritiques sont moins résistantes et couvrent le reste du terrain.

En allant en profondeur jusqu'à 200 m la partie Ouest est toujours caractérisée par des résistivités plus importantes que la partie Est (figure IV.23 b, c, d, e).

La résistivité des matériaux change en fonction des profondeurs témoignant d'un état avancé d'altération ou de présence d'infiltration d'eau causée par le passage d'Oued Zegrir sur les calcaires et les dépôts détritiques perméables.

Les dolines sont absentes à la surface mais cela n'exclut pas la présence de quelques cavités souterraines creusées dans la partie Ouest du site dans les calcaires.

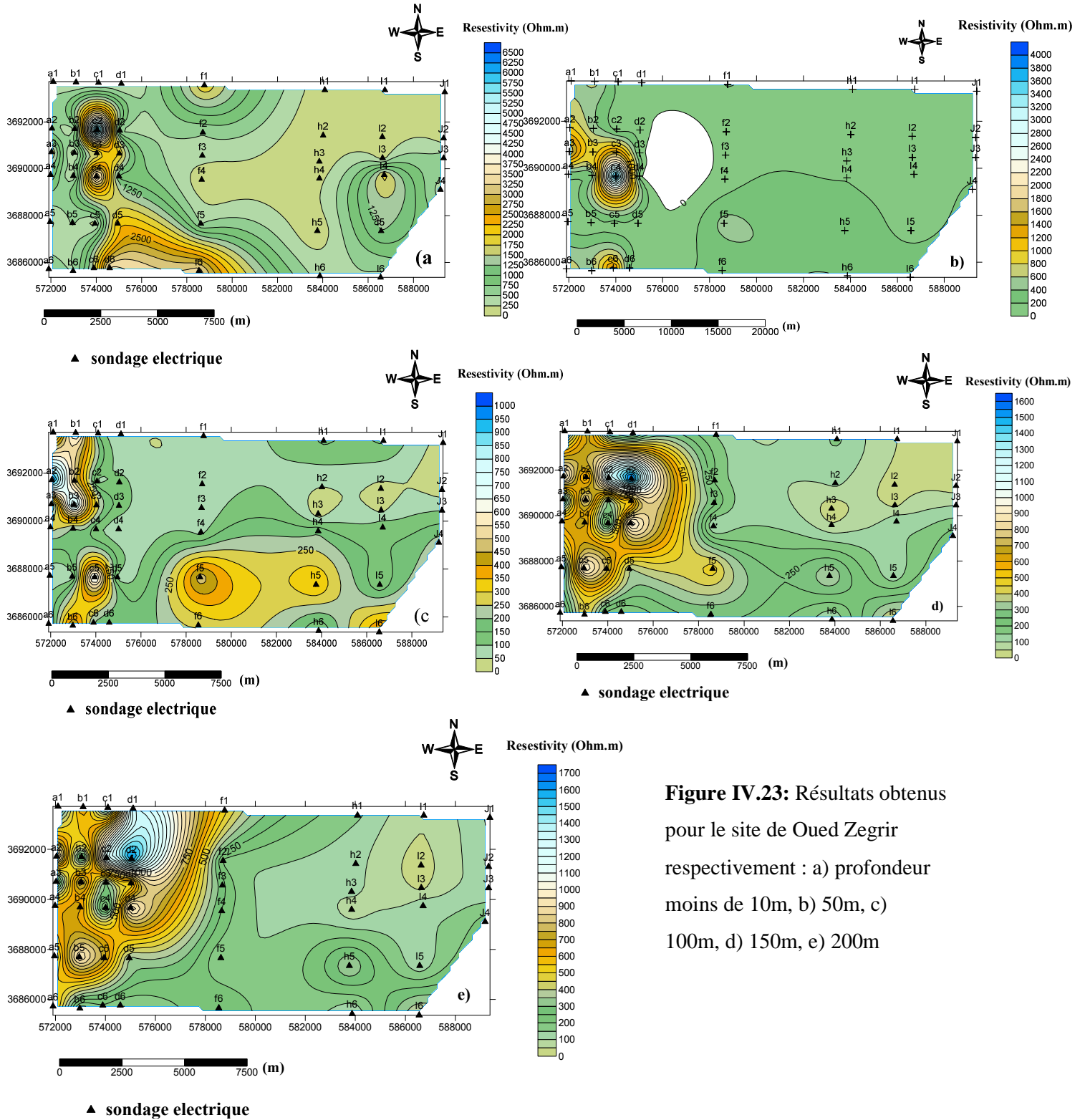


Figure IV.23: Résultats obtenus pour le site de Oued Zegrir respectivement : a) profondeur moins de 10m, b) 50m, c) 100m, d) 150m, e) 200m

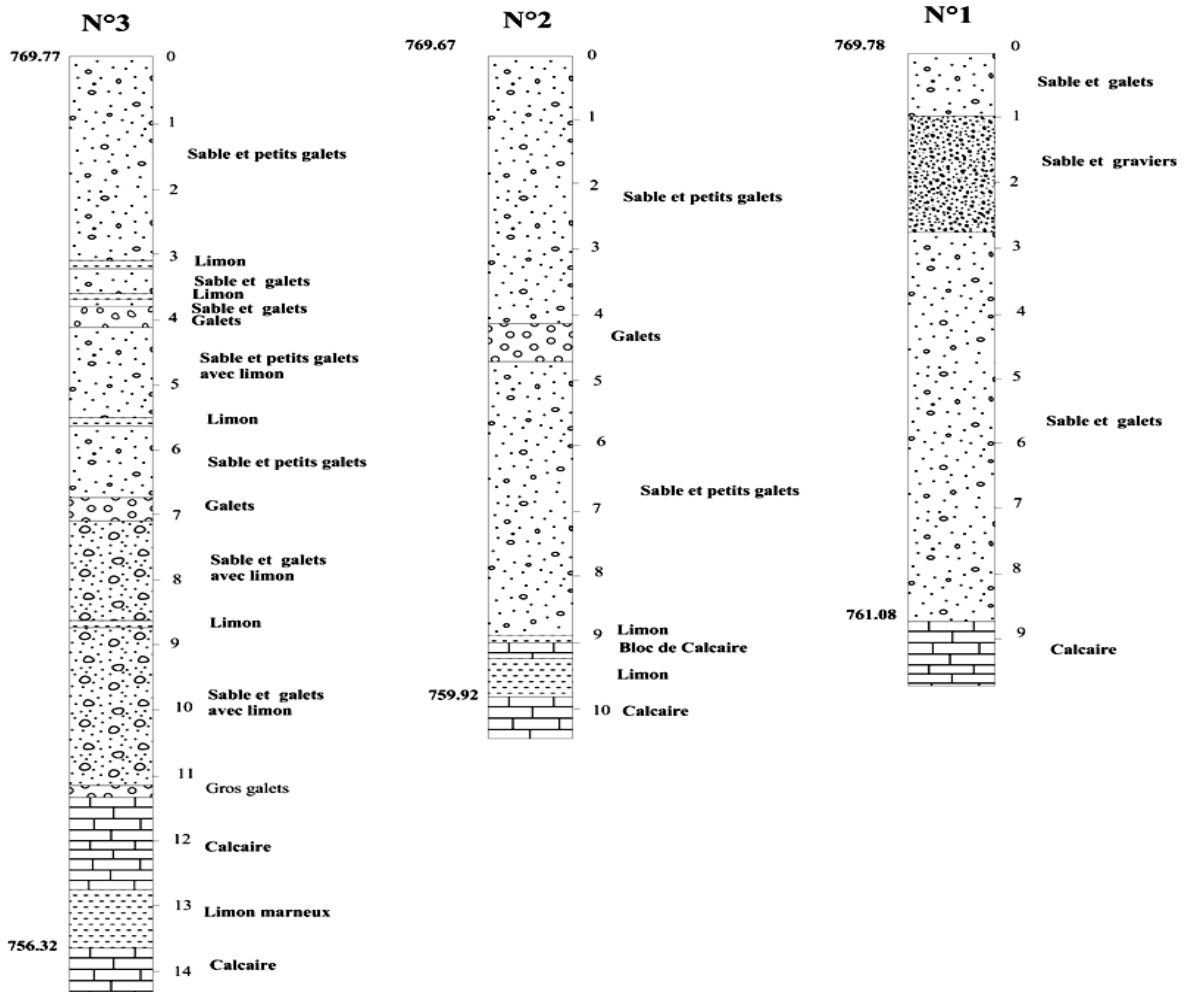
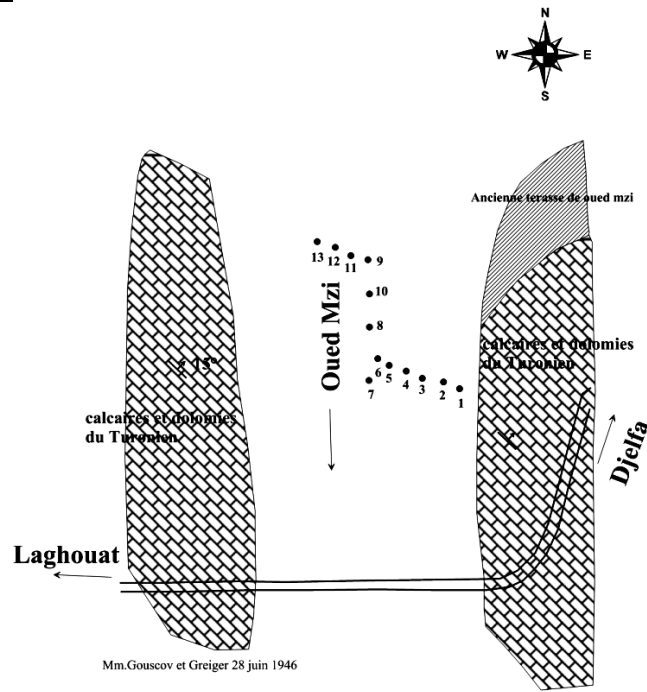


Figure IV.24: Lithologie du plateau d'Oued Mzi

IV-3-5-6-Synthèse des résultats des sondages électriques :

Les sites testés par la méthode des sondages électriques présentent des caractéristiques lithologiques différentes au centre vers Hassi Delaa et Oued El Euch les calcaires sont caractérisés par des résistivités électriques situées entre 1000 et 2500 Ohm.m ,le terrain environnant est constitué d'alternance entre les argiles ,les marnes ,les dépôts détritiques et les grés ,du point de vue géomorphologique au niveau de Hassi Delaa une structure en Anticlinal s'étend du NE vers le SW celle-ci résulte des mouvements compressifs orientés NW – SE.

Les dolines cartographiées se concentrent au tour du dôme selon la dispersion des cours d'eau et des failles et sans orientations significatives d'autres fois.

L'utilisation des sev a permis de tracer une carte synthétique sur la dispersion des cavités probables et la distribution des dolines ,les résultats ont permis de cartographier plusieurs anomalies malgré ça la densité des mesures reste insuffisante et d'autres campagnes doivent être réalisés afin de cerner le phénomène convenablement .

Plusieurs failles ont été cartographié soit par recensement sur site ou à partir de l'interprétation des sondages électriques, orientés généralement NW-SE.

L'extension des cavités en profondeurs est importante et peut atteindre des dizaines de mètres, la relations entre les dolines et les cavités n'est pas très claire ce qui implique l'influence de plusieurs facteurs le plus important est l'âge du Karst.

L'activité hydrique dans la régions a évoqué le comblement de réseau préexistant par l'infiltration des eaux chargées en matériaux via les dolines et les fractures dans la région, ces derniers sont considérés comme des mécanismes de recharge et aux même temps de Colmatage du réseau souterrain cela se justifie par le nombre important des dolines (plus de 1200) et par la fracturation intense qui a touché la région déduite à partir des données gravimétriques

IV-4-Etude des dolines et des effondrements par les méthodes géophysiques de surface

Dans les deux parties précédentes du chapitre nous avons évoqué l'utilité de la gravimétrie au niveau régional et les sondages électriques pour les études locales de la karstification.

Cette vision sera plus utile si nous aborderons l'étude de la structure et la genèse de la doline elle-même.

L'intérêt de cette partie et de focaliser les travaux sur une des dolines qui bordent la partie Nord du Sahara Algérien, les méthodes précédemment décrites ne sont pas convenables à cette échelle du site pour cela les méthodes de courant continue par tomographie électrique 2D et le radar de pénétration géologique semblent être les moyens les plus adéquats.

La zone étudiée couvre environ 92000 km² et abrite plus de 1200 doline, le choix de l'une d'entre elle est difficile et doit répondre à plusieurs questions :

- La question d'accessibilité doit être suffisamment étudiée vue la nature des risques à prendre durant l'investigation.
- La disponibilité des repères géologiques nécessaires à l'interprétation des résultats de tomographie et de radar géologique
- L'adéquation des méthodes choisies aux différents contrastes qui se présentent sur site.
- Le choix doit être suffisamment représentatif de l'ensemble des dolines recensées.
- L'acquisition de maximum d'information et l'élaboration de modèle significatif.

Afin de répondre à toutes ces questions plusieurs campagnes de reconnaissance ont été effectuées le choix est fixé sur Dayat Ben Fellah situé à environ 14km de la région de Guerrara (Wilaya de Ghardaïa),

IV-5-Tomographie de résistivité électrique 2D :

IV-5-1-Principe de la mesure

Les méthodes de tomographie de résistivité électrique consistent à faire circuler un courant électrique dans le sol entre deux électrodes de courant et de mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes, appelées électrodes de potentiel, à proximité des électrodes de courant. Puisque l'intensité du courant est connue et que la différence de potentiel est mesurée, il est alors possible de déterminer quelle est la résistivité apparente du sol étudié. Cette résistivité électrique apparente dépend de la configuration des électrodes de courant et de potentiel. La résistivité électrique apparente peut être exprimée en fonction de la différence de potentiel et de l'intensité du courant (**Ward, 1990**):

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

où K est appelé le facteur géométrique qui dépend de la configuration des électrodes.

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1}$$

La résistivité apparente d'un terrain hétérogène correspond à la résistivité d'un terrain homogène qui, pour une configuration identique des électrodes et un même courant injecté, donnerait la même mesure ΔV . Elle est fonction de la résistivité, de la géométrie des diverses couches et de la disposition des électrodes. Il existe plusieurs dispositifs d'électrodes utilisés en pratique : Wenner-Schlumberger, Wenner, pôle- pôle et dipôle-dipôle sont les plus utilisés. Les différentes caractéristiques de chaque dispositif sont aussi à prendre en considération : par exemple la sensibilité du dispositif aux changements verticaux et horizontaux, la profondeur effective d'investigation, la couverture horizontale ou encore l'intensité du signal.

En modifiant la longueur totale de la configuration utilisée, des informations sur la résistivité électrique à d'autres profondeurs sont obtenues pour cette même ligne. Plus cette longueur est faible, moins grande est la profondeur de pénétration des lignes de courant dans le milieu et la résistivité électrique mesurée est alors seulement caractéristique des propriétés électriques des couches superficielles.

À l'opposé, si cette longueur est grande, les lignes de courant pénètrent plus profondément dans le milieu, la résistivité électrique mesurée est alors représentative des propriétés

électriques des couches profondes. Cette dernière mesure est peu affectée par les couches superficielles.

Il faut noter que les résistivités que l'on mesure en prospection sont des moyennes relatives à de grands volumes de terrain en place. Ces moyennes sont d'ailleurs d'autant plus larges que les terrains sont profonds.

Celle-ci est obtenue en reportant la valeur de la résistivité apparente mesurée au centre du dispositif et à une profondeur dépendant de l'écartement entre les électrodes. Cette représentation permet de construire une image pour laquelle les valeurs de résistivité et celles des profondeurs ne sont pas réelles.

Les données sont représentées à l'aide d'un graphique d'iso-lignes de résistivité électrique apparente en fonction de la distance le long de la ligne de lever et de la longueur totale de la configuration.

Ce graphique d'iso-lignes est appelé pseudo-section de résistivité électrique apparente observée. Il s'agit d'une coupe 2D où les valeurs des résistivités électriques apparentes observées sont reportées en abscisse en fonction de la position centrale de la configuration le long de la ligne et en ordonnée en fonction de la profondeur estimée d'investigation de la coupe. Les pseudo-sections conduisent à une représentation en coupe déformée des propriétés électriques du milieu étudié. Il est par conséquent nécessaire de procéder à l'inversion des pseudo-sections pour obtenir un modèle synthétique de résistivité électrique vraie où les variations latérales et verticales de résistivité électrique vraie du milieu apparaissent.

Les fractures dans un massif calcaire peuvent être mises en évidence en tomographie électrique soit par des anomalies conductrices (si elles sont remplies de matériau argileux) soit par des anomalies résistives (si les fractures sont remplies d'air).

IV-5-2- Caractéristiques instrumentales des dispositifs de mesures

IV-5-2-1-La configuration Wenner

L'écart entre les électrodes est conservé sur tout le linéaire du profil, le dispositif est sensible à la variation des structures horizontales que verticales (**Dahlin & Zhou, 2004**), en mode tomographie 2D le dispositif atteint une profondeur d'investigation égale à la moitié du plus grand écart entre les électrodes (Fig. IV.25).

IV-5-2-2-La configuration Wenner-Schlumberger

Ce dispositif est dans une moindre mesure sensible aux variations verticales et horizontales. C'est donc un bon compromis entre le dispositif Wenner (sensible aux structures horizontales) et le Dipôle-Dipôle (sensible aux structures verticales). Ce dispositif a aussi une profondeur

de pénétration d'environ 10% supérieure au Wenner. La force du signal est inférieure à ce dernier, mais supérieure au Dipôle-Dipôle (Marescot, 2004,2008).

La densité de points est quant à elle supérieure au Wenner et très légèrement inférieure au dispositif Dipôle-Dipôle. De plus, l'arrangement des électrodes en dispositif Wenner-Schlumberger permet, avec un nombre égal d'électrodes, d'effectuer un nombre supérieur de mesures. On obtient donc un modèle plus précis (Fig. IV.25).

IV-5-2-3- La configuration Dipôle-Dipôle

Ce dispositif est très sensible aux variations horizontales de la résistivité et donc idéal pour détecter des structures verticales. La profondeur d'investigation dépend fortement des paramètres a et n . Pour des valeurs faibles de n , la profondeur d'investigation est inférieure à un dispositif Wenner, alors que pour des grandes valeurs de n , elle devient supérieure. Mais dans tous les cas, la densité de points, est nettement supérieure à celle d'un dispositif Wenner. Malheureusement, ce dispositif possède un inconvénient majeur. Les électrodes de mesure du potentiel (MN) étant situés en dehors des électrodes de courant, la force du signal est très faible. En effet, le voltage est inversement proportionnel au cube du facteur n . Pour utiliser ce dispositif, Il faut donc de bonnes conditions d'acquisition (peu de bruit de fond) et un résistivimètre très sensible (Ponton.J, 2008).

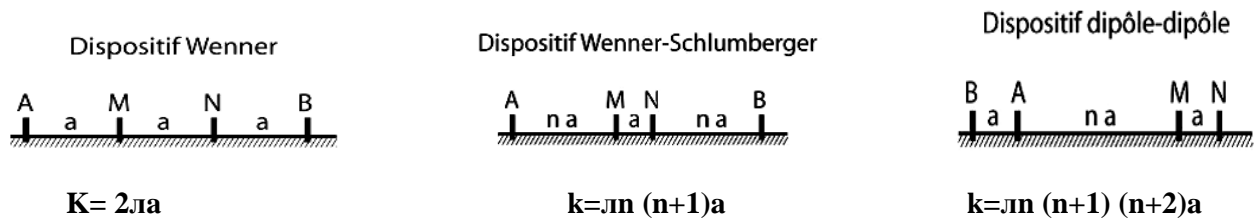


Fig. IV.25 : Les différents dispositifs utilisés en imagerie électrique. A et B sont des électrodes d'injection de courant et M et N des électrodes de mesure du potentiel.

IV-5-3-Interprétation des Pseudo-section et les modèles de résistivité

IV-5-3-1-Définition d'une Pseudo-section

La première étape dans l'interprétation des données en tomographie électrique consiste à construire une pseudo-section. Une pseudo-section est une carte de résultat qui présente les valeurs des résistivités apparentes calculées à partir de la différence de potentiel mesurée aux bornes de deux électrodes de mesure ainsi que de la valeur du courant injecté entre les deux électrodes d'injection.

La couleur d'un point sur la pseudo-section représente donc la valeur de la résistivité apparente en ce point (Figure. IV.26).

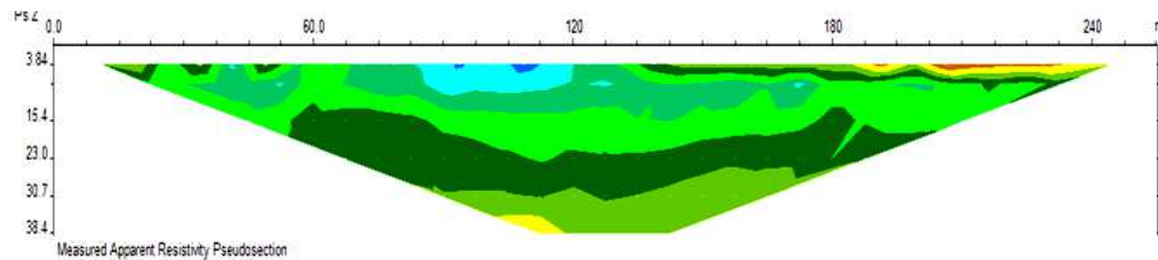


Figure IV.26 : présentation graphique d'une pseudo-section

Pour comprendre ce que ces points représentent, prenons l'exemple de mesures réalisées par la configuration Wenner et intéressons-nous au quadripôle (1, 2, 3, 4) de la Figure. IV.27. Le courant est injecté entre les deux électrodes d'injection (1 et 4), puis la différence de potentiel est mesurée entre les deux électrodes de mesure (2 et 3), le calcul de la résistivité apparente se fait automatiquement dans la boîte d'acquisition (voir équation pour la configuration Wenner (Figure. IV.26).

La résistivité apparente du quadripôle (1, 2, 3, 4) sera positionnée à l'intersection de la droite passant par l'électrode 2 et de celle passant par l'électrode 3. De même pour le quadripôle (1, 3, 5, 7), on positionne la résistivité apparente à l'intersection des droites passant par les électrodes de mesure (3, 5) et faisant un angle de $-\pi/4$ et $+\pi/4$ avec l'horizontale. On représente ainsi l'ensemble des valeurs mesurées aux bornes de Chaque quadripôle par des points. La profondeur de ces points augmente avec l'écartement entre Les électrodes de mesure et leur position indique le quadripôle de mesure le long du profil.

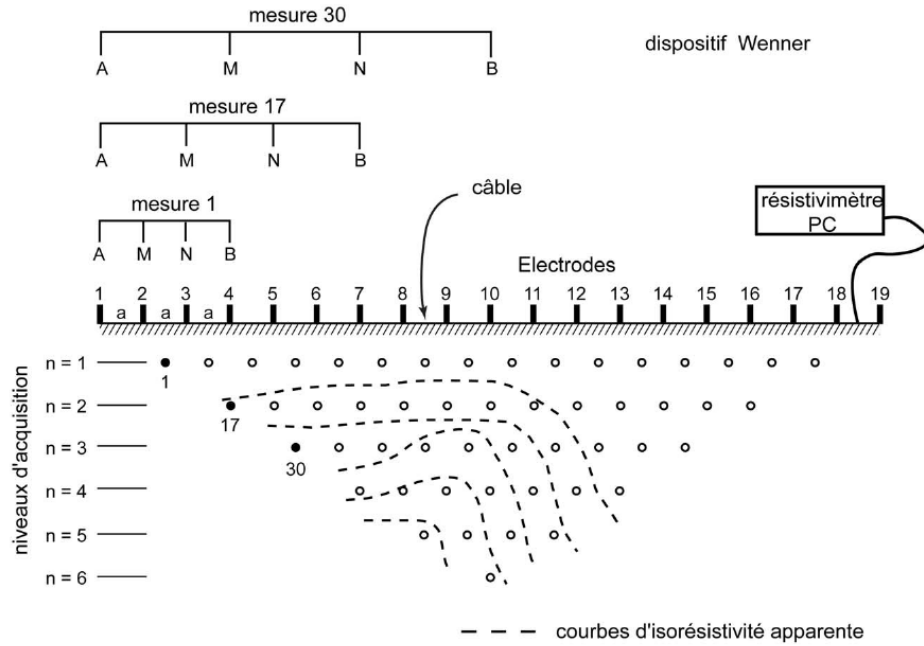


Figure IV.27 : schématisation de la procédure d’acquisition des données en tomographie 2D (Marescot, 2008)

IV-5-3-2-Concept d'inversion en géophysique :

Lorsque le milieu est homogène, la résistivité électrique apparente est une bonne approximation de la résistivité électrique vraie et elle peut être interprétée directement.

Dans le cas d'un milieu qui n'est pas homogène, tels que ceux que l'on rencontre le plus souvent dans la nature, la pseudo-section ne peut pas être interprétée directement, d'autant plus que celle-ci dépend également de la configuration des électrodes. La pseudo-section peut être produite dans le cas d'un profil en solutionnant la loi d'Ohm et l'équation de Laplace. Ce processus est appelé modélisation directe.

Seules des interprétations qualitatives peuvent être effectuées à partir de celle-ci. Pour obtenir une mesure quantitative de la résistivité électrique vraie, il est nécessaire de procéder à une procédure dite d'inversion. Lorsqu'un levé de résistivité électrique est réalisé, le but consiste à obtenir le modèle synthétique de résistivité électrique vraie du milieu étudié à partir de pseudo-section de résistivité électrique apparente observée. Ce processus s'appelle l'inversion puisqu'il s'agit de l'inverse de la modélisation directe.

L'inversion est une méthode itérative automatique qui peut fournir un modèle de la résistivité électrique vraie afin de placer les structures à une profondeur adéquate. Par contre, la solution mathématique de l'inversion n'est pas unique car plusieurs modèles peuvent correspondre à la même pseudo-section. Le modèle qui correspond le mieux à la résistivité électrique apparente mesurée sur le terrain n'est donc pas nécessairement le bon (Frohlich *et al.* , 1994).

Il est nécessaire de bien connaître le milieu étudié pour être en mesure d'optimiser le processus d'inversion en choisissant adéquatement les paramètres d'inversion. La présence de bruit dans le signal ou de valeurs aberrantes peut également influencer les résultats d'une inversion. Dans ce cas, l'inversion présentera une image moins précise de la résistivité électrique vraie. Il est donc essentiel de considérer ces facteurs lors de l'interprétation des résultats. De plus, afin d'optimiser la qualité des résultats obtenus après inversion des données, il faut que celles-ci soient recueillies avec soin lors de l'investigation sur le terrain.

IV-5-3-3- Méthodologie de l'inversion

Afin d'obtenir une image représentant les distributions spatiales de la résistivité réelle (et non plus apparente) en fonction de la profondeur, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section.

Cette inversion est réalisée suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Ce modèle est modifié à chaque itération jusqu'à ce que les données mesurées et calculées atteignent une corrélation acceptable ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration

ne soit possible. Ce processus d'inversion a été formalisé mathématiquement et implémenté dans le programme de traitement RES2DINV (Loke, 1994 ; Loke et Barker 1996)

IV-5-3-4- Pseudo section calculée

Cette image (Figure. IV.28), utilise la distribution des résistivités calculées à partir du modèle. Il donne la résistivité apparente que l'on aurait mesurée si l'on avait une distribution de résistivité du sous-sol identique au modèle calculé. On l'appelle la pseudo-section calculée.

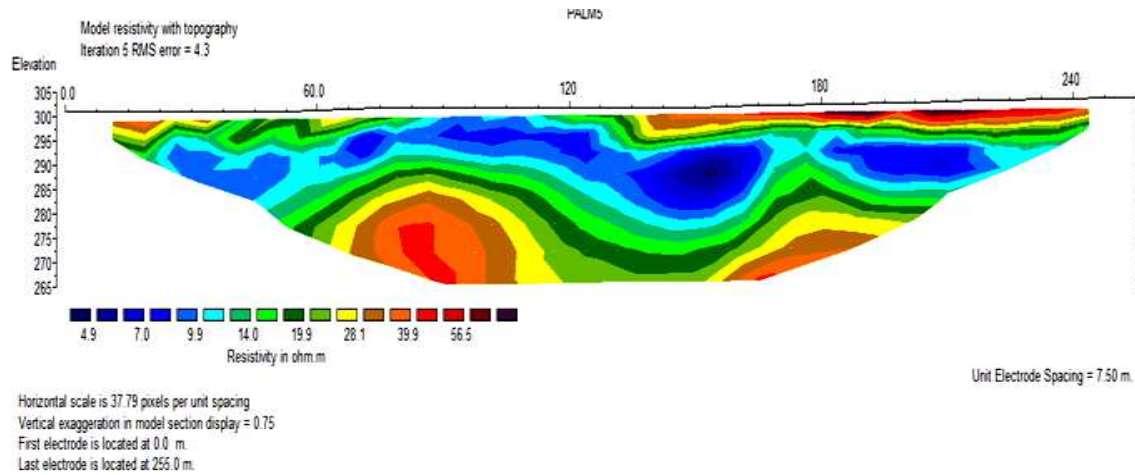


Figure IV.28 : schématisation d'une pseudo-section calculée

Simplement : on fait des mesures de résistivités apparentes, l'inversion des données nous donne une carte de résistivité (le modèle) et si on calcule à partir de ce modèle les résistivités apparentes, on obtient une pseudo-section calculée.

Le logiciel compare ensuite la pseudo-section mesurée et modélisée et fournit un pourcentage d'erreur entre les deux. Il faut choisir le modèle de résistivité de façon à minimiser l'écart entre la Pseudo-section mesurée et calculée.

IV-5-4-Résultats de l’investigation par tomographie électrique

-Description de la zone d’étude

Dayat Ben Fellah décrite selon G Conrad (Hamdani et al ; 2006) étant qu’édifice issue du phénomène de la karstification, ayant des dimensions kilométriques de l’ordre de 1,4 Km de longueur et 0,85 Km de largeur, enfouit au sein des formations gréseuses alluvionnaires sur une profondeur moyenne de 8 à 12 m environ. L’ensemble de l’édifice géomorphologique est affecté par un ensemble d’accidents tectoniques ayant des directions N 30° à 60° et N 150°-160°.

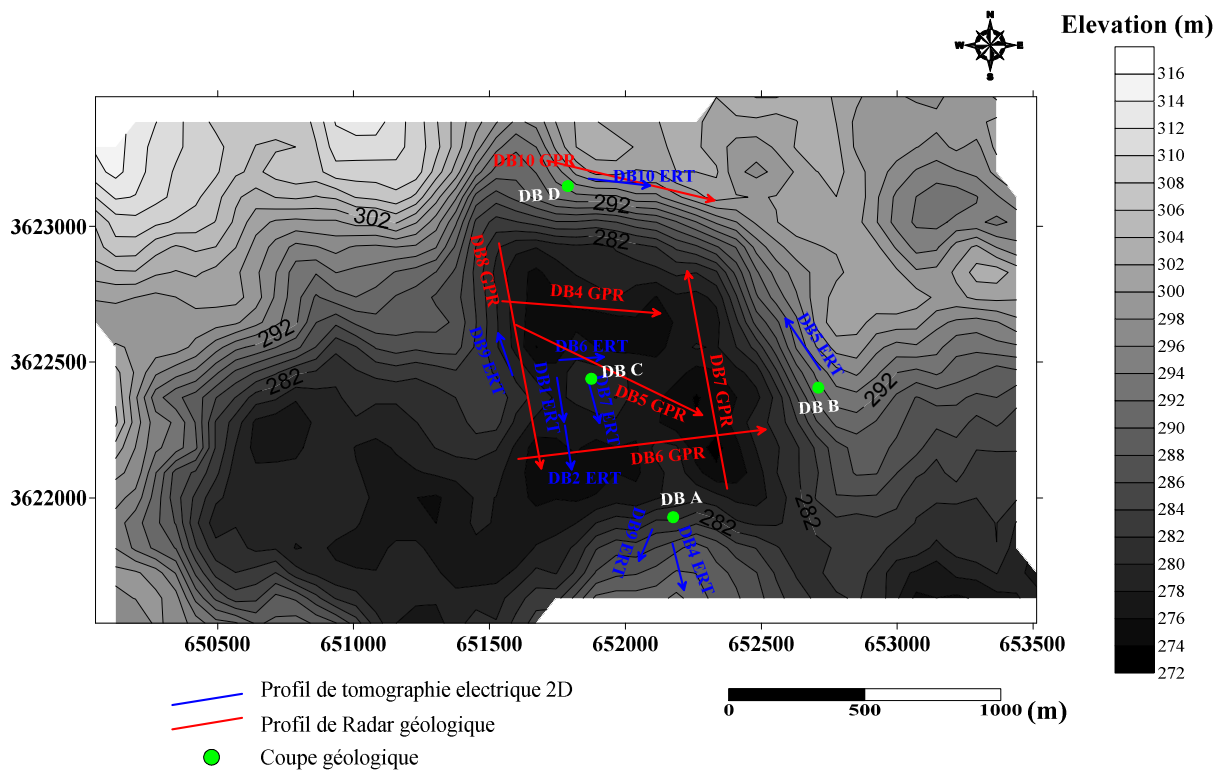


Figure.IV.29 : Localisation de l’effondrement et Implantation des profils électrique et Géoradar

-Description des coupes géologiques réalisées dans la zone (DBA, DBB, DBC, DBD) :

La reconnaissance géologique effectuée dans le secteur de Ben Fellah a permis la réalisation de 04 coupes géologiques couvrant tout le périmètre de la daya, le choix de l'implantation des coupes se justifie par l'accessibilité et la disponibilité du maximum d'information d'une part, d'autre part la réalisation de ces coupes à proximité des profils géophysiques permettant d'avoir une meilleure corrélation entre les divers méthodes employés et, par la suite, une interprétation réelle et significative.

Coupe DB A :

Située dans la partie sud de la Daya, réalisée sur un affleurement sein caractérisé par :

0 – 5 cm : Dépôts de surface à caractère sableux limoneux de couleur rougeâtre à rosâtre.

5 – 45 cm : Grés fin à couleur rosâtre claire à texture sablo- argileuse.

45 – 205 cm : Alluvions de taille moyenne uniforme à microcavités à remplissage sableux et alvéoles témoins d'une altération chimique intense de couleur beige blanchâtre à géométrie discontinue.

205 – 540 cm : alluvions fins grésifiés compacts de couleur blanchâtre terne fracturé à remplissage gypseux carbonaté

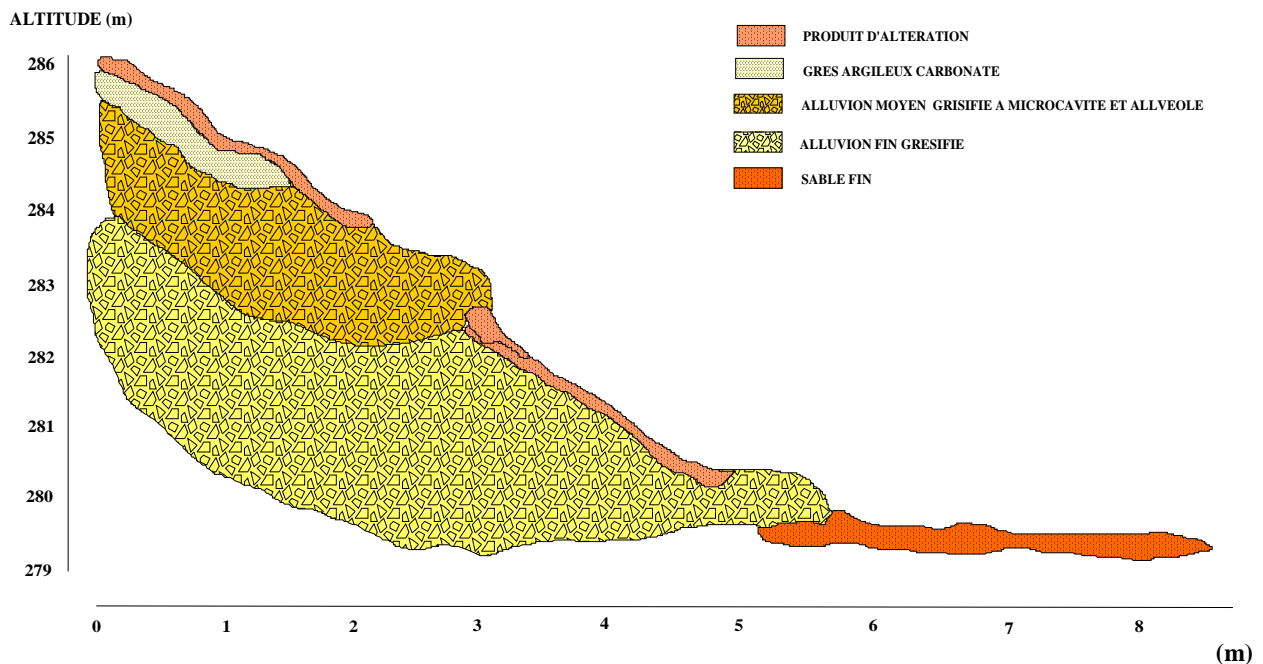
COUPE DB A

Figure IV.30 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah DB A

Coupe DB B :

Située dans la partie Est de la Daya, la coupe réalisée est caractérisée par (Figure. IV.31) :

0 – 100 cm : Alluvions grésifiées gypseuses de couleur beige à intercalations sablo-limoneuses moyennement compactes à grains uniformes de taille moyenne.

100 – 145 cm : Horizon gypseux consolidé de couleur blanchâtre avec des sables quartzes fins

145 – 330 cm : Grés fin gypseux compact écaillé à la surface à texture sableuse cimenté par une matrice fine gypseuse de couleur blanchâtre à rosâtre claire.

345 – 420 cm : Horizon gypseux à épaisseur variable.

420 – 560 cm : Grés rouges indurés à texture sablo-argileuse à aspect massif.

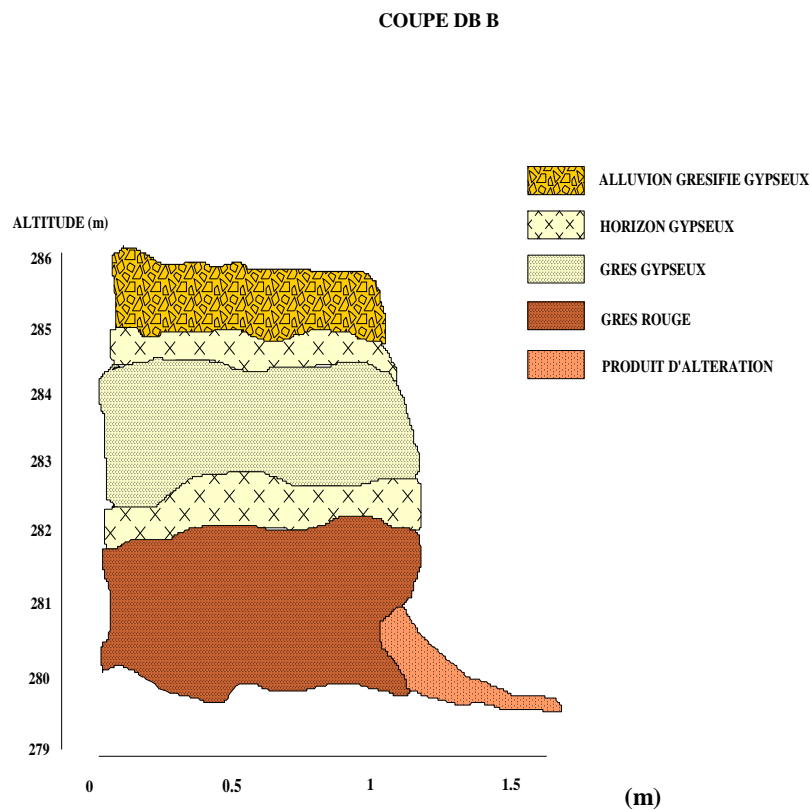


Figure IV.31 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah **DB B**

Coupe DB C :

Située dans centre de l’effondrement, cette coupe est caractérisée par de haut en bas :

00 – 20 cm : sable gypseux à granulométrie variable beige claire à traces gypseuses

20 – 250 cm : alluvions grésifiées à gypse-carbonaté altérés et peu compactes à tailles variables

250 – 290 cm : alluvions moyennes grésifiées à gypse-carbonaté compactes à couleur terne couverte de produit d’altération brunâtre claire

290 – 660 cm : alluvions fines grésifiées à gypse compact à couleur beige

660 – 900 cm : grés rouge brunâtre claire fissuré à aspect massif et à granulométrie moyenne à fine à ciment limoneux argileux altéré et fracturé selon deux

Orientations Nord Ouest – Sud Est, Nord Est - Sud Ouest à blocs détachés de forme losangique.

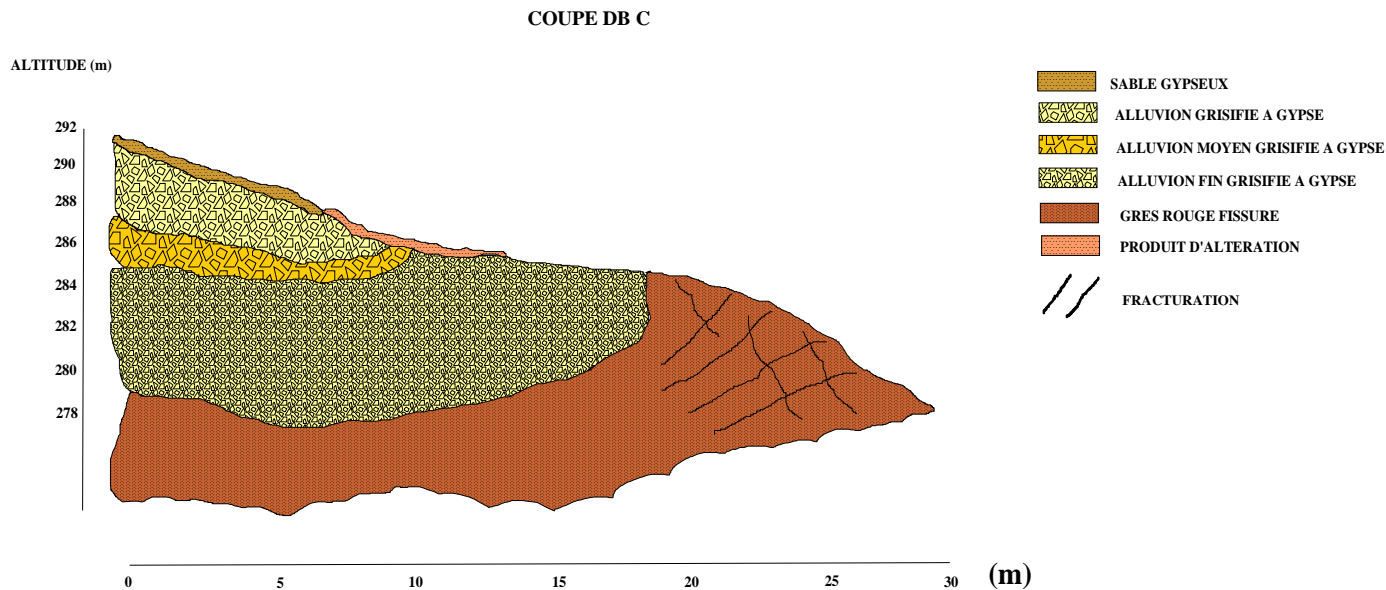


Figure IV.32 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah DB C

Coupe DB D :

Situé dans le Nord de l'effondrement, réalisée sur un affleurement sein caractérisé par :

- 00 – 60 cm : Alluvions grésifiées à grains moyens
- 60 – 240 cm : grés gypseux à granulométrie variée
- 260 – 550 cm : grés gypseux argileux
- 550 – 1000 cm : grés rouge fracturé

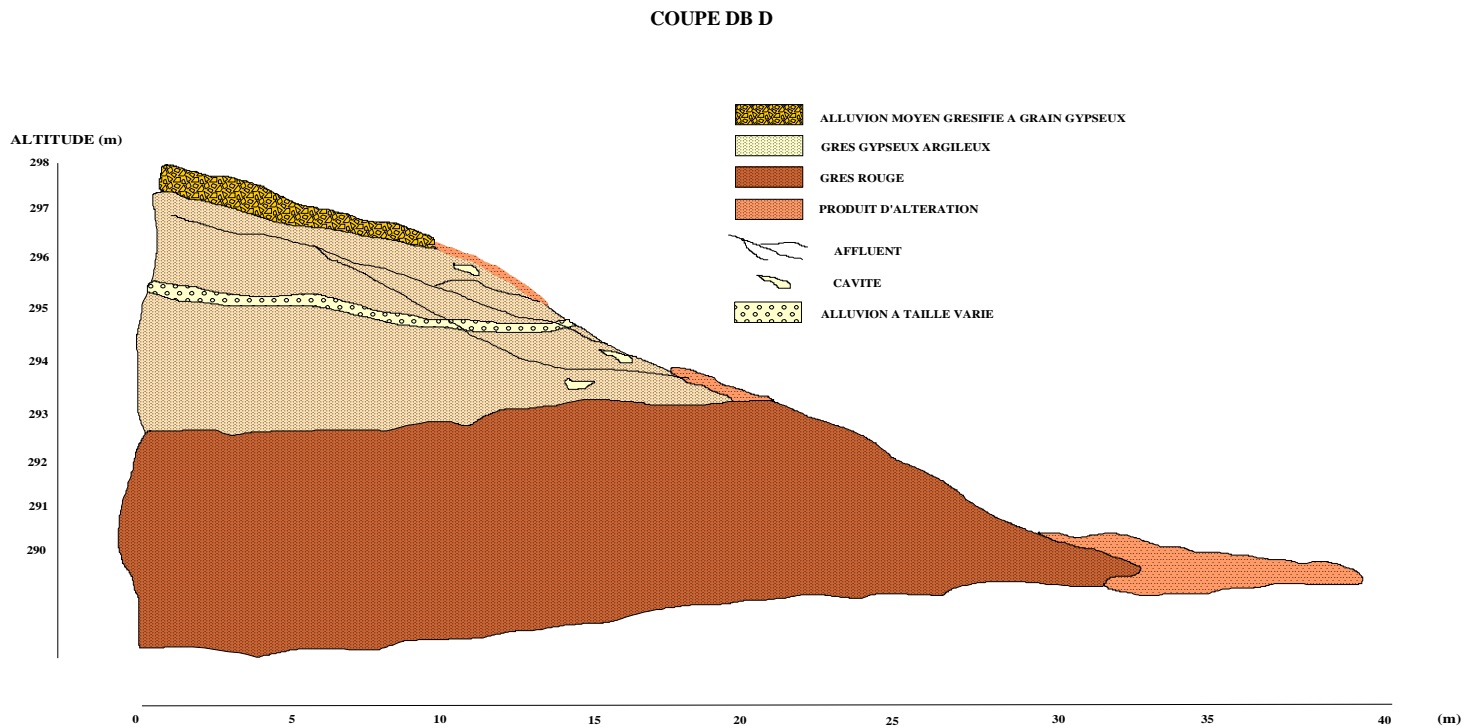


Figure IV.33 : coupe géologique réalisée dans le site de Dayat Ben Fellah DB D

IV-5.4.1. Description du dispositif d'acquisition

Le dispositif d'acquisition est un dispositif **Wenner α** à **36** électrodes suivant un pas d'avancement fixe de 5 m.

Le traitement des données est réalisé par le logiciel d'inversion **RES 2D INV** version complète (avantage d'avoir un nombre illimité d'itération).

IV-5.4.2. Implantation des mesures :

Les profils de tomographie électrique réalisés ont été implantés sur tout le périmètre de **Dayat Ben Fellah** (Figure. IV.29), six profils situés à l'intérieur de la cuvette de l'effondrement et quatre dans les hauteurs périphériques. Le tableau suivant récapitule les implantations exactes de chaque profil :

Tableau IV.4 : Localisation des profils de tomographie électrique à Dayat Ben Fellah

Identification du profil	Début		Fin		Linéaire	position
	X	Y	X'	Y'		
DB1	32°43'44.10"N	4°37'13.90"E	32°43'38.80"N	4°37'13.10"E	170m	à l'intérieur de la cuvette
DB2	32°43'38.81"N	4°37'13.06"E	32°43'33.00"N	4°37'11.68"E	180m	
DB3	32°43'24.30"N	4°37'18.30"E	32°43'20.70"N	4°37'17.90"E	110m	Hauteur périphérique
DB4	32°43'22.60"N	4°37'20.80"E	32°43'17.20"N	4°37'23.40"E	180m	
DB5	32°43'44.70"N	4°37'42.60"E	32°43'49.60"N	4°37'39.50"E	175m	
DB6	32°43'46.70"N	4°37'14.20"E	32°43'47.60"N	4°37'21.20"E	175m	à l'intérieur de la cuvette
DB7	32°43'45.00"N	4°37'17.50"E	32°43'45.50"N	4°37'18.70"E	45m	
DB8	32°43'48.40"N	4°37'21.00"E	32°43'50.60"N	4°37'26.90"E	175m	
DB9	32°43'47.10"N	4°37'7.10"E	32°43'52.30"N	4°37'5.30"E	170m	
DB10	32°44'12.10"N	4°37'18.20"E	32°44'10.70"N	4°37'24.20"E	175m	Hauteur périphérique

IV-5.4.3. Présentation des résultats:

Les résultats obtenus ont fait l'objet d'une inversion basée sur les résistivités apparentes, les pseudos section inversées sont représentés dans les figures suivantes :

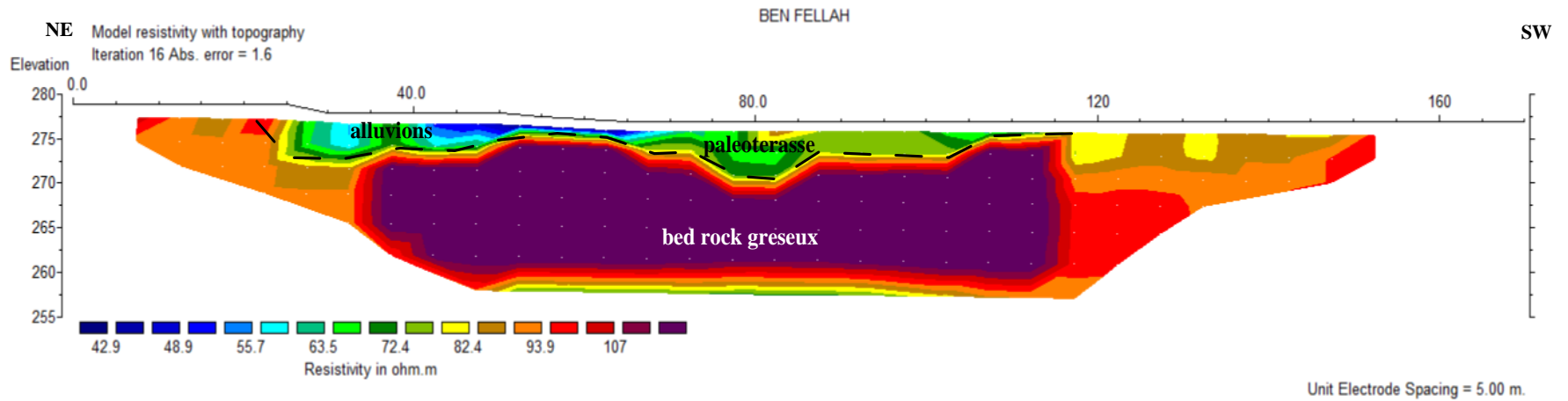
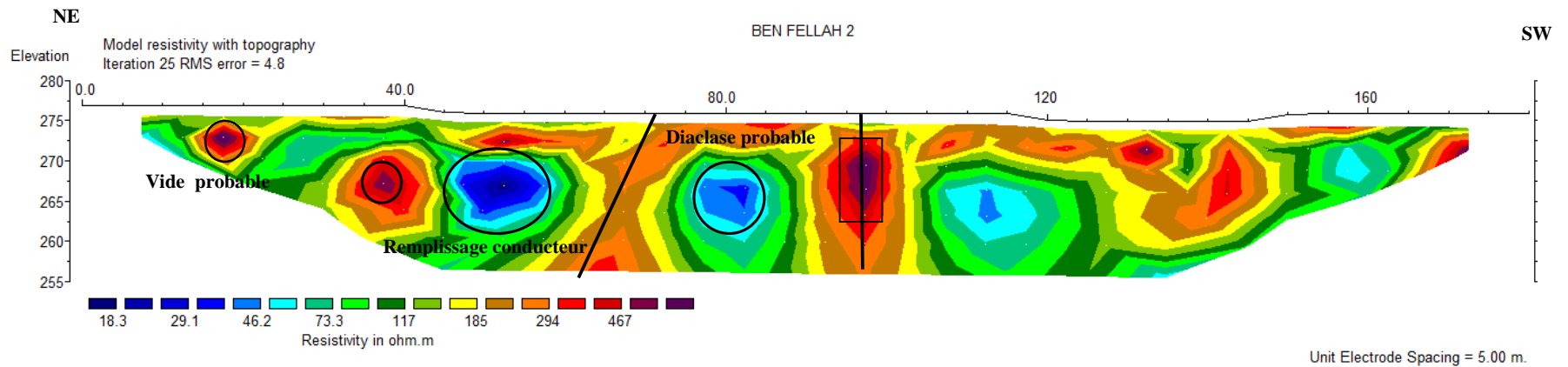
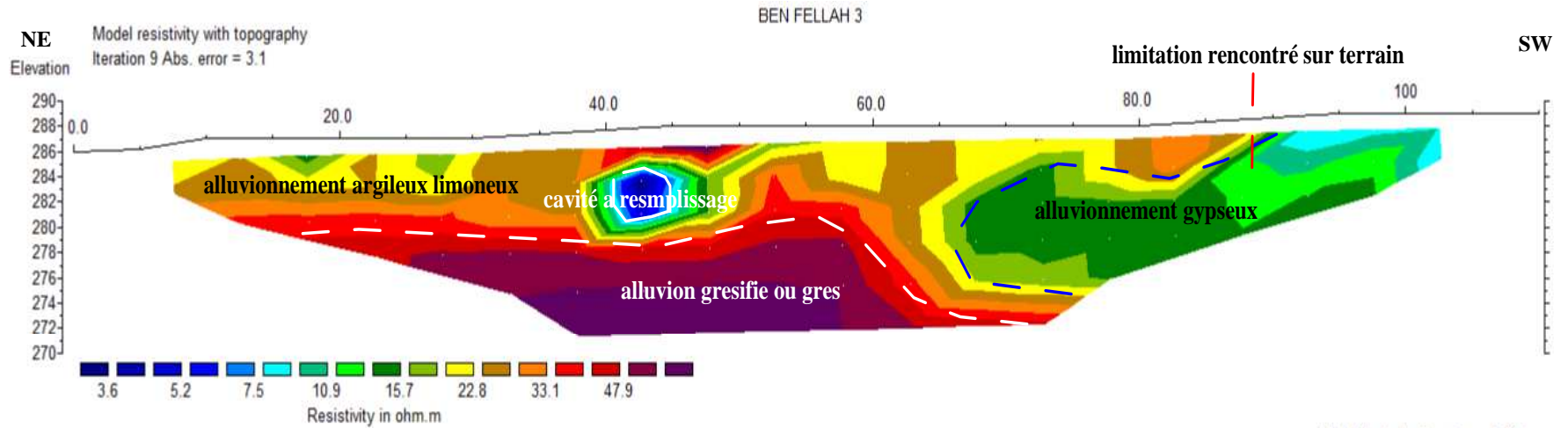


Figure IV.34: Pseudo section n°1 réalisée à Dayat Ben Fellah



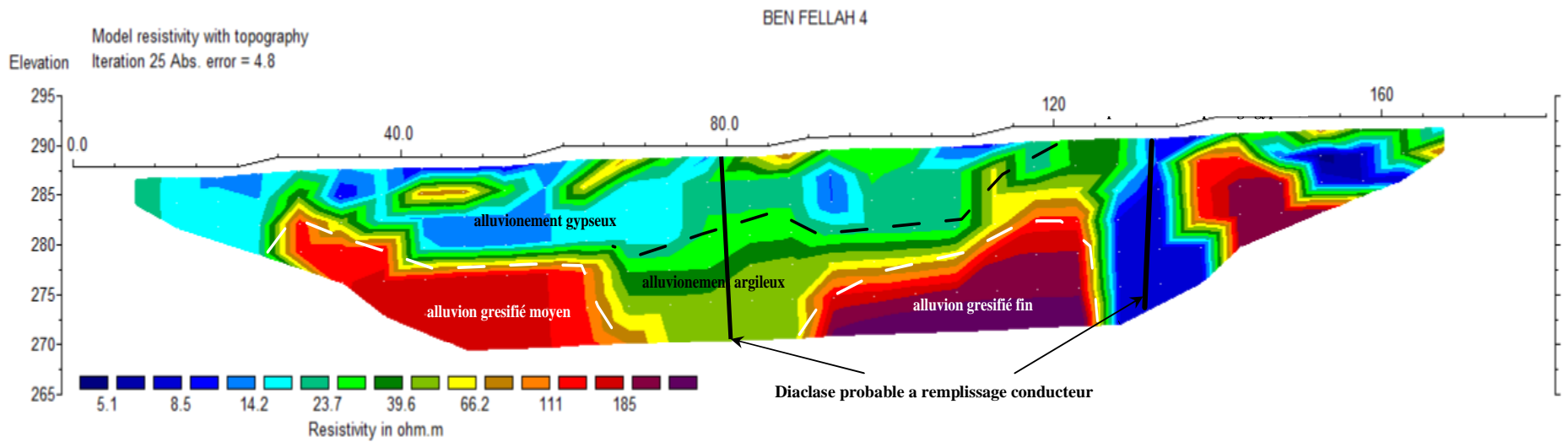
Horizontal scale is 35.69 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 180.0 m.

Figure IV.35 : Pseudo section n°2 réalisée à Dayat Ben Fellah



Unit Electrode Spacing = 5.00 m.

Figure IV.36: Pseudo section N°3 réalisée à Dayat Ben



Unit Electrode Spacing = 5.00 m.

Figure IV.37 : Pseudo section n°4 réalisée à Dayat Ben Fellah

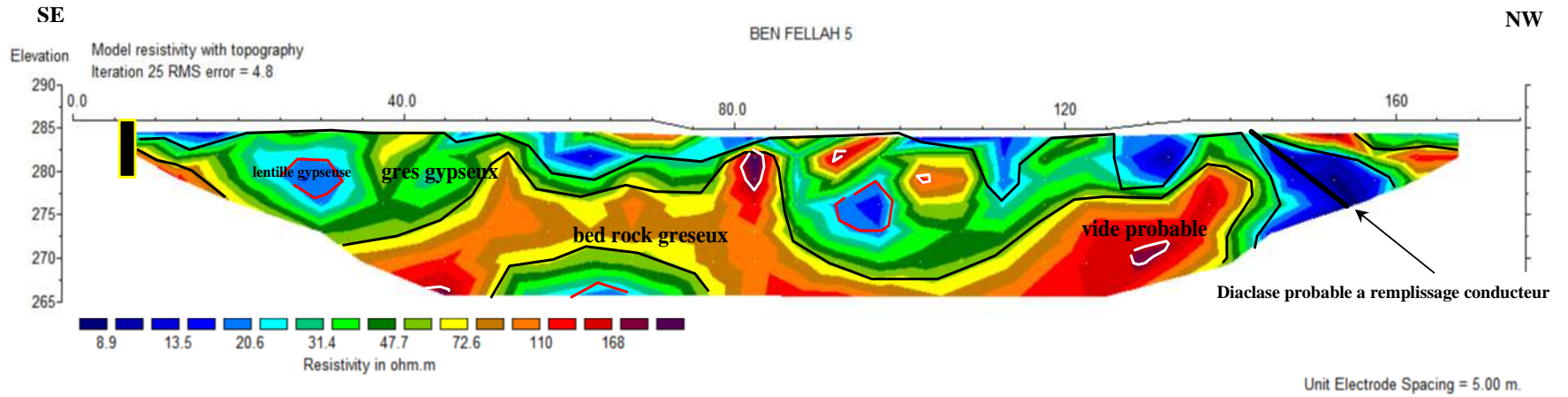


Figure IV.38 : Pseudo section n°5 réalisée à Dayat Ben Fellah

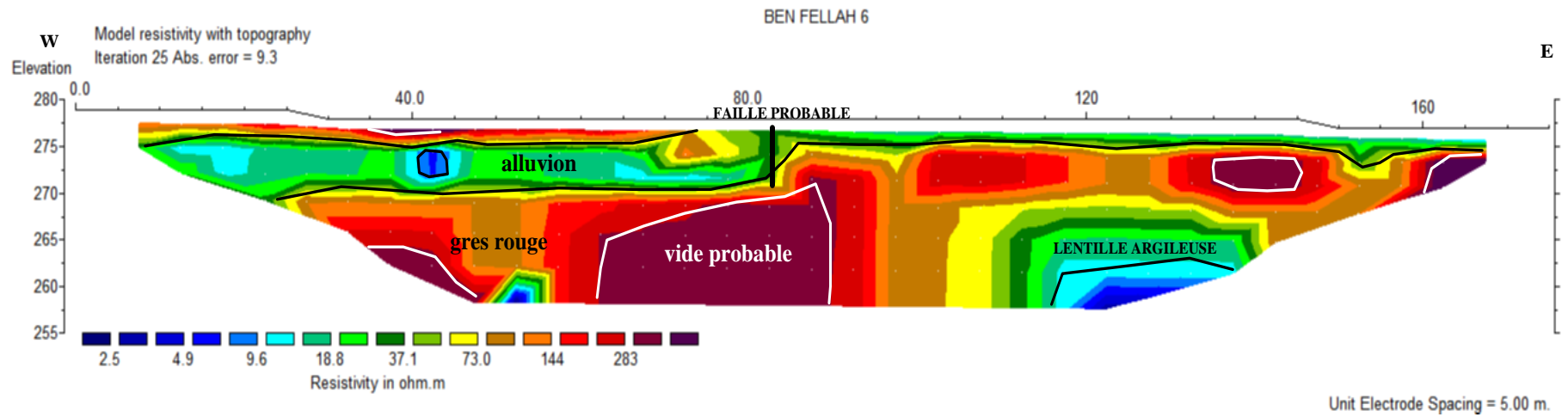


Figure IV.39 : Pseudo section n°6 réalisée a Dayat Ben

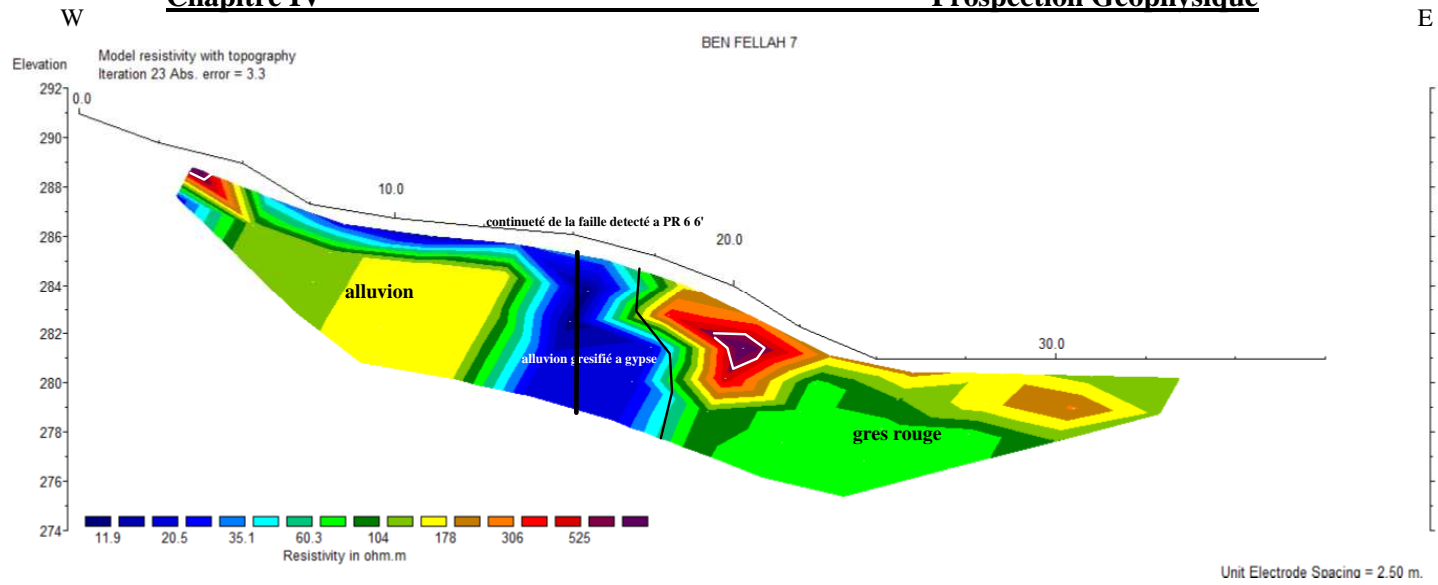


Figure IV.40 : Pseudo section n°7 réalisée à Dayat Ben Fellah

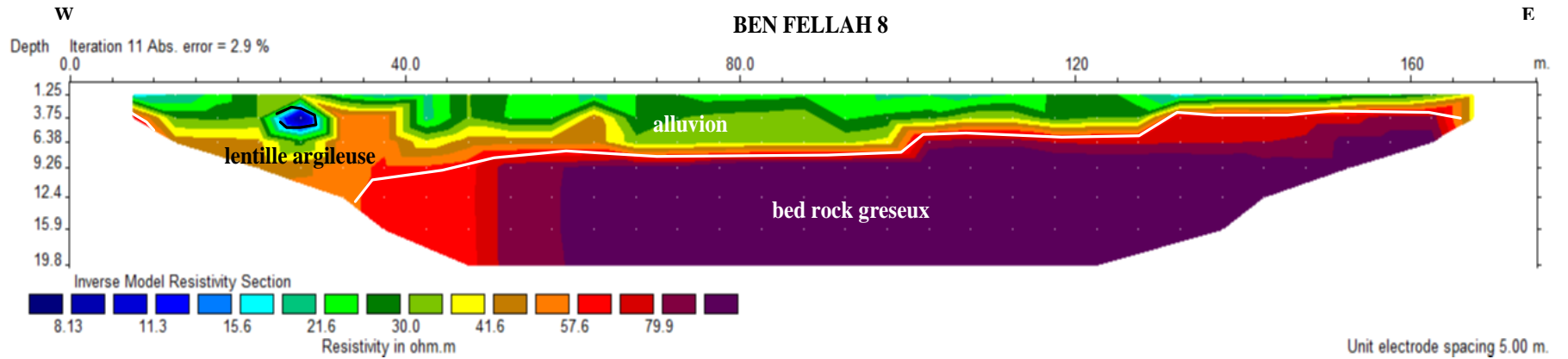
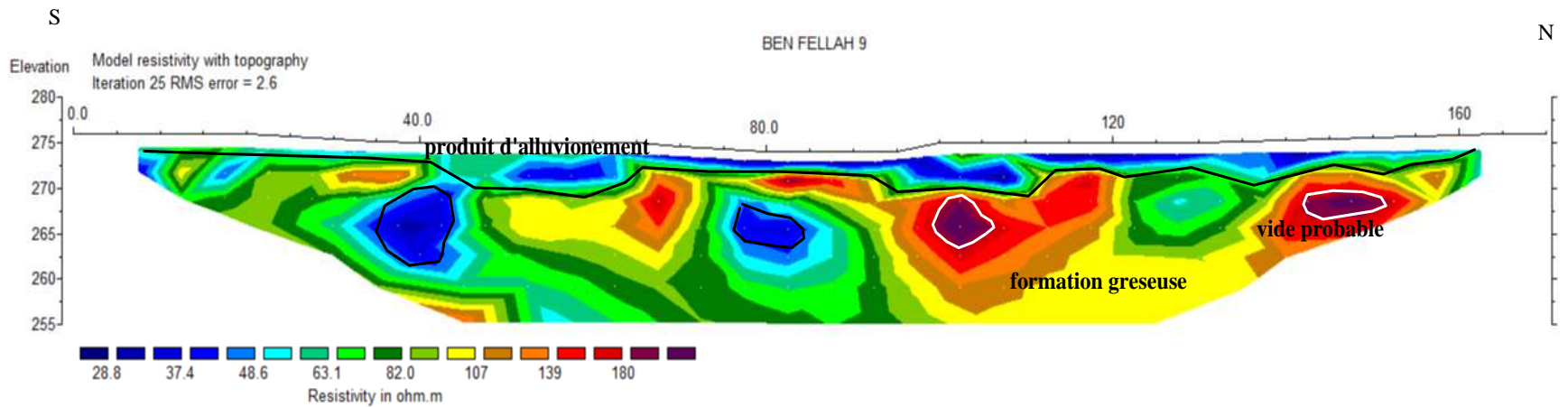
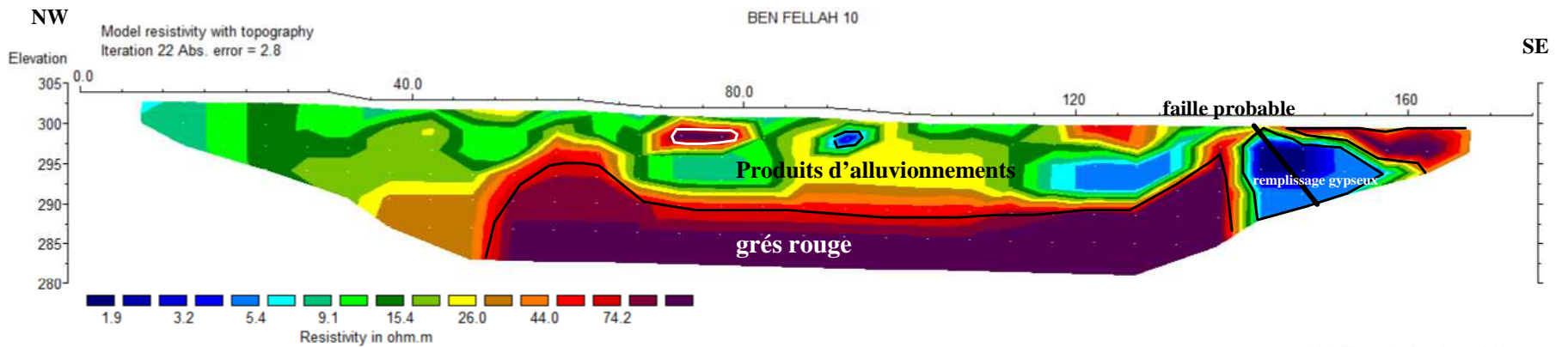


Figure IV.41 : Pseudo section n°8 réalisée à Dayat Ben Fellah



Horizontal scale is 37.79 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 0.95
 First electrode is located at 0.0 m.
 Last electrode is located at 170.0 m.

Figure IV.42 : Pseudo section n°9 réalisée à Dayat Ben Fellah



Horizontal scale is 36.71 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 0.98
 First electrode is located at 0.0 m.
 Last electrode is located at 175.0 m.

Figure IV.43 : Pseudo section n°10 réalisée à Dayat Ben Fellah

IV-5.4.4. Interprétation des résultats :**-Profil DB1 :**

La première pseudo coupe DB1 réalisée selon une direction NE-SW traduit l'homogénéité superficielle des formations géologiques rencontrées, le bed rock gréseux est situé à une profondeur de 4 à 9 m dans la partie centrale du profil comblé généralement par des produits d'alluvionnement fin de nature limono-sableuse, et affleurant à la surface dans les parties Nord et Sud, les gammes de résistivité enregistrées pour chaque formation sont généralement faibles. Elles sont de l'ordre de 40 à 70 Ohm.m pour les alluvions et entre 90 à 120 Ohm.m pour les grès.

-Profil DB2 :

Situé dans la cuvette de l'effondrement selon une direction NE-SW, le deuxième profil représente la continuité du précédent avec des affleurements du bed rock gréseux, les observations géologiques faites durant la réalisation de la campagne d'acquisition ont permis la déduction de 03 zones à remplissage sableux fin décompressé et qui semble être des chenaux de percolation. Ces constatations ont été confirmées après la réalisation du profil DB2 ; ce qui a été interprété étant que des chenaux est en réalité l'extension des accidents tectoniques déjà observés sur terrain de direction N 30° à 60° et N 150°.

Cette hypothèse peut aboutir à l'explication des disparitions brutales des eaux alluviales dans le secteur d'étude, ces zones sont en réalité des gouffres profondes atteignant plus de 20 m de profondeur créés par l'activité tectonique et façonnées en suite par les cours d'eau préexistants pour être comblés et remplis de matériau décompressé laissant la place à des vides karstiques caractérisés par des résistivités supérieures à 250 Ohm.m, à travers ces gouffres la sédimentation des matériaux de nature argileuse et à l'origine de la présence de forme lenticulaire caractérisée par des résistivités inférieures à 40 Ohm.m

-Profil DB 3 :

Situé dans les hauteurs périphériques la pseudo-section réalisée a permis de déduire une hétérogénéité bien distincte entre des formations géologiques de nature alluviono-argilo-limoneuse et des formations alluviono-gypseuses. Cette distinction a été observée sur terrain et ainsi confirmée par le contraste de résistivité interprété à partir de la coupe géo-électrique réalisée, l'ensemble des formations rencontrées et caractérisées par des résistivités faibles de l'ordre de 3 à 20 Ohm.m pour les alluvions gypseuses et de 20 à 35 Ohm.m pour les alluvions argilo-limoneuses. Au dessous des formations mentionnées, un horizon plus résistant apparaît (résistivité comprise entre 40 et 80 Ohm.m) à partir de 9 m de profondeur au Nord et au centre du profil pour disparaître ensuite en profondeur dans sa partie Sud et qui peut être

identifier étant que des alluvions fins grésifiés ou des grés gypseux discontinues, les notifications géologiques prises en compte durant l'acquisition des données ont permis de déterminer la complexité géologique de la région d'étude pour cela le profil DB4 réalisé à proximité de celui-ci a pour objectif la confirmation des divers phénomènes observés sur terrain.

-Profil DB 4 :

Contrairement au profil précédent les formations géologiques de surface s'empilent les unes sur les autres selon un gradient de résistivité croissant, les formations alluvionnaires gypseuses sont situées dans les 06 premiers mètres dans la partie Nord et Centrale du profil pour atteindre 1m d'épaisseur environ dans la partie sud.

Les alluvions grésifiées mentionnées dans le profil DB3 sont représentées par des valeurs de résistivité comprises entre 110 et 130 Ohm.m se trouvant à des profondeurs de 8 m environ au début du profil et recoupées par un remplissage limoneux argileux d'une résistivité de l'ordre de 35 Ohm.m jusqu'à une profondeur de 19 m au centre de celui-ci. A partir de 9m de profondeur environ un autre type de formation apparaît caractérisé par des résistivités atteignant 250 Ohm.m.

L'hétérogénéité horizontale observée dans ce profil à partir de 8 m de profondeur peut être interprétée par la présence d'une cassure tectonique affectant les formations alluvionnaires grésifiées laissant la place à un vestige sédimentaire enrichie en matériau limoneux argileux en profondeur et gypseux en surface, cette hypothèse est basée sur la description géologique de la coupe DBA réalisée à proximité des profils 3 et 4 et qui a fait l'objet d'une mesure sur affleurement de la résistivité électrique. Les résultats obtenus semblent être en concordance avec les interprétations géologiques et géophysiques fournies précédemment.

Tableau IV.5 : résultats des mesures directes sur la coupe géologique DBA

Formation	Résistivité sur affleurement (Ohm.m)	Coupe de référence
Alluvionnement gréseux argileux	42	DB4
Alluvionnement gypseux sableux	10	
Alluvion grésifié moyen (calcarudites)	120	
Alluvion grésifié	233	

-Profil DB 5 :

La corrélation géologique du profil réalisé et la coupe DB B située à proximité révèle l'existence d'un remplissage alluvionnaire grésifié et gypseux à la surface et jusqu'à 10 à 15 m de profondeur dans les parties nord et centrales du profil, ces formations consolidées caractérisées par des faibles résistivités de l'ordre de 30 à 45 Ohm.m sont interrompues par deux types de corps lenticulaires caractérisés par un contraste de résistivité remarquable. La première famille est à forte résistivité de l'ordre de 190 à 250 Ohm.m et qui peut être interprétée comme des vides souterrains vu le contraste géo-électrique enregistré avec l'encaissant. La deuxième est marquée par une résistivité très faible (de l'ordre de 8 à 15 Ohm.m) assimilée généralement à des cavités préexistantes comblées par des remplissages gypseux.

La corrélation entre les données obtenues et la coupe DB B implique la présence d'un horizon rocheux compact de nature gréseuse déformé portant les marques d'une érosion intense rencontrée à partir d'une profondeur variable et caractérisée par des résistivités électriques comprises entre 110 et 140 Ohm.m.

-Profil DB 6 :

Réalisé dans la cuvette de l'effondrement, le profil traduit une hétérogénéité spatiale des terrains investigués, le début du profil est caractérisé par la présence d'une formation résistante et continue sur 70 m soumise à l'activité anthropique (trace d'exploitation agricole), sa continuité est interrompue par la présence d'un horizon géologique peu résistant (de l'ordre de 25 Ohm.m) continue sur une épaisseur estimée à 5m environ dans la partie W du profil et à moins d'un mètre dans la partie E.

A partir de 11m de profondeur une formation géologique résistante apparaît déformée dans la partie centrale du profil selon un rejet vertical estimé à 5 m environ et qui semble être des grés rouge faillés. Selon les corrélations établies avec la coupe DB C, l'ensemble de la formation est caractérisé par une résistivité moyenne de l'ordre de 120 à 130 Ohm.m, celle-ci est traversée par un ensemble d'événements ayant des résistivités faibles à importantes, les événements caractérisés par des résistivités importantes sont dus à la présence de vide souterrain représenté dans le profil par une coloration violâtre et sont de dimensions métrique, ceux représentés par des coloration bleuâtre sont probablement des lentilles gypso-argileuses issues d'un remplissage tardif des vides préexistants.

Ces interprétations semblent être en concordance avec ceux déjà observés sur le profil N°2, dans celui-ci ces vides souterrains sont à l'origine des phénomènes de soutirage observés dans la zone engendrant ainsi en surface des formes typiques à des petites cuvettes allongées, ces

poches de dissolution sont le résultat de l'enchaînement débuté par la tectonique et achevé par l'activité érosive.

-Profil DB 7 :

Localisé au niveau du bute témoin situé au centre de daya ben fellah, ce profil est caractérisé dans la partie amont par la présence de formation alluvionnaire résistante de nature rocheuse à semi rocheuse à résistivité moyenne de l'ordre de 130 à 175 Ohm.m.

Sur une épaisseur approximative de 3m une formation alluvionnaire gréseuse gypseuse interrompt la continuité latérale de la formation qui semble être la continuité de la faille tectonique observée dans le profil 6 orienté vers la direction N 140 ° et comblée par des matériaux alluvionnaires gréseux gypseux ayant des résistivités semblables à celle observées dans le remplissage de la faille décrite précédemment (généralement entre 15 et 25 Ohm.m).

Dans sa partie avale une anomalie géo-électrique est caractérisée par des résistivités importantes dépassant les 500 Ohm.m ce qui peut être interprété étant que cavité sub-superficielle.

Sur le reste du profil et en allant vers la plaine d'épandage les formations géologiques sont de nature gréseuse résistante (résistivités entre 95 et 120 Ohm.m) dure et surtout tectonisée.

-Profil DB 8 :

Localisé dans la cuvette de l'effondrement, l'investigation géo-électrique du périmètre du profil a permis la détection du bed rock gréseux à partir d'une profondeur de 6 m environ dans le centre du profil et à 2.5 m vers E. Ces interprétations semblent être concordantes avec la continuité du profil 6, La résistivité électrique de la formation est estimée à environ 110 Ohm.m.

Le bed rock semble porter les tarasses de l'érosion hydrique caractérisé par la présence de formes étagées comblées par des sédiments alluvionnaires à la surface de nature limoneuse ayant des valeurs de résistivité comprise entre 20 et 50 Ohm.m sur une épaisseur moyenne atteignant 9 m dans le début du profil et décroissant jusqu'à 2 m environ vers sa fin.

-Profil DB 9 :

Le profil orienté du S vers le N est caractérisé par la présence d'une couche conductrice continuée sur une épaisseur moyenne de 3 à 4m, située à la surface à résistivité faible à moyenne de l'ordre de 25 à 60 Ohm.m.

Sur une profondeur approximative de 3 m environ une couche géo-électrique résistante est détectée de nature gréseuse, intercalée par des corps conducteurs à très résistant de forme lenticulaire et bisouté, la résistivité moyenne de cette couche est de 80 à 140 Ohm.

-Profil DB 10 :

Situé vers le nord, le profil réalisé révèle l'existence de formation conductrice à la surface d'une épaisseur variable, importante dans la partie Est et centrale et inexistante vers l'Ouest avec des résistivités comprise entre 1 et 25 Ohm.m de nature alluvionnaire à gréseux gypseuse.

En profondeur et à partir de 8 à 15 m de profondeur les grés apparaissent, pour affleurer par la suite vers l'Ouest à la surface, caractérisé généralement par des résistivités moyennes de 90 à 130 Ohm.m, à sédimentation discontinue vers l'Ouest comblée par une lentille très conductrice qui semble être un remplissage gypseux issue d'une discontinuité tectonique.

IV-6-Radar géologique :

IV-6-1-Fonctionnement :

Les radars GPR existants reposent sur le même principe de fonctionnement. L'antenne d'émission (blindée ou non) du dispositif est en contact avec le sol, et émet une brève impulsion en direction du sol. L'onde électromagnétique générée se propage au sein d'un milieu de type diélectrique. Si un obstacle est rencontré, une onde réfléchie revient vers la surface du sol et est détectée par l'antenne de réception (blindée ou non) (Figure. IV.44). Cette onde récupérée constitue une trace du sous-sol en un point précis et à un instant donné. L'utilisateur déplace le radar et à nouveau, une autre impulsion est générée. Elle permet d'obtenir une nouvelle trace en ce nouveau point de mesure.

L'acquisition d'un ensemble de traces du sol suivant une direction de prospection rectiligne permet d'établir un B-scan (ou radargramme) du milieu sondé. En fonction du type de cibles rencontrées (tuyaux, citernes enfouies, strates géologiques...).

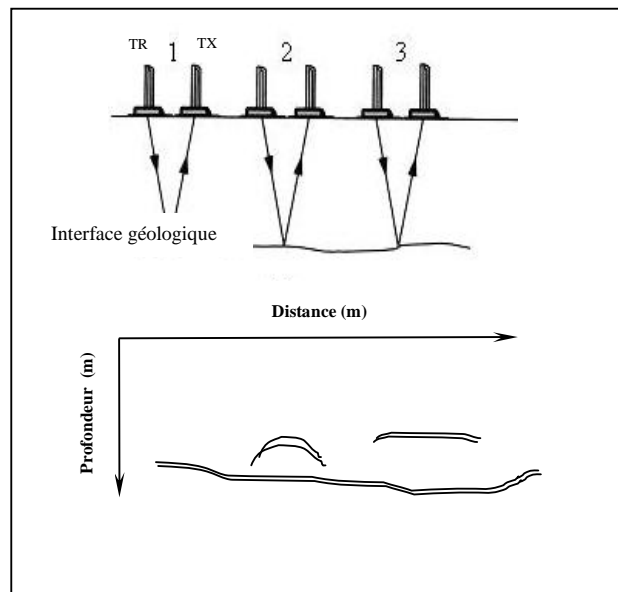


Figure IV.44 : Principe d'acquisition du radar GPR et Bscan associé (Milsom, 2003)

Les géoradar sont en général composés des éléments suivants :

- une unité de commande et de stockage des données (micro-ordinateur).
- une unité de contrôle, chargée de synchroniser et de servir d'interface entre les différents éléments.
- une électronique d'émission, chargée de générer le courant qui est appliqué à l'antenne d'émission.

- une électronique de réception, chargée d'amplifier et de numériser le signal mesuré par l'antenne réceptrice.
- une antenne émettrice.
- une antenne réceptrice.

Les connexions entre électronique d'émission (ou de réception) et l'unité de contrôle se font par fibres optiques ou par câbles coaxiaux. Les électroniques d'émissions (ou de réception) sont en général connectées directement aux antennes. Pour la plupart des dispositifs existants, il existe plusieurs jeux d'antennes pouvant fonctionner avec les mêmes électroniques d'émission (ou de réception) et la même unité de contrôle.

IV-6-1-1-Profondeur d'investigation :

La profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques dans le sol dépend essentiellement de deux facteurs :

- la résistivité du terrain investigué, un sol conducteur étant plus atténuant,
- la fréquence des ondes EM.

On peut définir une profondeur d'investigation δ ("skin depth") comme la profondeur au-delà de laquelle l'amplitude des ondes chute au dessous de $1/e$ ($\ln e = 1$). Les valeurs de δ sont exprimées sur la Figure. IV.45 en fonction de la résistivité des terrains rencontrés.

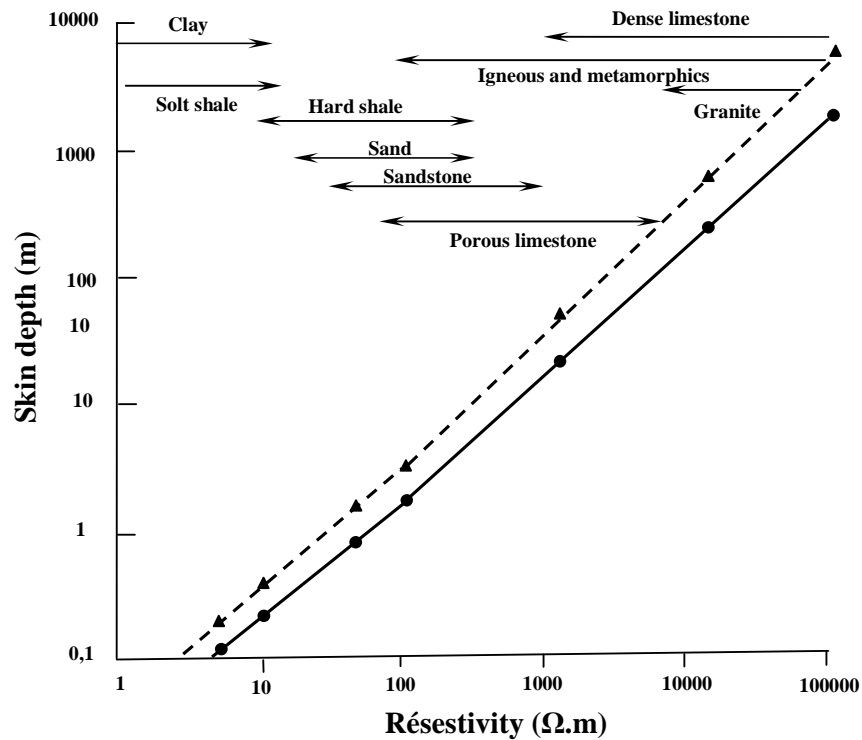


Figure IV.45: 'Skin depth' (en mètres) en fonction de la résistivité des matériaux géologiques (en Ohm.m) pour deux valeurs de permittivité relative du milieu : $\epsilon_r = 8$ (trait plein) et $\epsilon_r = 40$ (trait pointillé) (d'après Mc Cann ; 1988).

Dans une argile ou une marne tendre (Figure. IV.45), le 'skin depth' sera inférieure à 20 m (ϵ_r faible) tandis qu'elle varie entre quelques mètres et 100 m pour un calcaire poreux.

Le tableau 4.5 illustre quelques ordres de grandeur de la résolution spatiale du géoradar en fonction de la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques.

Tableau IV.6 : quelques ordres de grandeur de la résolution verticale en fonction de la profondeur de pénétration des EM

fréquence (en MHz)	Résolution spatiale = $\lambda/4$ (en m), pour $V=0.1$ m/ns	Pénétration (en m), pour $\rho=100$ ohm m
25	2.0	35
50	1.0	20
100	0.5	10
200	0.25	5
225	0.22	4
450	0.11	2
900	0.055	1

IV-6-1-2-Vitesse de propagation

La vitesse de propagation des ondes radar est directement liée à la permittivité diélectrique relative ϵ_r du milieu où elle se propage. Le tableau 4.6 donne des ordres de grandeur de la permittivité relative ϵ_r et de la vitesse de propagation v des ondes radar dans les géomatériaux courants. Ainsi, la vitesse moyenne de propagation des ondes radar seront comprises entre 10 et 11.3 cm.ns⁻¹ pour un calcaire ou une marne, et entre 8.6 à 11 cm.ns⁻¹ pour une argile humide. La permittivité diélectrique relative de l'eau étant très élevée (81), la vitesse des ondes radar peut être un paramètre intéressant à mesurer pour suivre les variations de teneur en eau dans le sol (Garambois et al ; 2002).

La vitesse de propagation moyenne des ondes radar dans un sol peut être mesurée par différentes techniques, selon le matériel utilisé et la géométrie du terrain. En présence d'un réflecteur plan situé en profondeur et lorsque les antennes émettrices et réceptrices sont indépendantes, la méthode classique du Common Mid Point (CMP) peut être utilisée. Elle consiste à réaliser des mesures en écartant progressivement les antennes d'une distance $2x$ croissants, de part et d'autre d'un point central situé à la verticale du réflecteur (Figure. IV 4.45). Les temps de propagation successifs mesurés pour les ondes réfléchies (t_d , t_x sur la Figure. IV.46) permettent de calculer la vitesse de propagation moyenne v_m des ondes radar dans le milieu.

Tableau IV.7: Constante diélectrique et Vitesse des ondes EM de certains matériaux géologiques

Matériaux	Constante diélectrique relative ϵ_r	Vitesse des ondes EM (m/ns)
air ou vide	1	0.3
eau douce	81	0.033
eau de mer	81	0.033
Glace	3-4	0.15-0.17
Sables (secs)	3-6	0.12-0.17
Sables (humides)	25-30	0.05-0.06
Grès (humide)	6	0.12
Calcaire (sec)	4	0.15
Calcaire (humide)	8	0.11
Granite (sec)	5	0.13
Granite (humide)	7	0.11
Basalte (humide)	8	0.11
Argile (saturé)	8-25	0.06-0.11
Sel (sec)	5-6	0.12-0.13

La permittivité ϵ_r varie de 1 pour l'air à 81 pour l'eau. Les minéraux les plus communs ont des permittivités ϵ_r compris entre 4 et 9. C'est le contenu en eau qui influence de façon prépondérante la permittivité d'un sol ou d'une roche. Le contenu en eau θ est le produit de la porosité \emptyset par la saturation en eau S_w . Des mesures expérimentales réalisées sur une grande diversité d'échantillon de roche ont permis à Topp Davis et Annan ; 1980 de proposer une relation empirique liant ϵ_r à θ sous forme d'une expression polynomiale du type :

$$\epsilon_r \approx 3.03 + 9.3 \theta + 146 \theta^2 - 76.7 \theta^3$$

Contrairement ou ondes sismiques les ondes diffusées par les géoradars se propagent dans le vide avec une vitesse plus supérieure que dans les matériaux géologique. Cette propriété est due à la variation des constantes diélectriques entre le vide est les différentes géomatériaux, la formule suivante indique la relation entre la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques et la constante diélectrique relative :

$$V = c \cdot (\epsilon_r)^{-1/2}$$

Où :

v = vitesse de l'onde dans les matériaux.

c = vitesse de la lumière (30 cm/nanoseconde).

ϵ_r = constante diélectrique relative.

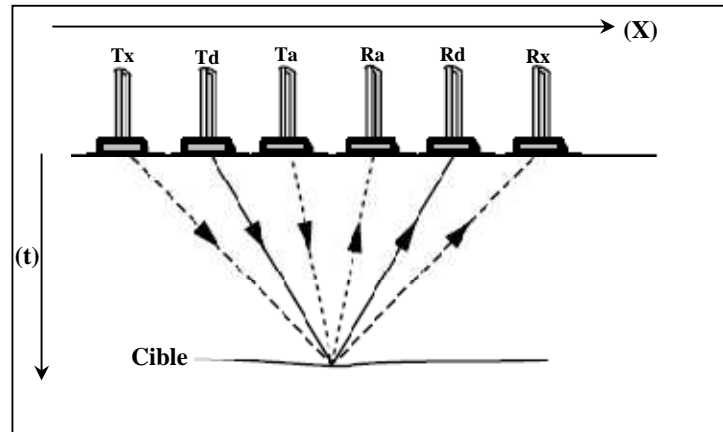


Figure IV.46 : Principe de mesure de la vitesse moyenne de propagation des ondes radar dans un sol par la méthode du Common Mid Point (CMP).

En l'absence de réflecteur plan, ou lorsque les deux antennes émettrices et réceptrices sont solidaires (cas des antennes blindées), la vitesse dans le sol peut être déduite de la forme des hyperboles de diffraction visible sur les profils (plan $x-t$).

IV-6-2-Résultats de la reconnaissance géophysique par (GPR) :**IV-6.2.1. Critère technique du Matériel employé**

Le géoradar utilisé dans cette campagne d'acquisition est de marque GSSI à antenne blindé (mesure effectuée en sub-surface et à distance entre récepteur -émetteur fixe).

IV-6.2.2. Implantation des profils et profondeurs d'investigation

La profondeur d'investigation approximative atteinte et de l'ordre de 7.5 m, on utilisant une constante diélectrique des matériaux sableux – alluvionnaire égale à 4, les profils sont implantés de façon à encadrer le périmètre de l'effondrement et à investiguer les zones susceptibles d'être atteintes par le phénomène de dissolution.

IV-6.2.3. Traitement des données

Les mêmes filtres géophysiques sont appliqués à savoir : le back ground removal, les corrections statiques, les filtres passe bande.

IV-6.2.4. Interprétation des Radargrammes :

Les résultats obtenus sont représentés sous forme de pseudo section et comporte des informations en temps double égale à 100 ns, les résultats sont exposés comme suit :

-Profil 01 :

Le profil situé au centre de l'effondrement démontre l'existence d'une couche géologique très atténuante située à la surface ayant une épaisseur moyenne de 20 à 40 cm, suivie d'un horizon géologique à forte réflectivité probablement discontinu (vue la difficulté de l'interprétation en contexte géologique électriquement conducteur) sur une épaisseur d'un mètre environ (01 m). L'horizon gréseux est intercalé par un passage conducteur de 1.5 m d'épaisseur et qui représente les formations alluvionnaires généralement de nature limoneuse à limono-argileuse.

A partir de l'instant $T = 45$ ns un réflecteur géologique apparaît continue et qui semble être la continuité des grés interrompus par les intercalations limoneuses et limono-argileuses, mais vue le contexte défavorable à l'émission électromagnétique l'interprétation doit être réalisée avec prudence.

-Profil 02 :

Afin d'avoir le maximum d'information durant l'interprétation de ce profil on l'a subdivisé en trois sous profil A, B, C, chacun d'environ 300 m de longueur (voir fig. 4.48).

Dans les trois sous profils A, B et C, un horizon de surface à épaisseur réduite apparaît, discontinu dans le sous profil C vers la partie SE.

Au niveau des instants $T= 12$, $T= 9$, $T=8.90$, $T=8.36$, $T=12$, $T=10.18$, $T=15$, $T=10.18$, $T=10.72$ ns des hyperboles de diffraction sont visibles sur tout le long du profil localisés

essentiellement dans les profondeurs comprises entre 0.8 et 1.20 m et qui sont la preuve éminente de la présence de cavités de dimensions variables.

A partir de 1 et jusqu'à 2 m de profondeur un écho est visible sur les sous profils 1 et 2 discontinu et caractérisé par des réflecteurs secondaires indiquant la présence de stratification. Par corrélation avec les profils tomographiques et géoradar avoisinant nous pouvons conclure qu'il s'agit probablement des grés, le profil devient non interprétable à partir de 4 m de profondeur vue l'absorption importante du signal émis

-Profil 03 :

Localisé dans la partie Sud de l'effondrement et orienté de l'Ouest à l'Est, le profil réalisé a permis la détection d'un réflecteur géologique situé à la surface et d'un écho susceptible d'être la limite entre deux formations de nature probablement différente, selon les profils réalisés à proximité (profil 2 ,4 et 5) nous pouvons dire qu'il s'agit de la zone de contact entre les grés et les formations alluvionnaires atténuantes et souvent très conductrice (information confirmé à partir des résultats de la tomographie électrique), ce géo-réflecteur est estompé vers la partie Est du profil par la haute atténuation des formations superficielles.

Deux hyperboles de diffraction sont observables à partir de 1 à 1.5 m de profondeur et qui semblent être des cavités de dissolution ($T=26$, $T=13$ ns).

-Profil 04 :

Situé dans la cuvette de l'effondrement vers la partie Est l'investigation réalisée a permis la mise en évidence d'un horizon continu et électriquement conducteur à 0.5 m de profondeur.

Du centre et vers le sud du profil, un réflecteur géologique est observé caractérisé par une épaisseur croissante vers le sud et à stratification qui semble correspondre aux grés du Mio-Pliocène. L'intensité de l'activité hydrique a provoqué l'érosion des grés et la pénétration des remplissages fins et conducteurs vers les profondeurs sous forme de ravinement.

A l'instant $T= 9$ ns une cavité à dimension métrique dépassant les 8 m de largeur est visible localisée en sub-surface, quatre hyperboles de diffraction sont observables à proximité de la première témoignant de la présence des cavités à dimension métrique localisées à 1.8 m de profondeur.

-Profil 05 :

Le profil réalisé au parallèle du précédent à l'Ouest de la cuvette d'effondrement et caractérisé par la présence d'un horizon géologique à forte atténuation sur une épaisseur moyenne de 0.4 m tout le long du profil, succédé par un horizon géologique de nature compact à 2 m d'épaisseur environ intercalé par des stratifications multidirectionnelles causées par la variation des courants de sédimentation. A travers cet horizon des remplissages

sédimentaires de nature conductrice sont observés indicateurs de l'intensité du couple érosion-dépôt.

A partir de 4 m de profondeur il est difficile de conclure n'importe quelle type d'événement vue la présence des atténuations et les zones de perte du signal.

-Profil 06 :

Localisé dans les hauteurs périphériques de l'effondrement, le profil englobe des informations Jusqu'à 100 ns et révèle l'existence d'un géo-réflecteur situé à la surface de nature conductrice et atténuante. Le reste du profil semble être bruité et non interprétable à cause de la forte conductivité de l'horizon située en dessous, malgré cela deux anomalies nettement visibles sont décelées entre $T= 15$ à 20 ns au début et à la fin du profil et qui représentent des cavités de dissolution de dimension métrique (la plus importante dépasse 8 m de largeur).

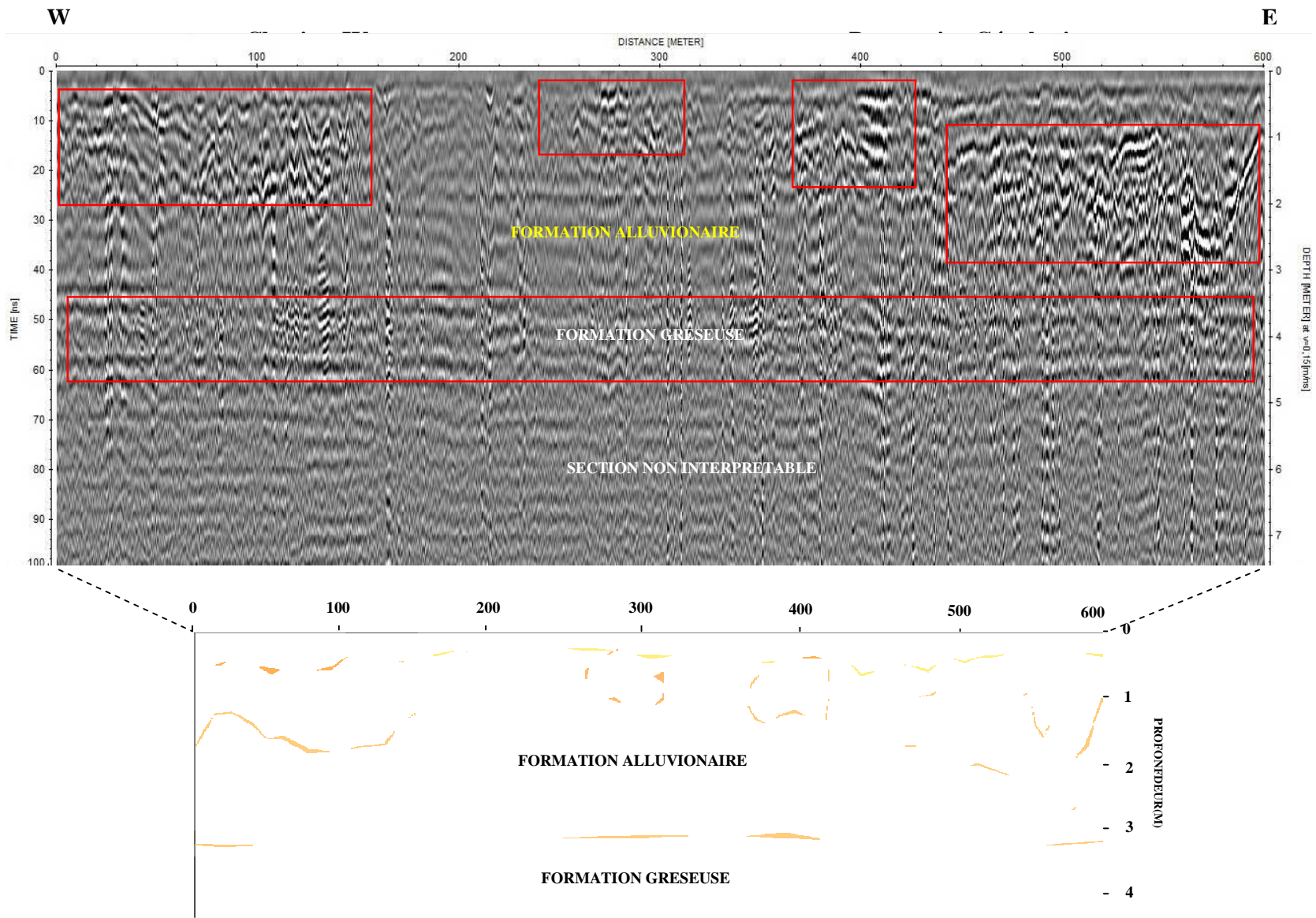
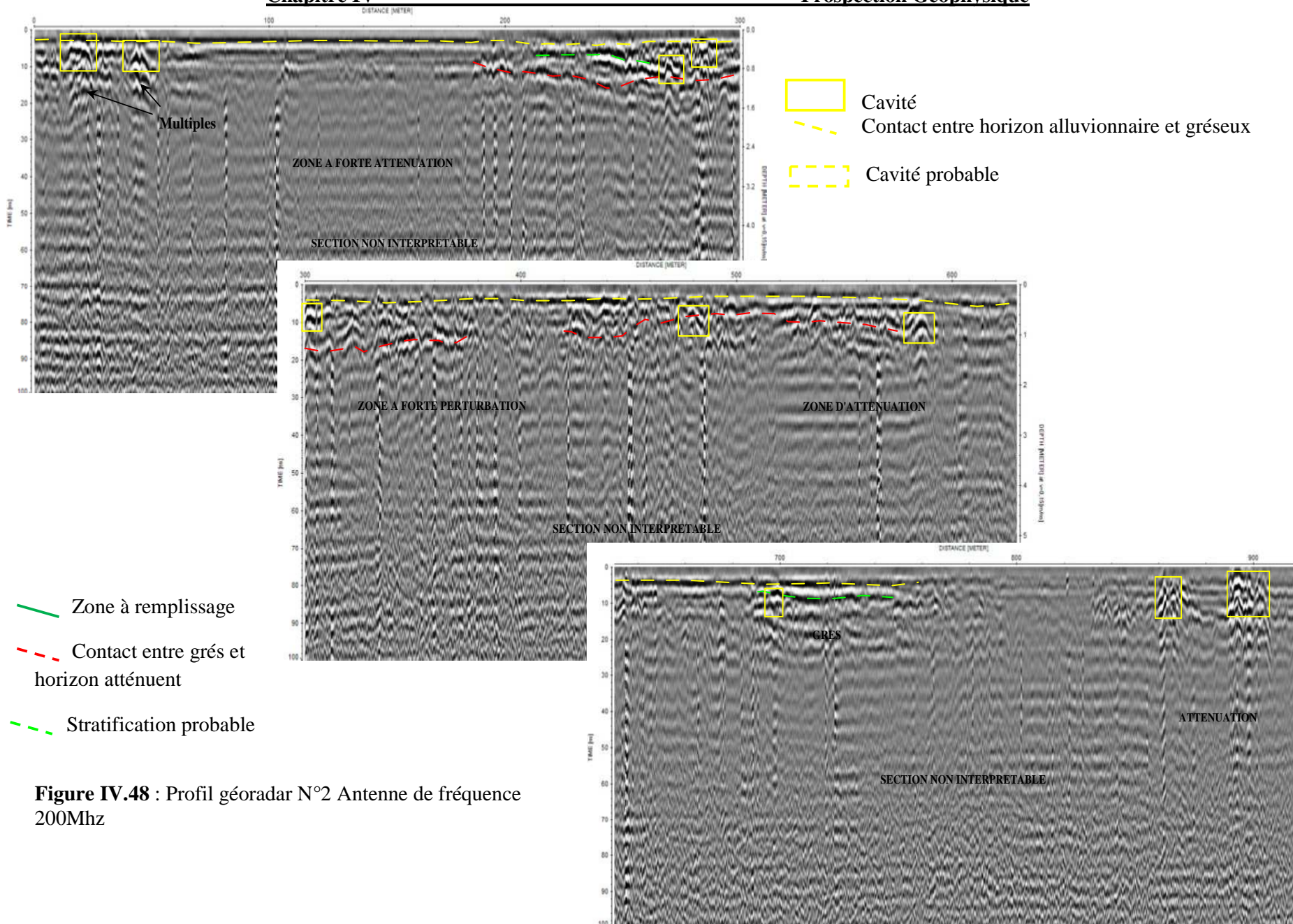


Figure IV.47 : Profil géoradar N°1 Antenne de fréquence 200Mhz

NW

Chapitre IV

Prospection Géophysique



- Zone à remplissage
- - - Contact entre grés et horizon atténuant
- - - Stratification probable

Figure IV.48 : Profil géoradar N°2 Antenne de fréquence 200Mhz

W

E

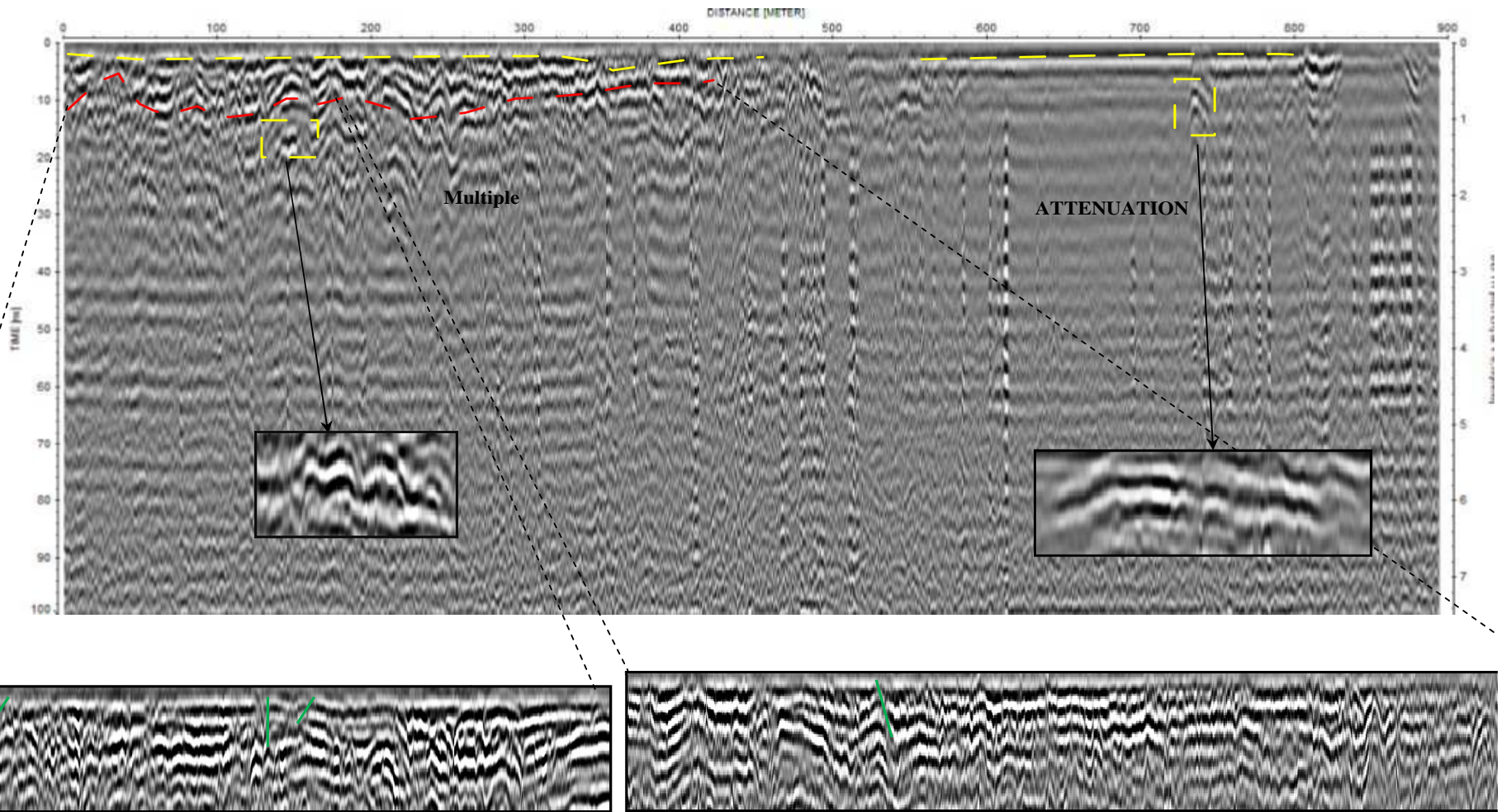


Figure IV.49 : Profil géoradar N°3 Antenne 200 MHZ

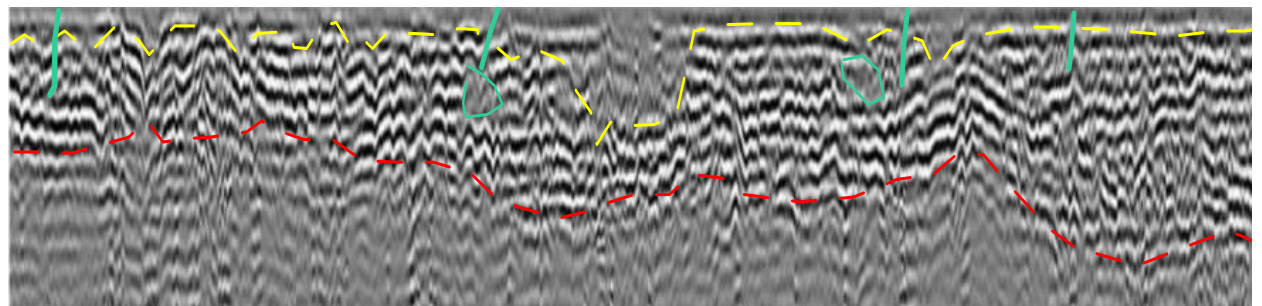
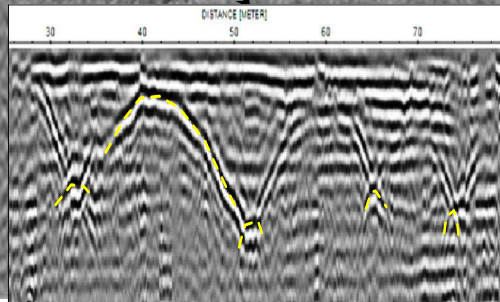
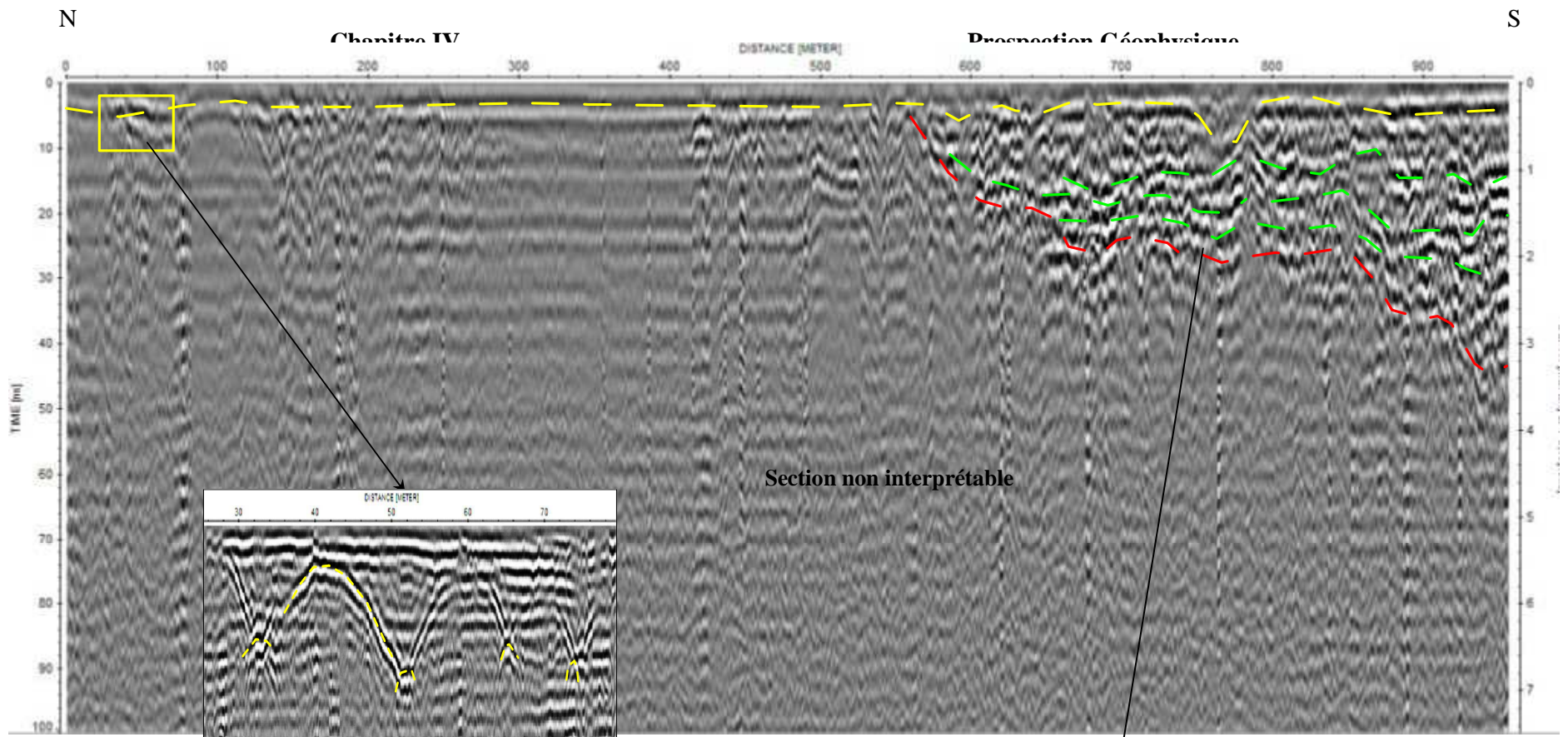


Figure IV.50 : Profil géoradar N°4 Antenne 200 MHZ

NE

Prospection Géophysique

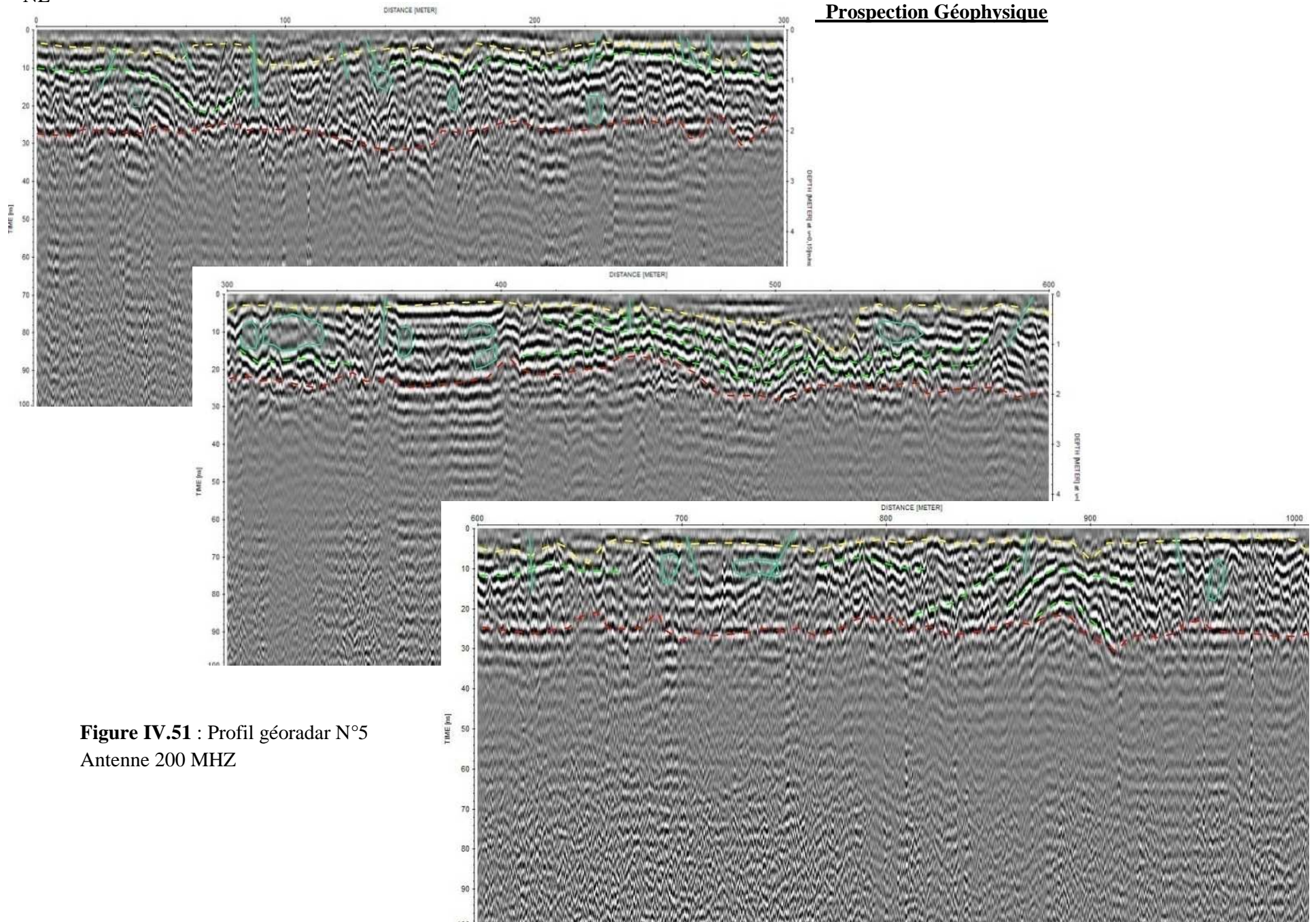


Figure IV.51 : Profil géoradar N°5
Antenne 200 MHZ

W

Chapitre IV

Prospection Géophysique

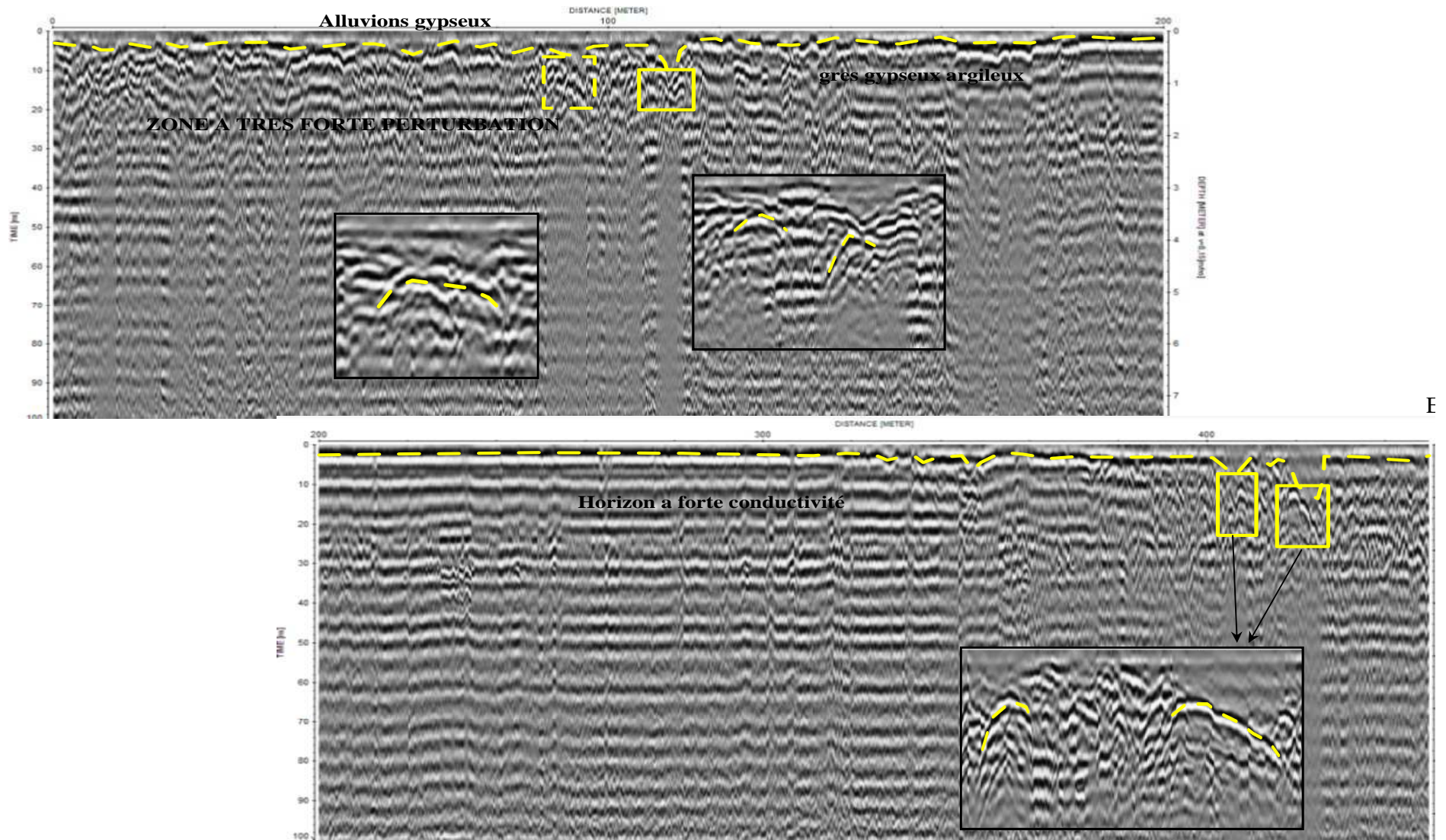


Figure IV.52 : Profil géoradar N°6 Antenne 200 MHZ

IV-6-3-Synthèse des résultats obtenus par Tomographie électrique 2D et Géoradar

D'après Conrad et al (1960), la zone de Ben Fellah est le vestige d'un grand effondrement karstique issu de la dissolution des formations carbonatées de l'Eocène et façonnées par l'intensité du régime hydrologique des cours d'eau dans la région.

Les méthodes géophysiques appliqués dans la zone de Ben Fellah n'ont pas mis en évidence la présence des formations carbonatées proprement dites en sub-surface et jusqu'à la profondeur de 20 m environ.

Les méthodes géo-électrique représentées par la technique ERT ont permis de déceler les zones vulnérables et qui présentent un potentiel élevé de karstification. La technique utilisée combinée à l'imagerie électromagnétique à basse fréquence par Géoradar a apporté des réponses aux hypothèses qui expliquent la disparition soudaine des eaux alluviales.

La présence de cavité souterraine à dimensions métriques dans la cuvette de l'effondrement est la cause principale de ces disparitions. Ces cavités généralement localisées dans les formations gréseuses du Mio-pliocène situées à des profondeurs variables dans la cuvette de la dayat on était crée par l'activité érosive et l'infiltration des eaux alluviales à travers les discontinuités tectoniques présentes dans la région.

L'imagerie géophysique effectuée dans le site d'étude a permis d'avoir une idée approximative sur le volume des sédiments transporté par les cours d'eau, cela peut être un élément clé dans l'interprétation de l'origine de la dayat. Les volumes importants des sédiments sont localisés dans les zones susceptibles d'être des diaclases ou des failles orientées généralement vers la direction N50° – 60° et N140° -160°.

Les cavités créés sont isolés et non connectées vue l'absence d'argument qui prouve le contraire pour l'instant, mais de dimensions métriques et à extension verticale variable.

Conclusion sur les méthodes Géophysiques :

Afin de résoudre le problème d'échelle dans les karsts cette étude c'est basé sur la prospection géophysique multi-échelle.

L'utilisation de la gravimétrie et des techniques de filtration du signal ont permis d'obtenir des résultats très satisfaisant qui vont contribué à la compréhension du système karstique dans la zone d'étude.

Les sondages électriques sont utilisées pour la prospection a échelle plus réduite au niveau de 4 sites différents, les résultats ont révélés l'existence de quelques cavités karstiques et plusieurs anomalies comblé par les matériaux argileux-détritiques.

En fin la prospection à échelle local au niveau d'une doline à permis de mettre en évidence quelques cavités superficielles mais les deux méthodes (tomographie électrique et Géoradar) semble fournir des résultats moyennement satisfaisant vue le contexte géologique de la région et la profondeur d'investigation atteintes.

A travers cette étude la prospection par les méthodes géophysiques semble prometteuse et a contribué à la résolution de plusieurs questions concernant l'origine et l'extension du karst.

Chapitre V

Téledétection et Prospection Hydrochimiques

V-1-Téledétection Spatiale :**Intérêt de la téledétection dans l'étude des karsts**

L'utilisation de la téledétection dans ce travail permet d'avoir une idée globale sur la distribution des faciès géologiques ce qui à une grande influence sur la détermination des zones à vulnérabilité vis-à-vis la karstification et la dissolution,

La deuxième étape est de cartographier les linéaments de surface qui contribuent à la recharge de la nappe carbonaté turonienne dans le plateau de Larbaa et du Mzab.

Un total de 08 scènes Landsat 8 a été utilisé pour arriver à ces objectifs. Plusieurs filtres ont été appliqués à ces images. Dans ce qui suit, on va exposer le principe de la méthode et les modalités de traitement.

V-1-1-Principe de la Téledétection :

La téledétection est une technique qui permet d'étudier la surface de la Terre au moyen de capteurs placés à bord d'avions ou de satellites.

Ces instruments enregistrent les rayonnements émis ou réfléchis par la surface de la Terre. Ces capteurs sont sensibles à la lumière visible mais aussi à d'autres parties du spectre électromagnétique comme l'infrarouge, l'ultraviolet et les micro-ondes.

Une image du sol terrestre, est une représentation graphique des enregistrements du capteur obtenue en attribuant des intensités de gris ou de couleurs aux valeurs numériques enregistrées. L'utilisation de différentes combinaisons de valeurs et des traitements spécifiques permet l'extraction d'informations sur certaines caractéristiques du sol, informations qui peuvent être utiles en agriculture, en foresterie, en géologie, en hydrologie, en océanographie ou en cartographie (Leverington et al, 2012).

En fonction du type de capteur utilisé, on parle de téledétection passive ou de téledétection active.

V-1-2-La réponse spectrale :

Chaque objet réfléchit une partie des rayonnements qu'il reçoit. Le rapport de l'énergie réfléchie à l'énergie totale incidente est appelé albédo.

En téledétection optique on a coutume de parler de réflectance pour désigner la proportion d'énergie réfléchie dans une direction donnée, notamment dans la direction du capteur. La variation de la réflectance en fonction de la longueur d'onde est appelée signature spectrale.

V-1-3-Caractéristiques des capteurs Landsat 8 OLI :

La mission du satellite Landsat 8 devrait assurer la continuité de fourniture de données de type Landsat bien au-delà de la fin des missions actuelles. Le satellite Landsat 8 a été lancé en 2013 et est équipé d'un capteur multi spectral appelé Opérationnel Land Imager (OLI) et d'un capteur infrarouge thermique (tableau V-1), le lancement de Landsat 9 est prévu pour 2023.

Tableau V-1 : Caractéristiques orbitales de la Mission Landsat 8

Altitude:	705 km
inclination:	98.2 degrees
orbit:	sun-synchronous polar
orbit period:	98.9 minutes
revisit time:	16 days
Scene size:	170 km x 185 km

Ce radiomètre multispectral acquiert des images dans neuf bandes spectrales allant du visible au moyen infra-rouge. 7 de ces bandes spectrales étaient déjà présentes sur l'instrument ETM+

de Landsat-7, Deux canaux supplémentaires ont été ajoutés (tableau V-2), destinés principalement à la correction atmosphérique (canal bleu à 440 nm) et à la détection des nuages (canal Cirrus à 1380 nm).

L'instrument TIRS est un radiomètre multispectral infrarouge à deux canaux qui fournit des données dans des longueurs d'ondes utilisées par les anciens satellites Landsat (Roy et al, 2014). L'objectif est d'assurer la continuité des mesures effectuées par le passé. Ces bandes sont également appelées "Infrarouge thermique".

Tableau V-2: caractéristiques des bandes spectrales de Landsat 8 (Roy et al, 2014)

Bande	Longueur d'onde μm	Résolution
1- Aérosols	0.433–0.453	30 m
2- Bleu	0.450–0.515	30 m
3- Vert	0.525–0.600	30 m
4- Rouge	0.630–0.680	30 m
5- Infrarouge Proche	0.845–0.885	30 m
6- Infrarouge Moyen SWIR1	1.560–1.660	30 m
7- Infrarouge Moyen SWIR2	2.100–2.300	30 m
8- Panchromatique	0.500–0.680	15 m
9- Cirrus	1.360–1.390	30 m
10- TIRS 1	10.6–11.2	100 m
11- TIRS 2	11.5–12.5	100 m

V-1-4-Résultats :

Les données utilisées dans ce travail proviennent de la base de données de l'USGS. Huit scènes d'imagerie Landsat 8 OLI ont été utilisées pour couvrir la zone d'étude située entre 30°-33°N et 3°-6°E.

Afin d'interpréter correctement les images plusieurs prétraitements sont nécessaires, les corrections radiométriques et géométriques ont pour objectif la correction des erreurs produites durant l'acquisition des données (Zhang et al,2010), causées par le décalage des capteurs et la composition de l'atmosphère. Les données acquises sont prétraitées, préalablement et l'ensemble des valeurs utilisées sont disponibles dans les fichiers annexes des images, les scènes sont géo-référenciées en système de coordonnées UTM WGS84 Zone 31.

La composition en couleur naturelle 432 a permis d'obtenir une image en couleur réelle très représentative des formations géologiques sur terrain (figure V-1).

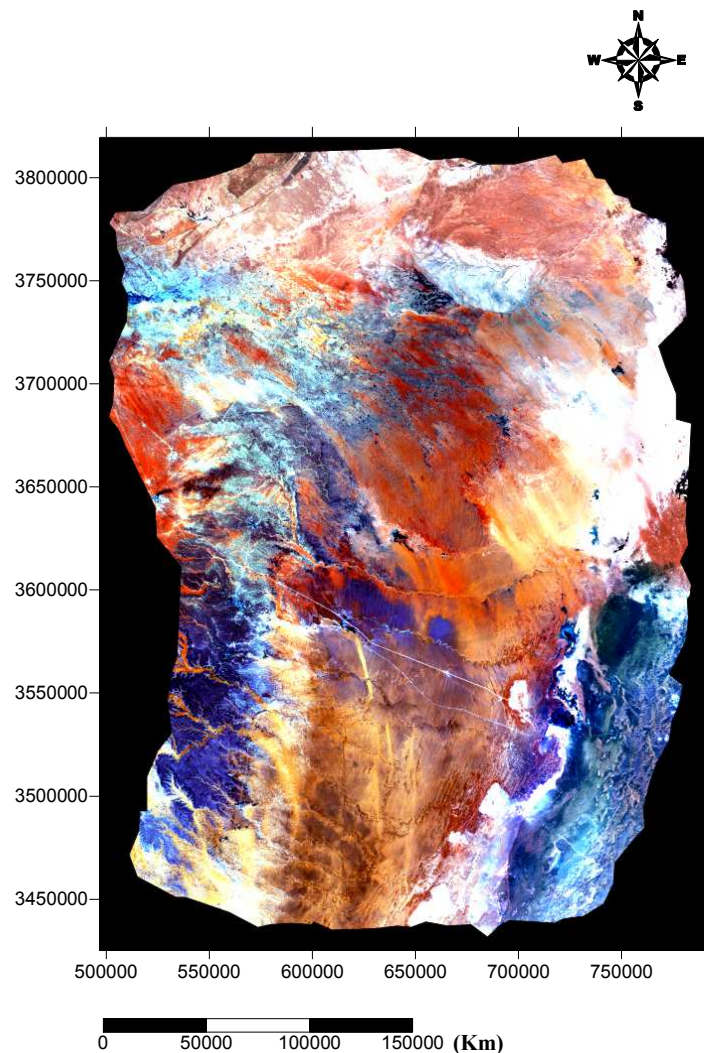


Figure V-1 : Image en composition colorée 432 de la zone d'étude (UTM WGS84 Z31)

V-1-4-1-Corrélation entre les bandes spectrales et choix des ratios :

L'objectif de la corrélation entre les différentes bandes spectrales est de s'assurer que les ratios choisis vont déterminer les contrastes lithologiques entre les formations géologiques et les minéralisations (Pour et al, 2011.Gabr et al, 2010) dans la zone d'étude (Tableau V-3).

Tableau V-3 : Résultats de la corrélation entre les différentes bandes spectrales

Corrélation	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	Band 7	Band 8	Band 9
Band 1	1.0000								
Band 2	0.9998	1.0000							
Band 3	0.9991	0.9995	1.0000						
Band 4	0.9979	0.9980	0.9993	1.0000					
Band 5	0.9976	0.9978	0.9990	0.9999	1.0000				
Band 6	0.9972	0.9971	0.9983	0.9991	0.9992	1.0000			
Band 7	0.9963	0.9960	0.9975	0.9986	0.9986	0.9996	1.0000		
Band 8	0.9984	0.9987	0.9996	0.9996	0.9995	0.9986	0.9979	1.0000	
Band 9	0.9986	0.9980	0.9981	0.9983	0.9982	0.9985	0.9983	0.9980	1.0000

Plusieurs ratios ont été testés afin de s'assurer de la bonne qualité des résultats obtenus. L'intégration de ces ratios avec l'analyse par composantes principales (ACP) n'a pas fourni les résultats souhaités. D'après nos connaissances préalables sur le terrain, plusieurs entités géologiques ont été dissimulées pour cela ces ratios ont été écartés durant le choix de bandes significatives.

Les ratios 7/1 et 5/2 montrent un contraste très significatif vis-à-vis les formations calcaires et calcaires dolomitiques du Mzab.

Les formations détritiques, les sables, les grés et les calcaires gréseux présentent des contrastes variables sur les ratios choisis, ces caractéristiques permettent de les identifier dans la classification finale, les détails seront déduits après la réalisation de la mosaïque finale.

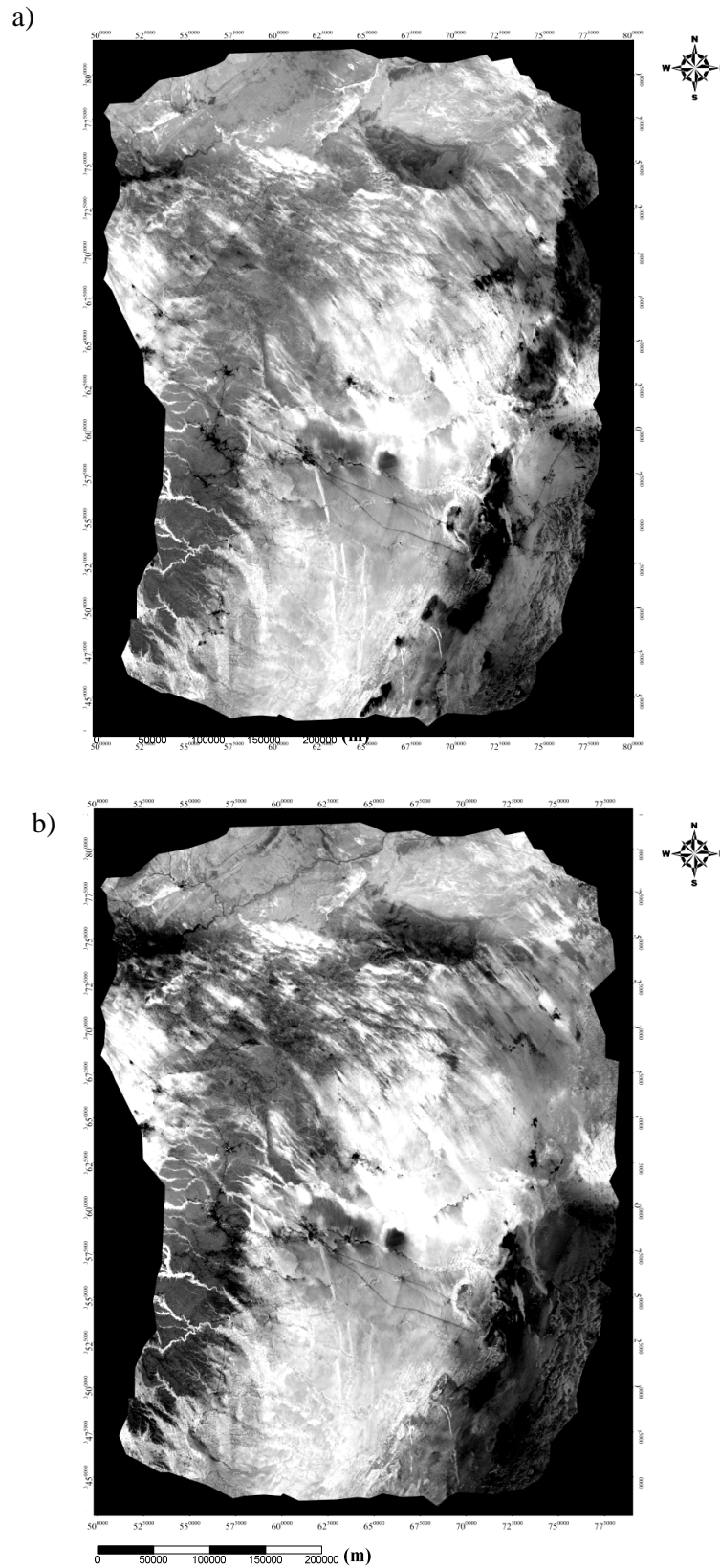


Figure V-2 : a) image Landsat 8OLI Ratio 7/1,b) image Landsat 8OLI Ratio 5/2

V-1-4-2-Analyse en composantes Principales :

En travaillant sur des images satellitaires, on est souvent contraint de ne pouvoir visionner en même temps plus de trois canaux.

L'objectif de l'ACP vise donc, à partir de n canaux en présence, de réduire leur nombre à trois tout en perdant le minimum possible de l'information originelle (Gabr et al, 2010.Amer et al, 2012).

En terme plus simple, on réduit le nombre de dimensions (nombre de bandes) et on produit une compression de l'information de plusieurs bandes dans un nombre plus restreint en gardant le maximum d'information contenue dans les bandes initiales.

C'est une transformation orthogonale qui permet une décorrélation des composantes principales (néo-canaux).

Statistiquement, les trois premières composantes expliquent respectivement 70%, 22% et 5% de la variance totale et constituent un choix optimal pour une visualisation en compositions colorées. Les autres composantes contiennent habituellement les effets nuisibles à l'interprétation (le bruit).

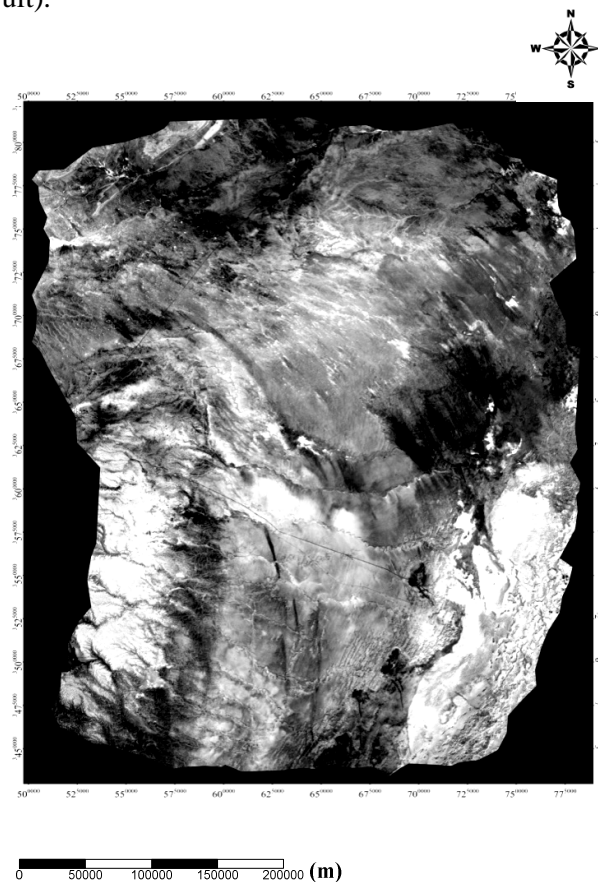


Figure V-3 : Résultats de l'Analyse en composante principale ACP1

V-1-4-3-Adaptation des résultats aux données de terrain :

Les ratios dans les figures V-2, a, b présentent des contrastes importants vis-à-vis de la géologie locale, en les combinant avec les résultats de l'ACP1 (figure V-3) on peut obtenir une composition colorées (figure V-4.) qui englobe la totalité de la lithologie. Le choix préalable des différentes classes est en relation avec le développement des karsts soit en termes de recharge Hydrogéologique ou d'aptitude à la karstification.

L'analyse préliminaire de la composition obtenue a permis d'identifier l'extension des formations carbonatées dans la zone d'étude située vers la dorsale du Mzab principalement et au centre de la zone d'étude.

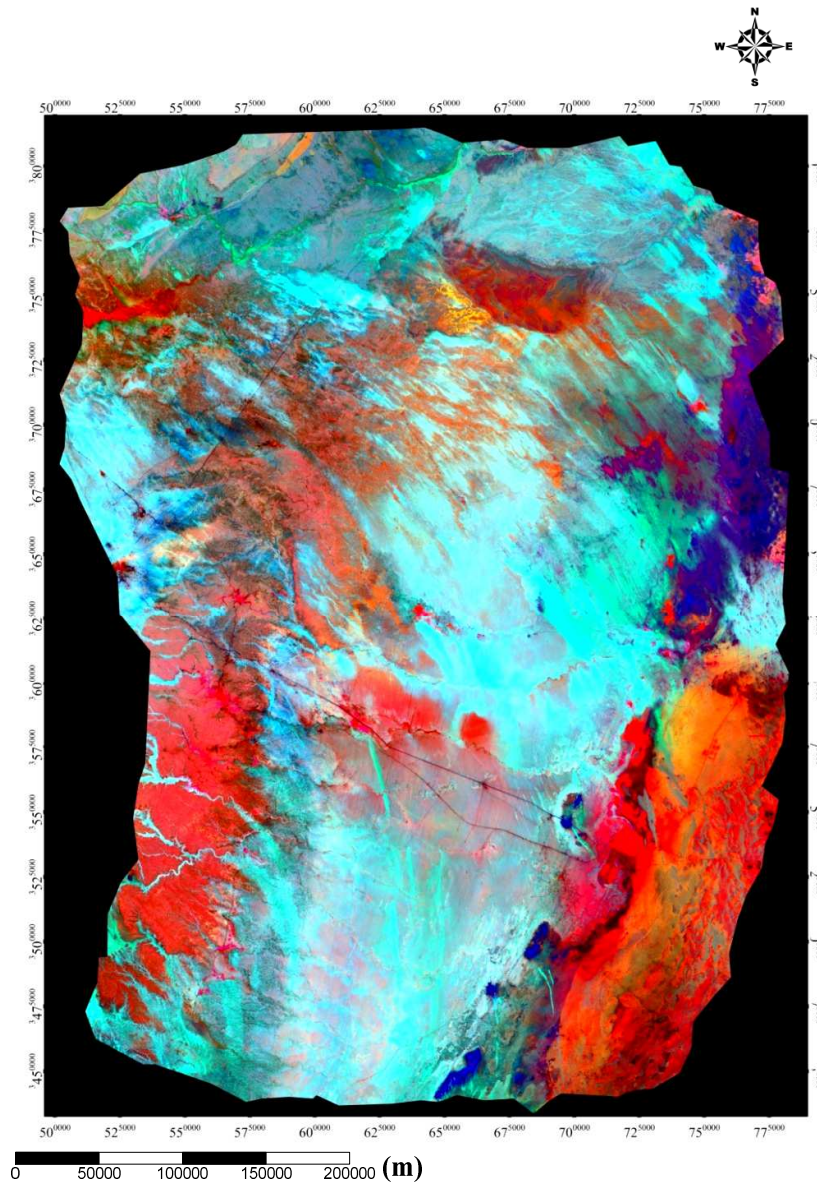


Figure V-4 : Mosaique ACP1 ratio 7/1 et Ratio 5/2

V-1-4-4-Classification non Supervisée :

La classification non supervisée, en général, consiste en un regroupement hiérarchique ascendant tenant compte du nombre et des valeurs radiométriques des pixels dans chaque canal sélectionné en fonction des centres mobiles (de type moyenne ou médiane). On calcule un premier niveau de distance entre chaque centre mobile et on opère à un premier regroupement selon les centres de gravité. On réitère les calculs en regroupant les moyennes mobiles jusqu'à obtention du nombre de classes désiré.

La classification non supervisée sert souvent de base à une première approche globalisante de l'image afin de cerner la répartition spatiale des pixels en fonction de leurs valeurs. Cependant, hormis pour des cas extrêmes où la zone étudiée est totalement inconnue, ou particulièrement « simple », la classification automatique ne peut être considérée comme satisfaisante en résultat final.

Les résultats obtenus après l'application de la technique sur les mosaïques en ACP1 ratio 7/1 et 6/3 n'a pas donné les résultats souhaités car plusieurs classes sont confondues : les marno-calcaires sont confondues avec les matériaux détritiques et les calcaires –calcaires dolomitiques sont mal distingués des alluvions et des calcaires gréseux (figure V-5).

Les échantillons pris pour la vérification des classes ne correspondent pas avec la distribution des pixels de l'image pour cela cette classification est rejetée.

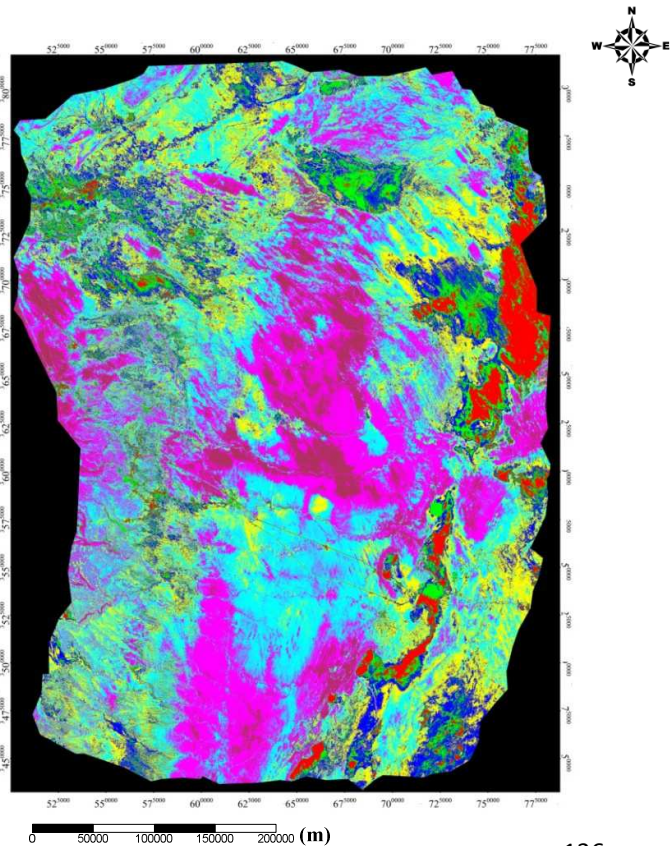


Figure V-5 : Classification non supervisée ACP1 7/1 6/3

La deuxième classification est effectuée sur une mosaïque ACP1 1 7 (figure V-6) les résultats obtenus sont insignifiants et imprécis. L'échantillonnage réalisé sur terrain ne correspond en aucun cas aux résultats de cette classification. Selon nos connaissances sur la zone d'étude la classe des calcaires –calcaires dolomitiques est exagérée, la même chose est observée pour les argiles et les formations détritiques. Les sables et les alluvions sont confondus et la distinction entre eux est impossible. Les calcaires gréseux et les grès sont assimilés à une seule classe ce qui n'est pas le cas sur terrain.

Plusieurs autres combinaisons ont été testées dans la classification non supervisée mais les résultats demeurent incompatibles avec le terrain. Tous ces arguments nous mènent à écarter cette classification et s'orienter plutôt vers la classification supervisée qui offre des solutions meilleurs.

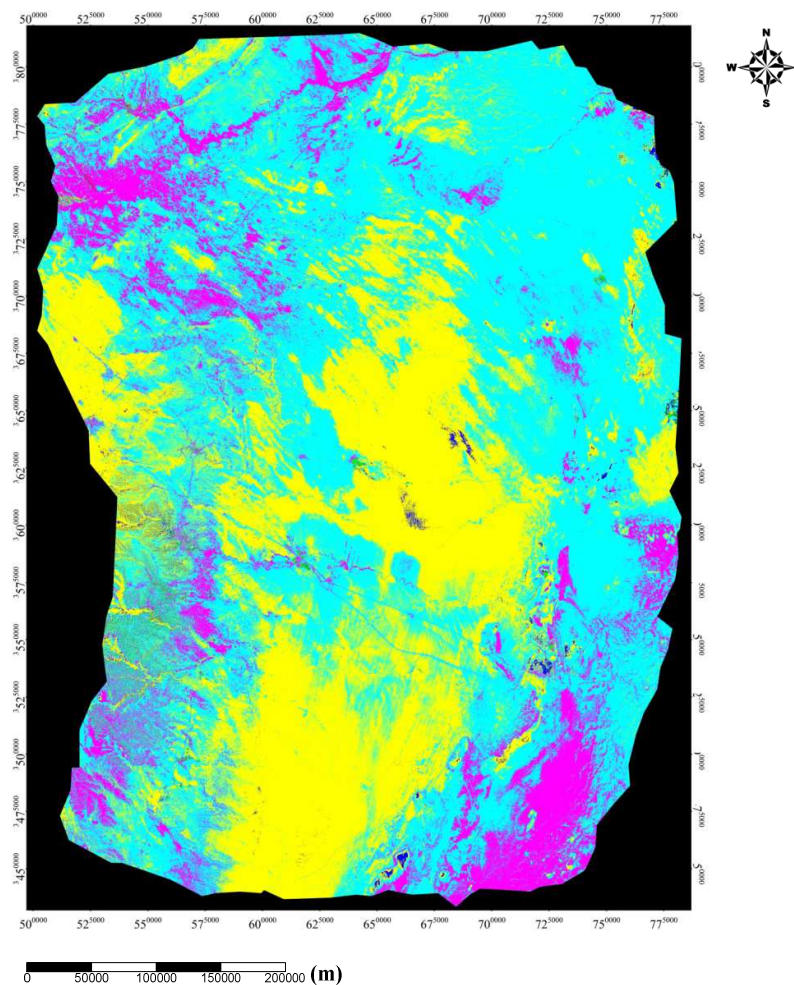


Figure V-6 : Classification non supervisée ACP1 1 7

V-1-4-5-Classification supervisée

Délimiter une unité de sol sur le terrain ou sur un document cartographique de référence, puis s'en servir d'échantillon dans une procédure de classification supervisée paraît être la démarche la plus simple. Le but des traitements numériques est de déterminer les caractéristiques radiométriques des parcelles testées en vue de faire une extrapolation aux sites similaires à notre région.

Les traitements dirigés ou supervisés (Maximum Likelihood) ont pour objectifs de regrouper les pixels de l'image en classe sur la base de leurs similarités spectrales et thématiques.

Certaines associations de canaux se sont révélées plus discriminantes pour des groupes de sols particuliers dont elles facilitent sensiblement l'extraction, alors plusieurs essais complémentaires ont été effectués en combinant notamment des néo-canaux (indices de brillance, ACP, combinaisons arithmétiques diverses).

Matrice de confusion :

L'évaluation de la qualité de la classification se fait par l'établissement de la matrice de confusion en reportant les pixels connus par rapport aux pixels classés ; on peut alors consulter le taux des pixels bien classés grâce à un fichier de référence représentant la réalité de terrain (tableau.V-4).

La précision générale s'obtient en divisant le nombre de pixels bien classés (sur les diagonaux) par le nombre total des pixels de l'image. L'estimation finale de la classification se fait en utilisant le coefficient Kappa (Cohen, 1960) qui est un estimateur de qualité tenant compte des erreurs en lignes et en colonnes, il varie de 0 à 1.

Les grès rouges mio-pliocènes et les sables sont bien classés, tandis que les calcaires et les calcaires dolomitiques sont bien distingués des calcaires gréseux et des marno-calcaires.

La précision des formations gypseuses est de 100% où les pixels de cette classe sont bien représentés. L'examen de l'indice Kappa qui est de 1 traduit la qualité de classification puisqu'elle atteint les 100% des pixels bien classés, donc le résultat de classification correspond réellement à la réalité de terrain.

Tableau V-4 : récapitulatif de la matrice de confusion

	Argile	Calcaire /calcaire dolomitique	Calcaire gréseux	Alluvion	Grés
Argile	21316300	0	0	0	0
Calcaire /calcaire dolomitique	0	5962472	0	0	0
Calcaire gréseux	0	0	10559255	0	0
Alluvion	0	0	0	2636694	0
Grés	0	0	0	0	15578404
Gypse/croute Gypseuse	0	0	0	0	0
Marne	0	0	0	0	0
Matériaux Détritique	0	0	0	0	0
Sable /sable Limoneux	0	0	0	0	0
Erreurs d'omission	0	0	0	0	0
Erreur de commission	0	0	0	0	0
Indice Kappa	1				
Précision globale	100%				

	Gypse/croute Gypseuse	Marne	Matériaux détritique	Sable /sable Limoneux
Argile	0	0	0	0
Calcaire /calcaire dolomitique	0	0	0	0
Calcaire gréseux	0	0	0	0
Alluvion	0	0	0	0
Grés	0	0	0	0
Gypse/croute Gypseuse	7435326	0	0	0
Marne	0	5907512	0	0
Matériaux Détritique	0	0	14986305	0
Sable /sable Limoneux	0	0	0	11767906
Erreurs d'omission	0	0	0	0
Erreur de commission	0	0	0	0
Indice Kappa	1			
Précision globale	100%			

L'échantillonnage du signal a été choisi selon la disponibilité des informations géologiques (Figure V-7).

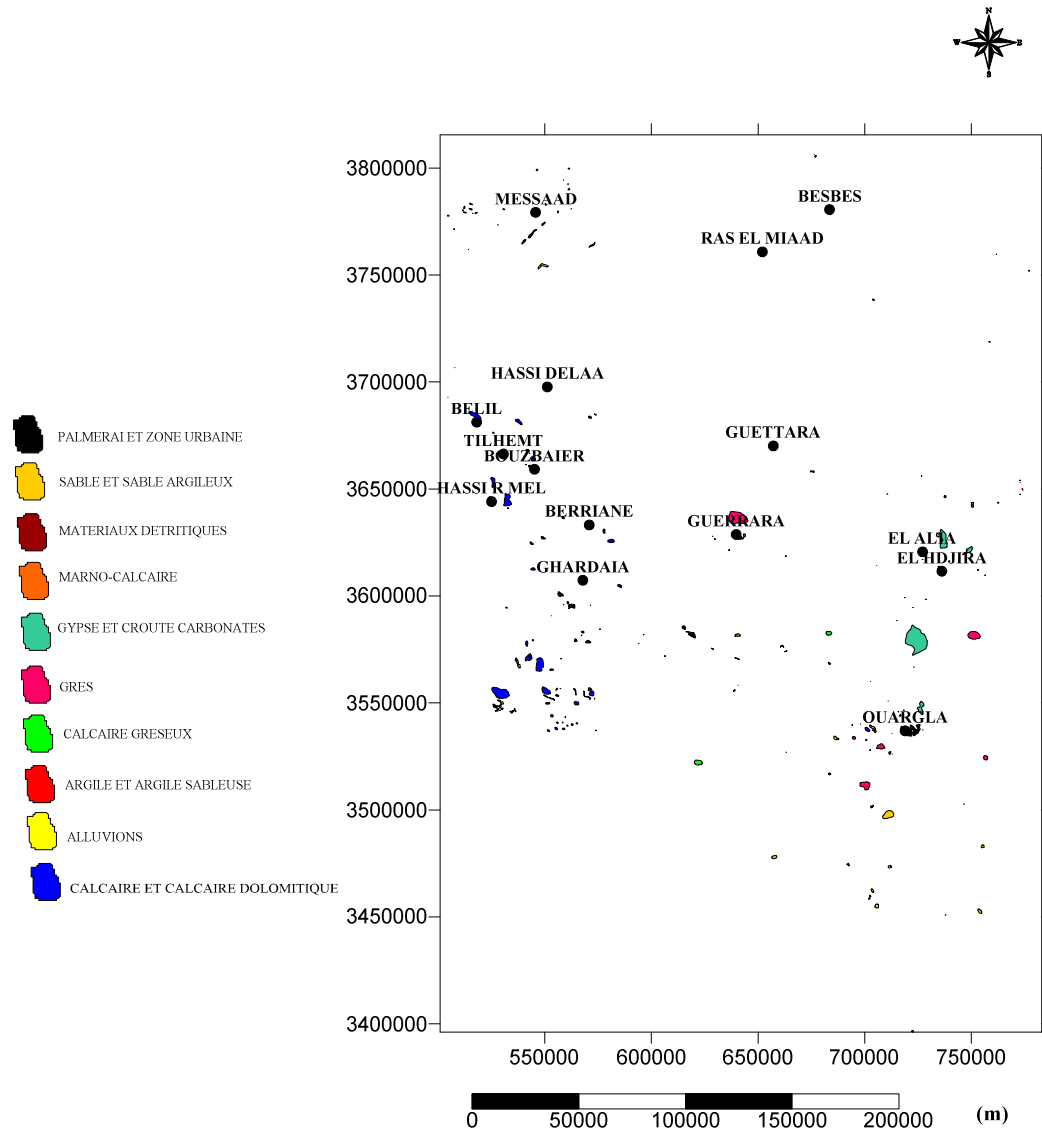


Figure V-7: Répartition des zones d'Echantillonnage du signal de la classification supervisée

Le contraste important entre les composantes géologiques est à l'origine des résultats obtenus. L'indice kappa calculé après la vérification par la matrice de confusion est la preuve d'une grande homogénéité entre le signal issu des différentes formations géologiques sur terrain et les valeurs des pixels sur l'image.

Dix classes ont été choisies dans ce travail avec comme objectif de cartographier les variations lithologiques qui présentent un intérêt significatif pour la géologie et l'hydrogéologie (Figure V-8). Pour cela, les formations à caractères identiques sont

représentées dans une classe unique. Cela concerne : les sables et les sables argileux représentés dans la classe 5, les calcaires et les calcaires dolomitique représentés dans la classe 2 et les gypses et les croutes gypso-calcaire représentées dans la classe 7.

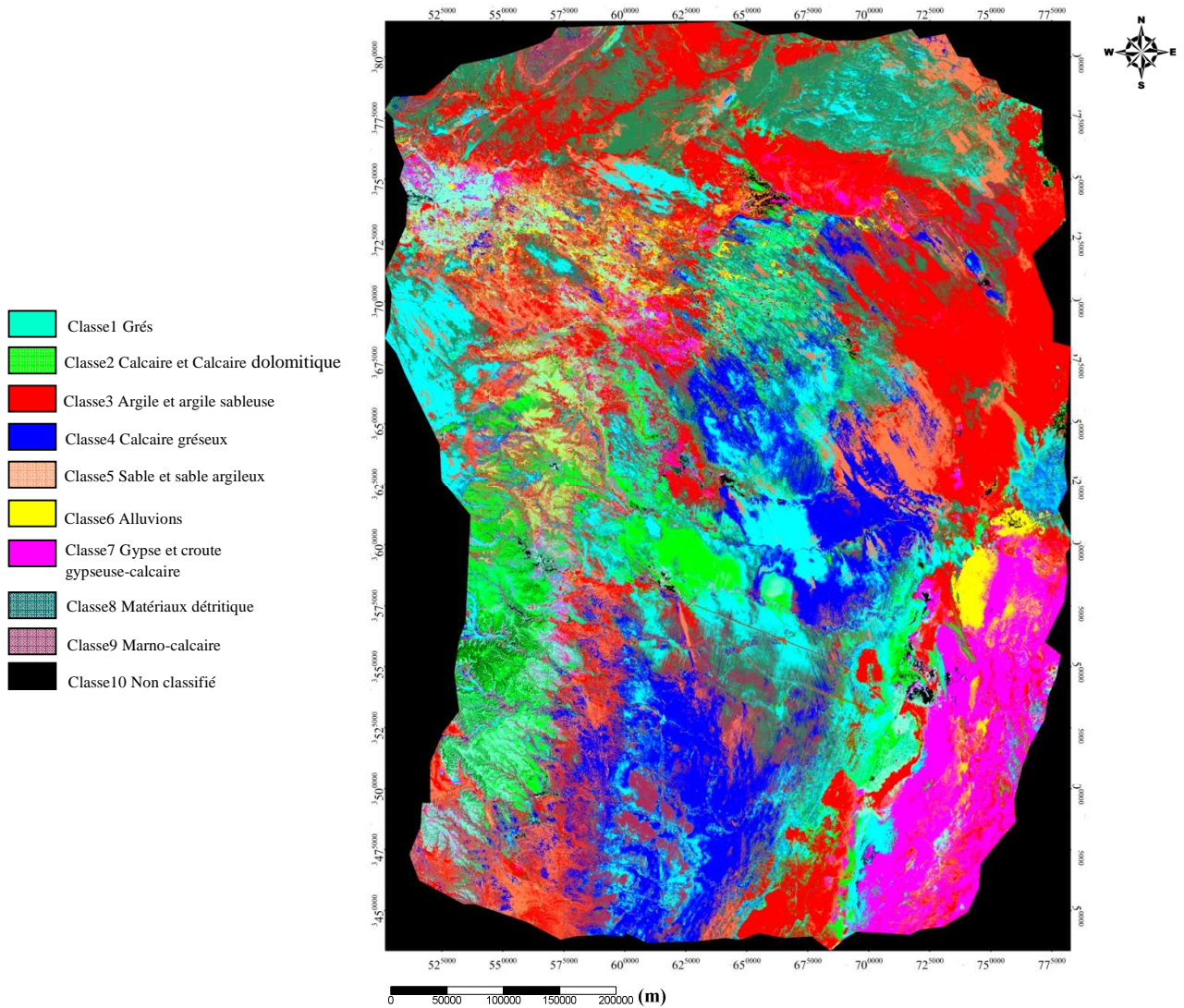


Figure V-8 : Résultats de la classification supervisée appliquée à la mosaïque ACP1 ratio 7/1 et Ratio 5/2

V-1-4-6-Carte Lithologique de la zone d'étude :

La classification supervisée par la méthode du maximum de vraisemblance a permis de déterminer l'extension des 10 classes choisies dans cette étude. La classification lithologique des formations superficielles présente un intérêt majeur pour la cartographie et la reconnaissance des formes karstiques, les dolines sont situées soit sur des formations gypseuses (entre Hassi R'Mel et Guettara, Sud de Messad) ou sur des formations carbonatées (Tilhemt, Bouzbaier), dans le sud de l'atlas saharien entre Ras el Miaad et au Nord de Hassi R'mel les dolines s'étalent sur les formations érodées qui constituent l'atlas et qui reposent directement sur les calcaires Turonien. La confirmation des classes a été effectuée par échantillonnages directes sur terrain (figure V-9), recueillies des travaux de cartographie géomorphologique sur terrain et des travaux de téledétection réalisés dans la zone d'étude. D'autres classification ont été proposées pour les environs de la région d'Ouargla mais l'intérêt est purement pédologique.



A : Classe des sables et des sables limoneux B : Classe des Calcaires et C. Dolomitiques



C : Classe des Gypse et des croutes Gypseuses D : Classe des Alluvions



F : Classe des Grés



G : Classe des calcaires gréseux



H : Classe des palmerais et des zones urbaines I : classe des argiles et des argiles sableuses

**Figure V-9** : Vérification des différentes classes sur terrain.

Les formations superficielles jouent un rôle capital dans la compréhension des mécanismes de la recharge et des transferts hydrogéologiques, l'échelle de la cartographie lithologique est important et ne permet pas une distinction précise en termes de formations géologiques mais permet tout de même de donner des appréciations utiles sur l'état des sols sahariens dans cette zone.

La distribution de ces formations est liée à la dynamique superficielle, les différentes phases de surrection de l'atlas saharien ont engendrées des quantités importantes de sédiments détritiques au pied de mont de l'atlas, ces formations situées au Nord de la zone d'étude occupent une superficie qui représente plus de 18 % ces matériaux ont des tailles divers en allant des plus fins vers les plus grossiers, la sédimentation Mio-Pliocène et Quaternaire a

ralentie l'évolution du Karst ,le champ de dolines situé entre Djelfa et Laghouat est comblé par ces matériaux, ces conclusions concorde avec les résultats de la géophysique dans la région.la dispersion de ces matériaux est représentée dans la figure V-11.

Les encroutements gypseux dans la région d'Ouargla et ses environs sont constitués essentiellement de Bassanite et de gypse (figure V-10), la composition chimique est variable constitué de chlorures de sodium et de sulfates (Hamdi –Aissa et al, 2004), sous la classe gypse et croute gypseuse les formations salines sont incluses vue que la composition chimique de ces aires et presque identique, cette classe occupe une superficie de $6,69.10^3 \text{ Km}^2$

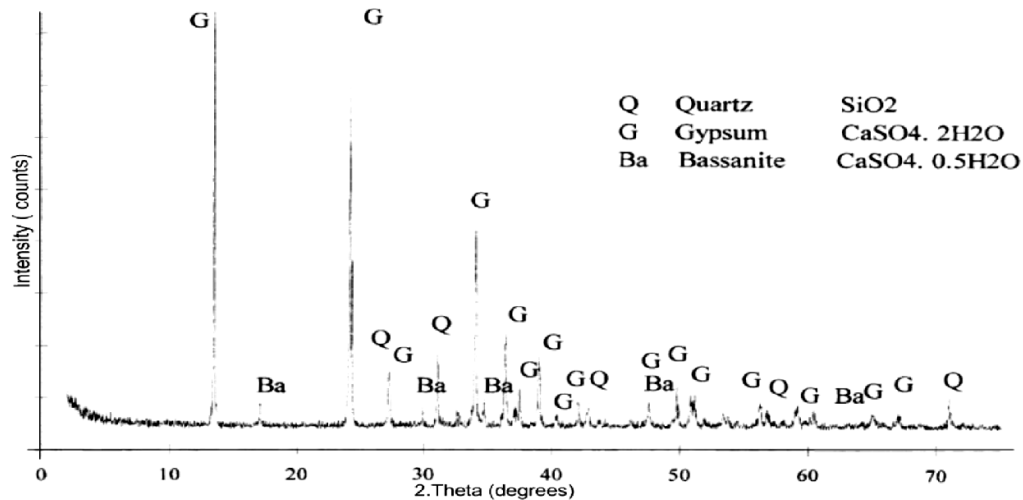


Figure V-10 :Diffractogramme de rayon X de surface croûte gypseuse dans la région d'Ouargla (Hamdi-Aissa et al. 2004).

La classe du calcaire et du calcaire dolomitique s'étalent principalement sur toute la vallée du Mzab, le Sud de Laghouat (Bouzbaier, Tilhemt) et Zelfana il appartient au sénonien carbonaté et au turonien tan disque celui situé à l'Ouest d'Ouargla et d'âge Pliocène, la superficie totale occupée par ces formations et de 5366 Km^2 , l'absence de modèle géologique rend l'estimation en termes de volume impossible.

Les argiles et les argiles sableux sont situés dans la partie Est de la zone d'étude exactement à l'amont de la vallée d'Oued Righ, cette richesse est exploitée par les usine de briqueterie sur toute la zone, la superficie totale occupée par ces formation est d'environ 19184 Km^2 (tableau V-5), ces argiles témoignentde la présence des grands lacs dans la région, après la dernière régression marine engendrée par la fermeture de la Téthys.

Les calcaire gréseux et les marno-calcaires occupent le bas de l'Atlas saharien, les environs de M'rara et le désert de Hassi Lefhal, cette zone se caractérise par des formes semblables aux dépressions fermées localisées sur le plateau de Iarbaa, la superficie totale occupée par ces formations est de 9503 Km² pour les calcaire gréseux attribués au pliocène et de 5316 Km² pour les marno-calcaires et sont attribués au Turonien.

En général, les grés sont dispersés sur la totalité de la zone d'étude et sont attribués au Mio-pliocene et au pliocène continental, la superficie occupée par ces formations dépasse les 14000Km².

Les alluvions et les sables –sables limoneux appartiennent au Quaternaire, la dispersion de ces formations dépend de l'intensité de l'activité Hydro-éolienne, dans plusieurs endroits les alluvions sont une source exploitable ils couvrent une superficie de 2373 Km², dans les zones désertiques les sables posent un problème majeur, ils occupent une surface équivalente à 10591 Km² et couvrent une grande partie de la géologie du terrain.

A travers cette étude un autre terrain situé aux environs de Hassi Lefhal présentent la même morphologie karstique décrite entre Djelfa et Laghouat il est composé de Marno calcaire Turonien celui-ci étudié peut apporter d'autre information supplémentaire sur l'extension des karsts au Sud Algérien

Tableau V-5 : Estimation de la superficie des Lithologies classées par télédétection.

Formation	Nombres des Pixels	Superficie (Km ²)
Argile et argile sableuse	21316300	19184,67
Calcaire /calcaire dolomitique	5962472	5366,22
Calcaire gréseux	10559255	9503,33
Alluvion	2636694	2373,02
Grés	15578404	14020,56
Gypse/crouteGypseuse	7435326	6691,79
Marno-calcaire	5907512	5316,76
MatériauxDétritique	14986305	13487,67
Sable /sable Limoneux	11767906	10591,12

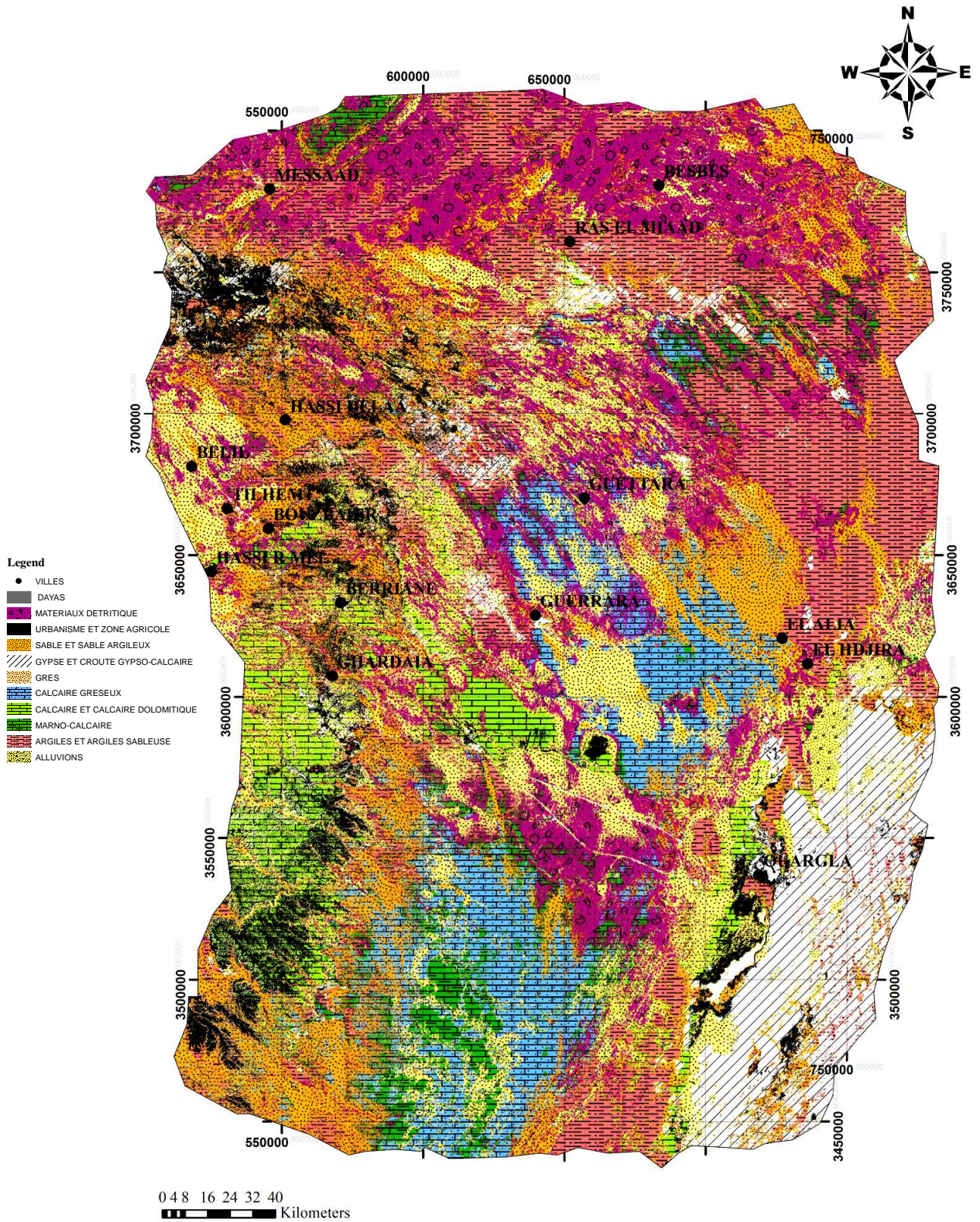


Figure V-11 : Carte Lithologique finale de la zone d'étude

V-1-4-7-Extraction Automatique des Linéaments sur Landsat8 OLI :

L'extraction des informations géologiques nécessite la bonne connaissance de terrain, comme décrit précédemment l'analyse des images Landsat 8 et l'application de filtre puissant a permis de tracer une carte lithologique de la zones d'études, ces résultats sont importants de point de vue Hydrogéologique mais de meilleur interprétation sont envisageables par l'intégration des linéaments superficiels.

Afin d'arriver à ces fins une méthodologie est proposée dans ce sens, l'utilisation de la bande panchromatique des images Landsat 8 sera le meilleur choix car la résolution importante de l'image (15m) permet d'avoir plus d'information que la combinaison des autres bandes à 30m de résolution.

Un total de huit scènes a été utilisé couvrant le terrain situé entre 3°-6° E et 30°-33°N (figure V-12)

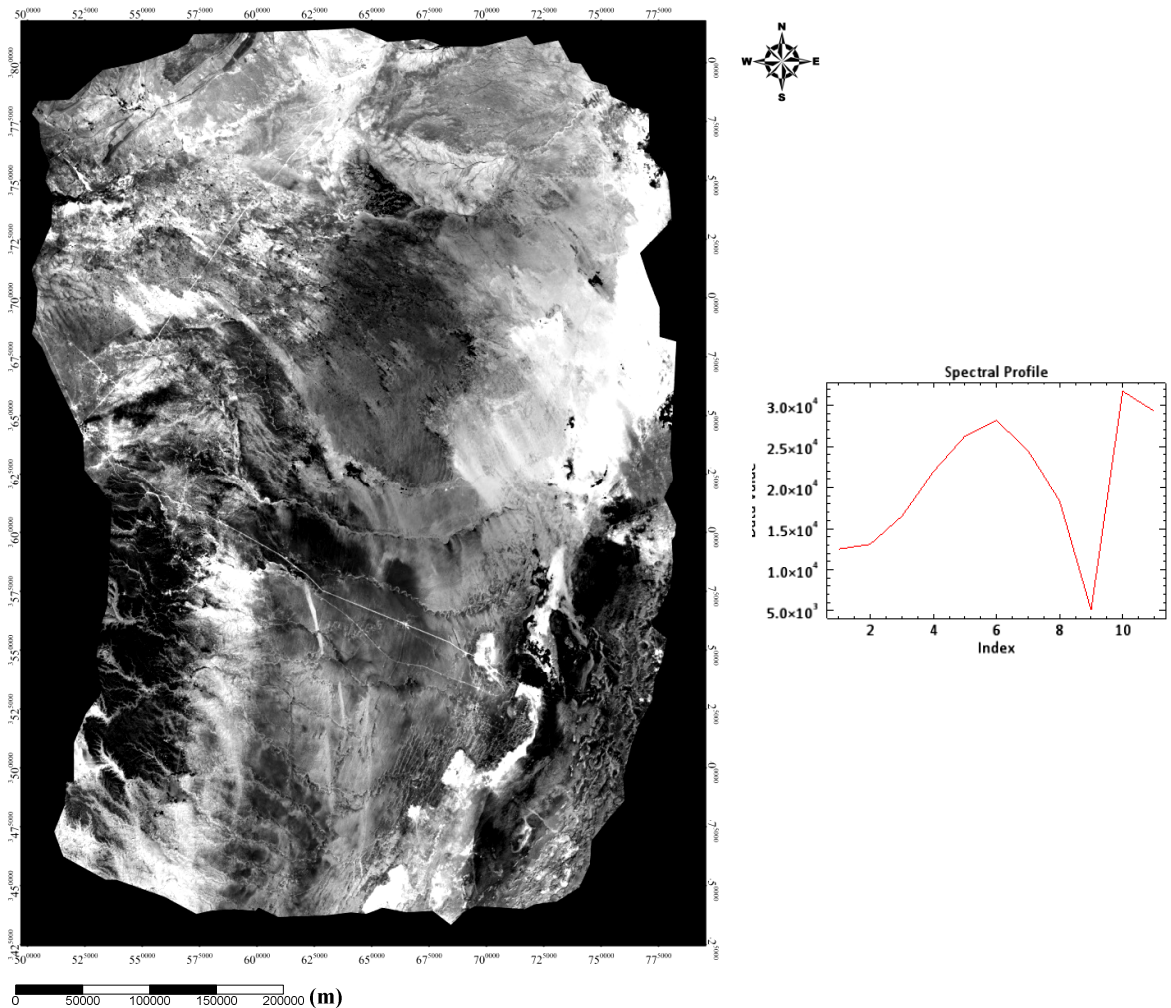


Figure V-12 : Bande panchromatique 15m de résolution masquée

La cartographie des linéaments dans ce chapitre a pour objectifs la détermination des zones de recharge probable affectée par la fracturation, afin d'obtenir les résultats souhaités de la technique il est important d'appliquer quelques filtres à l'image.

Le choix des scènes qui couvrent la région est une étape importante, ce choix doit être effectué dans des périodes proches afin d'avoir une homogénéité spatiale des résultats.

Le tableau suivant illustre quelques caractéristiques des huit scènes choisies (Tableau V-6)

Tableau V-6 : Caractéristiques des scènes choisies pour l'extraction des linéaments

Image	SCENES	Date d'acquisition	Bande utilisé
Landsat 8 OLI	P193R036	2013	Bande 8 15 m
	P193R037	2013	
	P193R038	2013	
	P194R036	2013	
	P194R037	2013	
	P194R038	2013	
	P195R036	2013	
	P195R037	2014	

Les scènes couvrent une superficie de 92000 Km². La bande 8 est extraite pour chaque zone séparément, les zones inutiles sont éliminées par l'application de masque, le résultat a subi un rehaussement afin d'améliorer le contraste entre les objets.

L'application du filtre de Lee (Lee, 1981) est appropriée aux images radars car il permet d'éliminer les chatoiements et de conserver les basses fréquences dans les images radars, ce filtre est très utilisé pour la cartographie des discontinuités géologiques (Caloz, 2001).

L'image obtenue est ensuite traitée par le filtre de Convolution pass Bas (filtre de lissage) avec un déplacement de fenêtre de 3*3 (figure V-13). Les filtres de lissage forment un ensemble de filtres permettant de supprimer les hétérogénéités locales d'une image dues soit à des zones plus étendues à identifier (suppression des clairières dans une forêt par exemple), soit à des bruits de codage, soit encore à des erreurs de transmission de l'image. Les opérateurs de lissage sont donc des filtres "moyennant" un pixel central par rapport à l'ensemble de son voisinage. Le filtre le plus couramment utilisé est la moyenne, mais on peut utiliser aussi le mode ou la médiane. Le filtrage est toujours pondéré.

Le filtre Laplacien est un filtre de convolution particulier utilisé pour mettre en valeur les détails qui ont une variation rapide de luminosité. Le Laplacien est donc idéal pour rendre visible les contours des objets, d'où son utilisation dans la reconnaissance de formes, la détection des failles et des fractures dans les milieux géologiques. L'application de celui-ci à

permis d'identifier quelques structures linéaires dans la zone mais qui nécessite d'être traitée par d'autre filtre afin de les rendre interprétables.

L'application d'un filtre Sobel permet de détecter avec la plus grande précision les contours naturels "cachés" dans une image CCD. A l'origine ce filtre a été développé dans le cadre des appareils de vision nocturne, mais il est aussi utile dans l'étude morphologique des objets astronomiques, comme les galaxies spirales.

Le filtre Sobel utilise par exemple deux noyaux 3x3, l'un pour l'axe horizontal (X) et l'autre pour l'axe vertical (Y). Chacun des noyaux est en fait un filtre gradient, qui sont tous les deux combinés pour créer l'image finale.

Par rapport à l'image obtenue par le Laplacien, l'application du filtre Sobel a permis une très nette amélioration de la qualité de l'image, les contours les plus fins sont représentés (figure V-14).

Les filtres directionnels permettent de déterminer les structures linéaires à divers angles, le choix de filtre vertical va permettre de déterminer les orientations N-S, tandis que le filtre horizontal va permettre de détecter les structures orientées E-W et les directions intermédiaires permettent de détecter les structures appropriées à la direction souhaitée, dans le cas de ce travail il est jugé utile d'appliquer trois filtres directionnels de direction 0°-90° et 45° cela dépend des accidents tectoniques qui ont affectés la région, les résultats obtenus sont représentés dans la figure V-14.

8 scènes Landsat 8 OLI Band 8 résolution 15 m, LC8p193r036, LC8p193r037, LC8p193r038, LC8p194r036, LC8p194r037, LC8p195r036, LC8p195r037

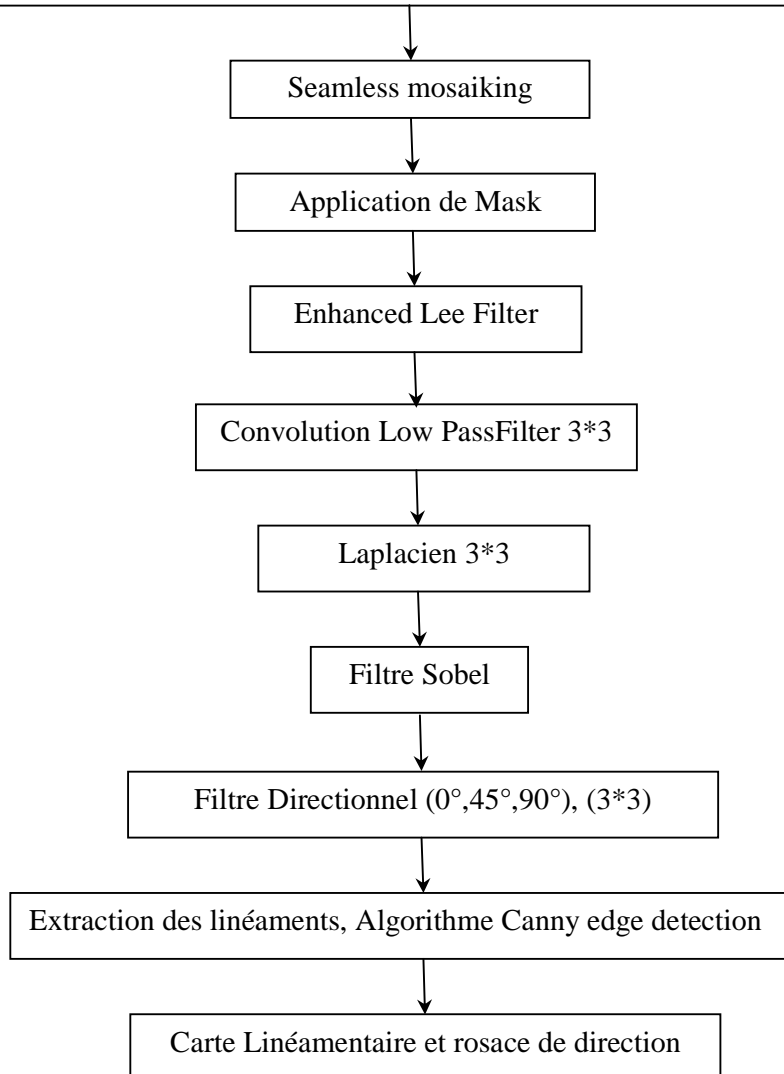


Figure V-13 : Organigramme de la méthode d'extraction des linéaments

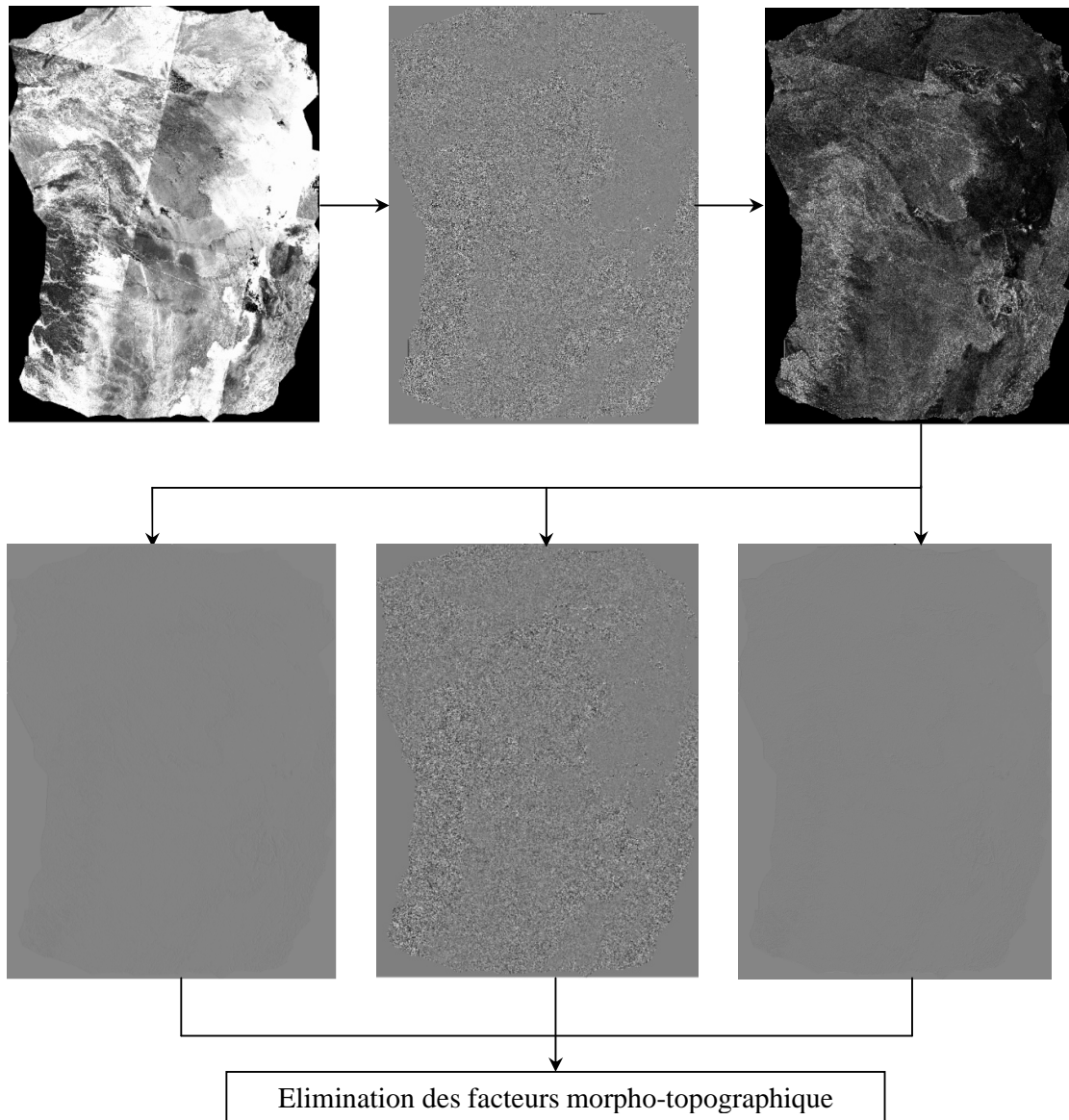


Figure V-14 : Bande panchromatique 15m de résolution durant les traitements d'extraction

La carte linéamentaire réalisée à partir de la télédétection rassemble des informations très utiles sur la géologie du terrain mais qui nécessite une filtration des effets topographiques et de l'influence des cours d'eau, l'érosion et les influences anthropiques vont modifier considérablement la surface de la zone pour cela tous ces paramètres ont été soustraits de la carte finale (soustraction des routes, lignes électriques, cours d'eau, les abruptes, contours topographiques)

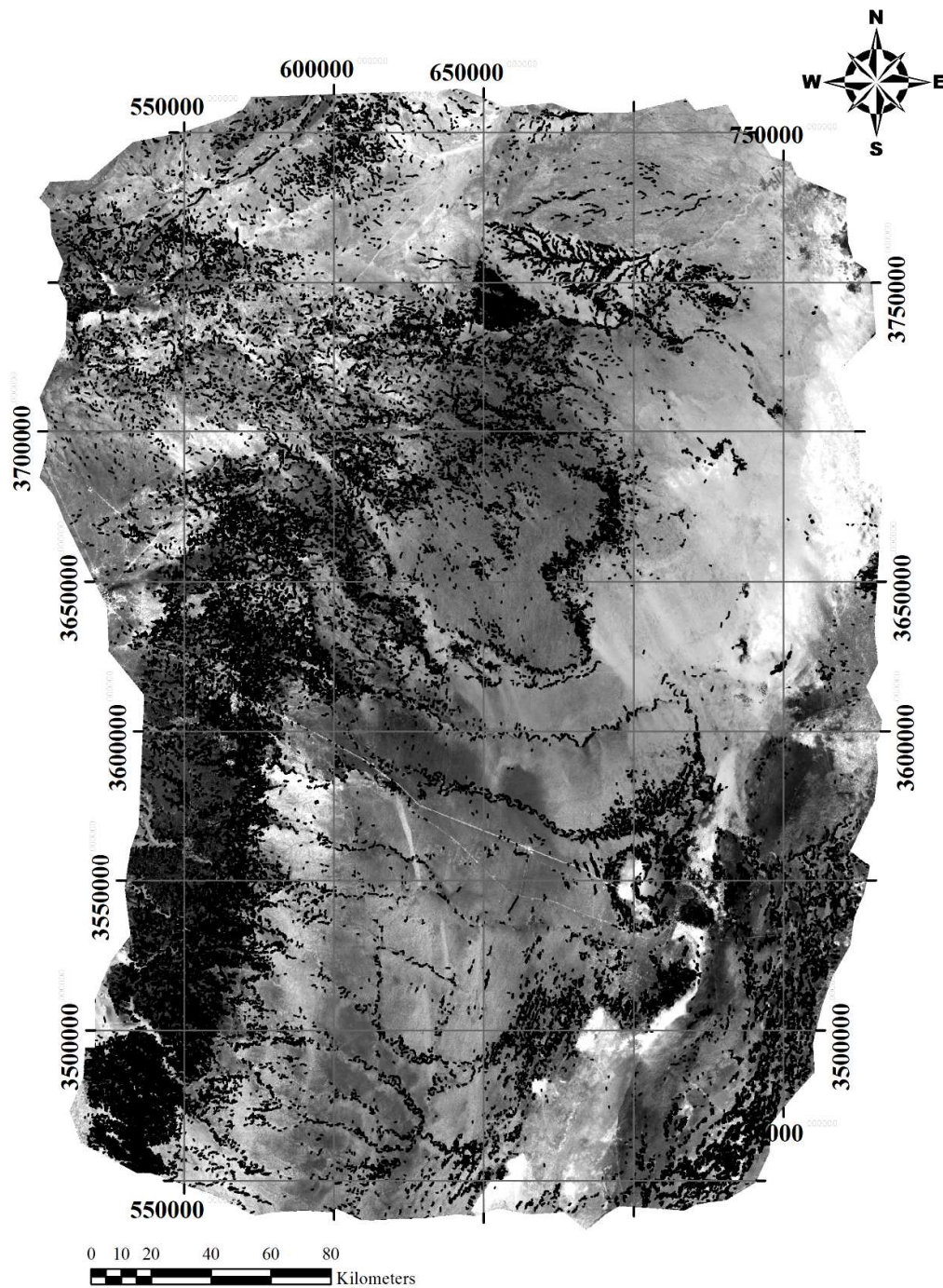


Figure V-15 : Linéaments obtenus sans filtration de la morphologie, effets anthropiques et des cours d'eau

Lorsque les dimensions du terrain sont importantes l'extraction manuelle des linéaments est difficile, l'ambiguïté entre formes morphologiques et linéaments est importante, pour cela dans cette étape du travail l'extraction automatique des linéaments semble être la plus

appropriée, l'algorithme utilisé et Canny Edge Detection a permis d'avoir des résultats significatifs (figure V-15), l'examen visuelle de la carte linéamentaire indique que les résultats sont fortement affectés par les traits morphologiques et anthropiques de la région qui nécessite d'être filtrée.

Plusieurs fichiers en format shape file ont été conçus qui contiennent des informations sur le réseau routier, les cours d'eau et les traits morphologiques ils sont soustraits à la carte linéamentaire.

La dorsale du Mzab est fortement affectée par les linéaments superficiels ils affectent plus les calcaires du Sénonien-Turonien, les orientations majeurs sont de direction N-S et E-W, elle s'étend sur toute la vallée d'Oued Mzab en allant vers Bouzbaïer et Hassi R'mel (figure V-16).

Les accidents situés au sud de Ghardaïa sont des failles normales et des diaclases orientées vers le N150° (Boudjema, 1987) et témoignant d'un régime distensif.

Vers le Nord de Berriane plusieurs failles Syn-sédimentaire sont observées affectant les formations sénoniennes –turoniennes orientées vers N15°-N 105° (Boudjema, 1987).

Fabre, 1969 indique que plusieurs fractures de direction NE et NW sont observées à Hassi R'mel, ainsi que de direction E-W près de Talemzane.

Les formations du Miopliocène-Quaternaire sont affectées aussi par la fracturation surtout entre Guettara-Messad, Ras El Miad et M'rara. Ces fractures affectant des formations différentes selon les endroits, par corrélation avec d'autres endroits proches et ayant le même faciès indiquent des mouvements de serrage N140° et des traces de compression E-W (Boudjema, 1987).

Au Nord de Messad et vers Laghouat les formations âgées du Miopliocène –Jurassique supérieur sont affectées par des mouvements anti Oligocène et Post Eocène Inférieur engendrant des mouvements de serrage N140°.

Vers Metlili –Chaanba et ses environs les cours d'eau sont issues de l'élargissement des fractures, le réseau hydrographique se superpose avec les linéaments cartographiques dans les calcaires gréseux et les marno calcaires dans la région.

A Ouargla et ses environs les fractures affectent les grès du Miopliocène et les calcaires Pliocènes qui affleurent dans la région, l'absence de conclusions sur les fractures et les phases tectoniques au Miocène-pliocène rend toute interprétation difficile.

Les travaux ultérieurs sur la zone du Mzab indiquent les orientations suivantes représentées dans le tableau V-7:

Tableau V-7 : Direction des accidents tectoniques dans la Dorsale du Mزاب

Direction	NE-SW	NW-SE	E-W	ENE-WSW	NNW-SSE
Nedjari et al ,2001	26.3%	/	13%	22%	/
Banouh et al,2006	23.86%	10.22%	17.04%	13.63%	12.5%

L'analyse statistique des résultats obtenus par la téledétection dans la zone d'étude évoque les résultats suivants :

Tableau V-8 : Résultats sur les classes obtenues après extraction des linéaments

Direction	NE-SW	NW-SE	E-W	ENE-WSW	NNW-SSE
Nord du Sahara Algérien	22%	19.5%	28.3%	12.9%	7.2%

Les linéaments cartographiés sont caractérisés par des longueurs variables généralement entre 450 m et plus de 3500 m, ces ordres de grandeurs ne sont que indicatifs car dans certains endroits les démentions dépassent ces approximations vue l'influence de l'érosion et le comblement là où la tectonique est responsable de la création du réseau hydrographique (Nedjari et al, 2001 ; Rolland, 1981)

Tableau V-9 : Statistiques sur la longueur des linéaments

Longueur (m)	450-1000	1000-2000	2000-7000
Nombre des Linéaments	48015	8141	523
Pourcentage %	84.7	14.4	0.9

Les fractures les plus allongées sont situées dans les formations du Turonien au Sud de la région de Ghardaïa (voir Annexe Téledétection),

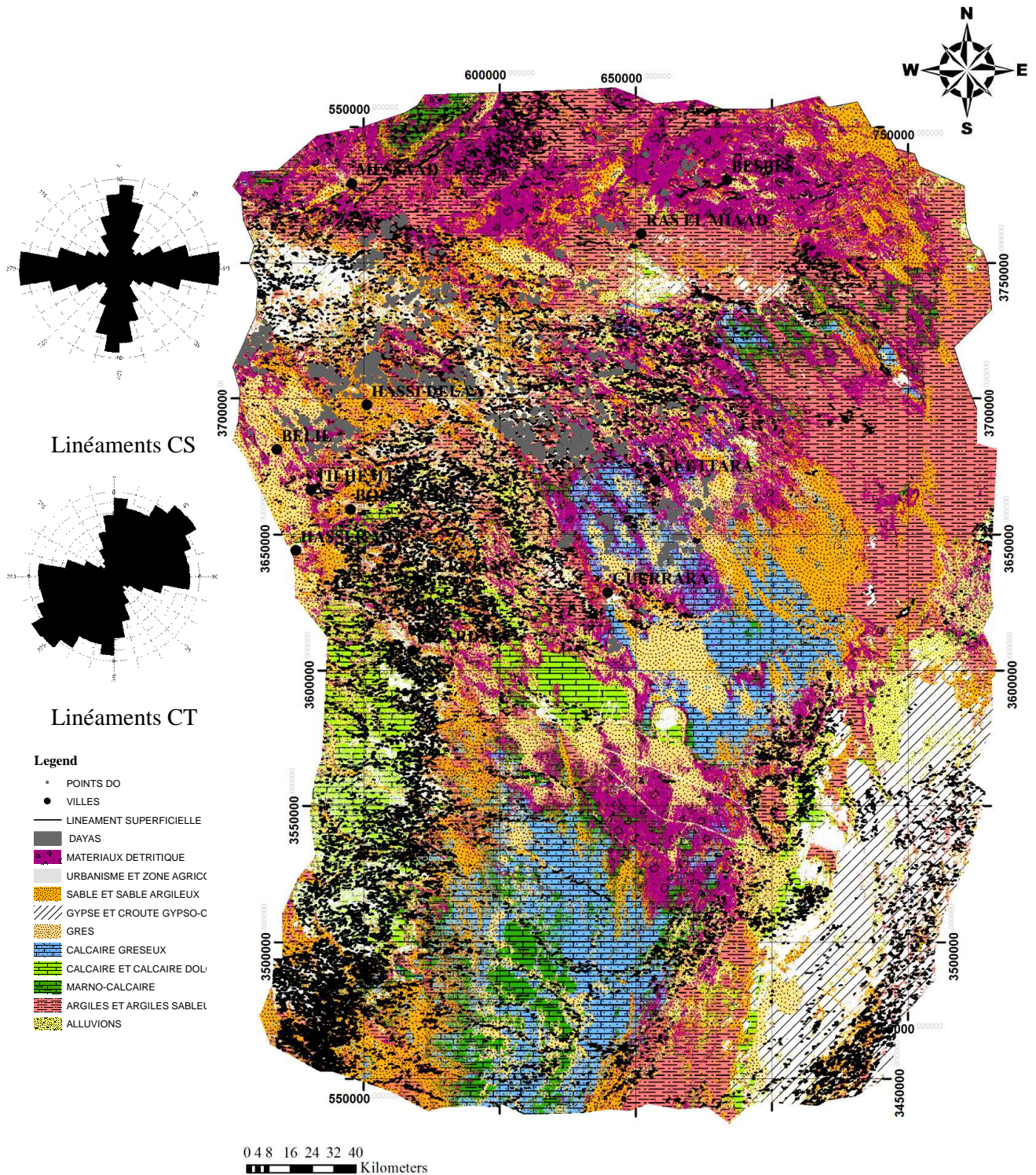


Figure V-16 : Carte lithologique avec superposition des linéaments filtrés

V-2-Hydrochimie

L'eau, au contact des terrains qu'elle rencontre, se charge en divers éléments qui vont influencer sur sa qualité. Certains de ces éléments sont présents naturellement dans le sol, et vont définir la qualité « naturelle » de l'eau brute. Ainsi, l'eau à l'état naturel peut contenir :

- Des matières organiques,
- Des matières dissoutes provenant des terrains traversés (calcium, magnésium, sodium, potassium, bicarbonates, sulfates, chlorures, métaux lourds, ...),
- Des particules en suspension.
- D'autres éléments d'origine anthropique.

La qualité d'une eau souterraine est caractérisée par un certain nombre de paramètres physiques et chimiques, déterminant à leur tour des caractères organoleptiques seuls immédiatement perceptibles pour l'utilisateur tel que : la dureté, le pH, la teneur en gaz (O_2 et CO_2), la teneur en substances minérales dissoutes (chlorures, sulfates, nitrates...).

Le manque enregistré dans les données Hydrochimiques dans la région n'as pas permis d'effectuer une analyse corrélative entre les eaux du turonien (situé entre Djelfa et Laghouat) Et le Sénonien carbonaté dans la région d'Ouargla, pour cela dans cette partie du travail l'étude Hydrochimiques ne concerne que le Sénonien carbonaté d'Ouargla et ses environs.

La cuvette de Ouargla est une région saharienne ce qui fait que la chimie de ses eaux sera influencée par le climat aride, les formations géologiques à travers les quelles elles se sont écoulées et ont séjourné, par les activités humaines notamment l'agriculture et l'industrie.

Dans le but de la caractérisation et le diagnostic de la qualité des eaux, des prélèvements d'échantillons d'eau ainsi que des analyses de différents paramètres physico-chimiques ont été réalisés.

V-2-1-Distribution de la conductivité électrique :

La conductivité électrique permet d’avoir une idée sur le potentiel de minéralisation dans une eau. La figure (V-17 a) présente la variabilité spatiale de ce paramètre dans la région d’Ouargla et dans la vallée d’Oued Righ. Ces mesures sont effectuées sur la nappe sénonienne du complexe terminal.Plus de 83 mesures sont effectuées de l’amant vers l’aval.

Les variations enregistrées sont considérables, suivant l’axe Ouargla –Touggourt les valeurs augmentent considérablement pour atteindre plus de 8 ms/cm).Ces variations sont en relation avec la morphologie du sénonien carbonaté car la région de Touggourt est l’exutoire naturel de la nappe ce qui justifie les concentrations importantes de la minéralisation dans ces endroits. De part et d’autre cet axe, la conductivité électrique diminue pour atteindre son minimum dans la région de Hassi Messoud et les environs d’Ouargla où les eaux sont moins chargées.La circulation de la nappe vers l’aval entraine la fraction minérale qui enrichit les eaux et influence directement les valeurs de la conductivité (figure V-17 a).

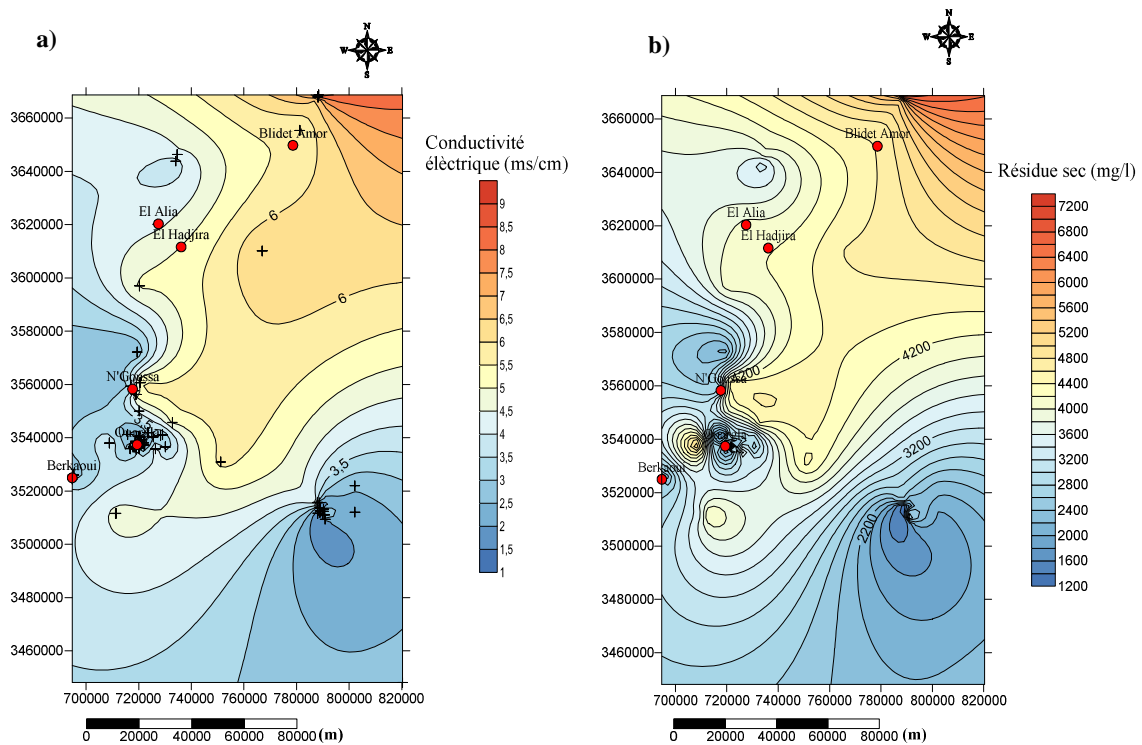


Figure V-17 : a) Carte de la conductivité électrique de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte de distribution du résidu sec de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

V-2-2-Distribution des Résidus secs :

Le résidu sec représente un indicateur sur la richesse des eaux en minéraux, le résultat obtenu montre que le schéma évolutif des concentrations est le même que de la conductivité électrique (figure V-17 b). Cela est en relation avec la charge minérale des eaux de la nappe, ces résultats dépendent des formations géologiques en subsurface (les gypses, les calcaires et les argiles), la dissolution et l'infiltration dépend des apports extérieurs, la région est connue par ces faibles pluviométries. L'apport des autres nappes n'est pas exclu la nappe du Miopliocène est en contact directe avec les formations superficielles riches en matériaux solubles.

V-2-3-Carte des concentrations du Calcium :

La concentration des ions calcium dans les eaux du Sénonien carbonaté est au maximum (plus de 300mg/l) au Nord et au sud d'Ouargla, les concentrations les moins significatives (moins de 140 mg/l) sont situées autour d'un axe WNW-ESE qui passe par Ouargla, N'Goussa et Hassi Messaoud (figure V-18 a).

La source du calcium dans les eaux de la nappe est attribuée soit à la dissolution des gypses et des anhydrites présents en abondance dans les formations superficielles ou à la dissolution des calcaires qui constituent l'aquifère.

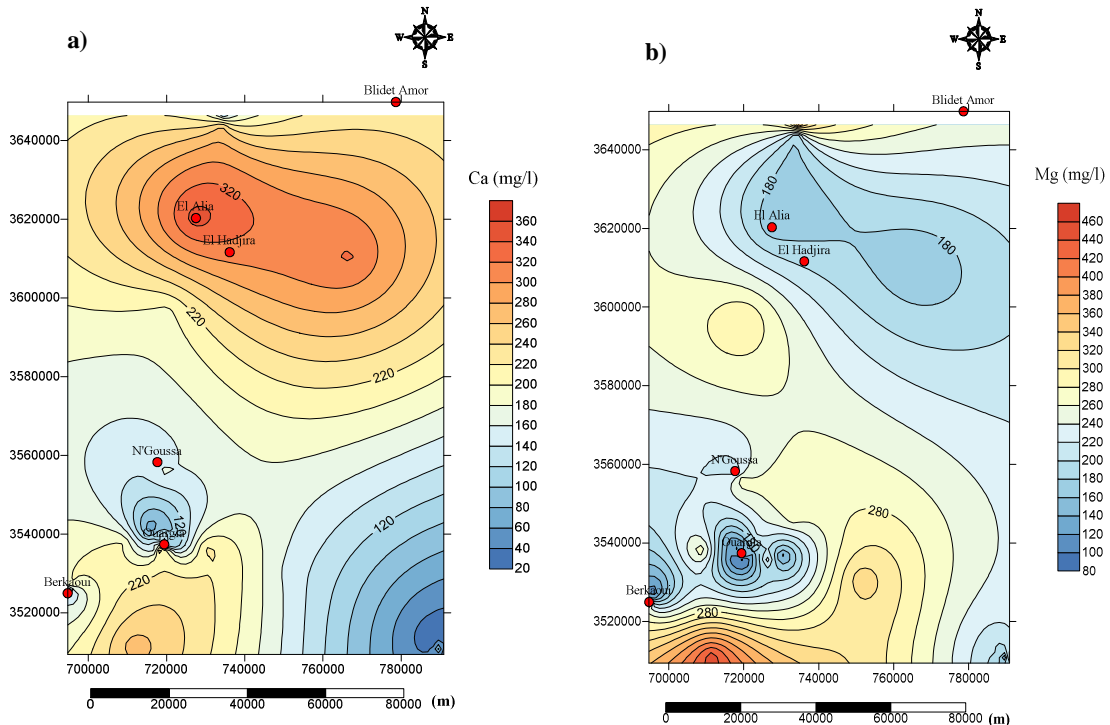


Figure V-18 : a) Carte de distribution du Calcium dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte de distribution du Magnésium dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

V-2-4-Carte des concentrations du Magnésium :

Contrairement au calcium, le magnésium est concentré autour d'un axe NW-SE, les valeurs les plus importantes dépassent 350 mg/l.

Les concentrations les plus faibles sont situées autour de l'axe Hadjira-El Alia qui représente des zones à fortes concentrations en calcium (figure 18 b).

La source de l'ion magnésium dans les eaux est attribuée à la présence de la dolomie, l'epsomite et la Bischofite dans les chotts (Hacini,2003).

V-2-5-Carte des concentrations du sodium :

Dans les eaux du Sahara les fortes concentrations en ion sodium sont indicatrices des formations évaporitiques. Les concentrations sont importantes et dépassant 800 mg/l (figure 19 a), l'origine de ces concentrations est attribuée à la présence de biseau salifère, sans écarter l'apport des eaux superficielles saturées en minéralisation, ces concentrations sont localisées autour d'un axe orienté NE-SW.

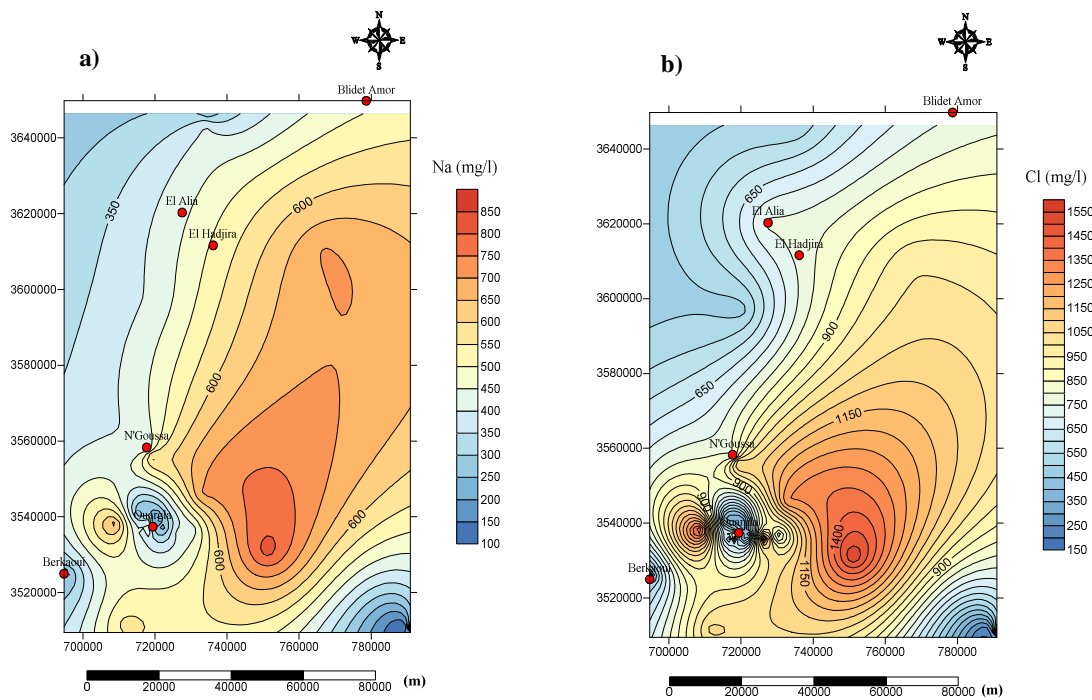


Figure V-19 : a) Carte de distribution du Na dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte de distribution du Cl dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

V-2-6-Carte des concentrations du chlore :

L'évolution des concentrations dans les eaux du Sénonien carbonaté est identique, généralement les chlorures sont issues de la dissolution des sels (halite, sylvite), pour cette raison l'évolution des concentrations suit le même axe, les valeurs maximales dépassant 1400 mg/l (figure V-19 b).

V-2-7-Carte des concentrations des sulfates :

Une partie de la composition chimique des eaux souterraines est influencée par la qualité des roches en subsurface. La dissolution du gypse et de l'anhydrite engendre des concentrations importantes en ion sulfatés, les concentrations les plus significatives dépassant 1600 mg/l, les concentrations les plus faibles sont de l'ordre de 500 mg/l (figure 20), ces fortes concentrations expriment un apport important des eaux superficielles souvent chargées en minéralisation sulfatée, les zones à fortes concentrations coïncident avec ceux du calcium.

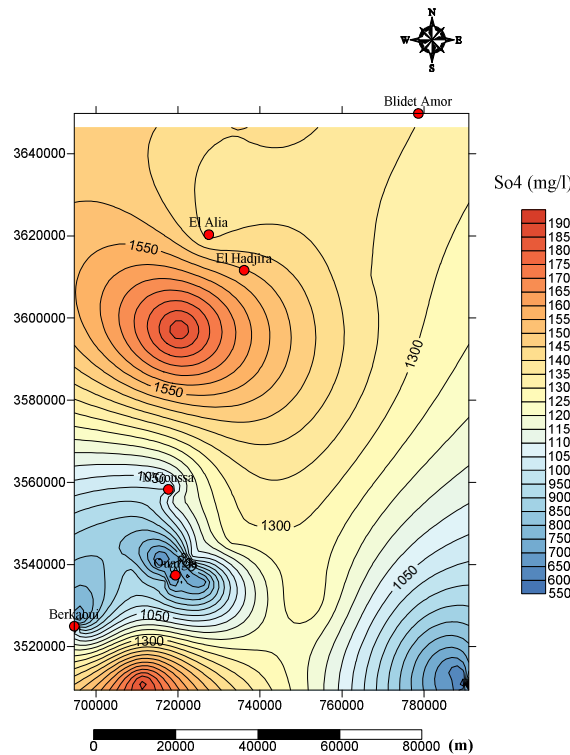


Figure V-20 : Carte de distribution du SO₄ dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ

V-2-8-Carte en Isobathes et Isoques du sénonien carbonaté:

Afin de comprendre le comportement de certains paramètres physico-chimiques il est important d'avoir une idée sur la morphologie du Sénonien carbonaté. En allant de l'Ouest vers l'Est, le toit du Sénonien carbonaté présente une dénivelée importante qui dépasse les 150 m en allant vers Zelfana ensuite, il remonte vers la surface. Ces dénivelés créent un gradient Hydraulique qui permet le drainage des eaux du Sénonien vers la partie Est.

Une deuxième dénivelée se présente en allant du Sud vers le Nord, le Sénonien carbonaté a tendance à plonger en profondeur (figure V-21 a) en allant vers Touggourt et ses environs. Cette morphologie explique la piézométrie de la nappe du Sénonien carbonaté dans la région avec un sens de l'écoulement qui s'oriente suivant ses axes.

Dans certains endroits, l'épaisseur du Sénonien carbonaté dépasse les 300m, avec une moyenne de 145 m (figure V-21 b)

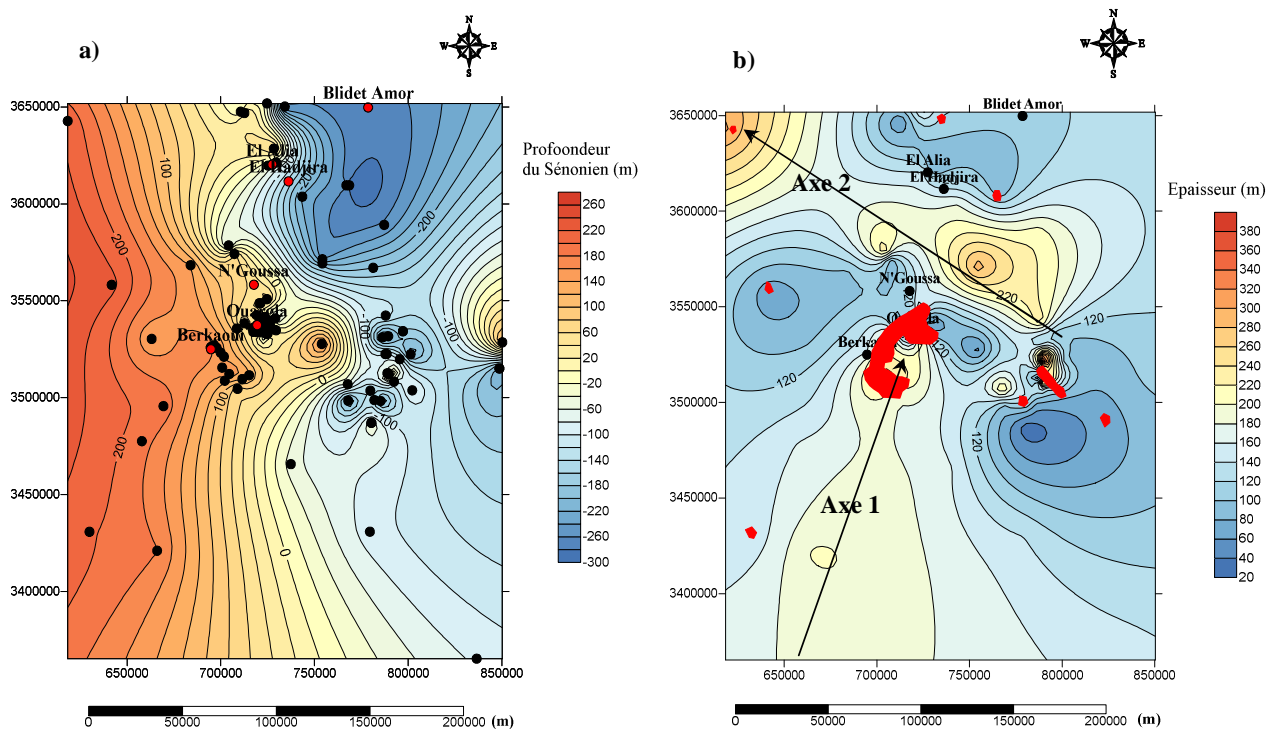


Figure V-21 : a) Carte en isobathe de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, b) Carte en Isoques de la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ, en rouge zone karstique

Deux axes de sédimentation se présentent : l'un orienté NE-SW qui commence de Ouargla Berkaoui jusqu'à l'extrémité sud, celui-ci abrite le Karst de Berkaoui–Ouargla qui sera bien traité dans le chapitre suivant.

Le deuxième axe est orienté NW-SE qui commence du Nord de Guerrara jusqu'à Hassi Messoud, celui-ci est aussi affecté par les phénomènes karstiques dans quelques endroits.

La superposition de la carte structurale obtenue par gravimétrie sur les zones karstiques dans la région révèle que ces dernières sont issues de l'élargissement de grandes fractures et failles qui traversent la région (figure V-22), ces zones sont considérées comme des axe de drainage vu le gradient hydraulique qui se présente d'Ouest –Est et du Sud -Nord

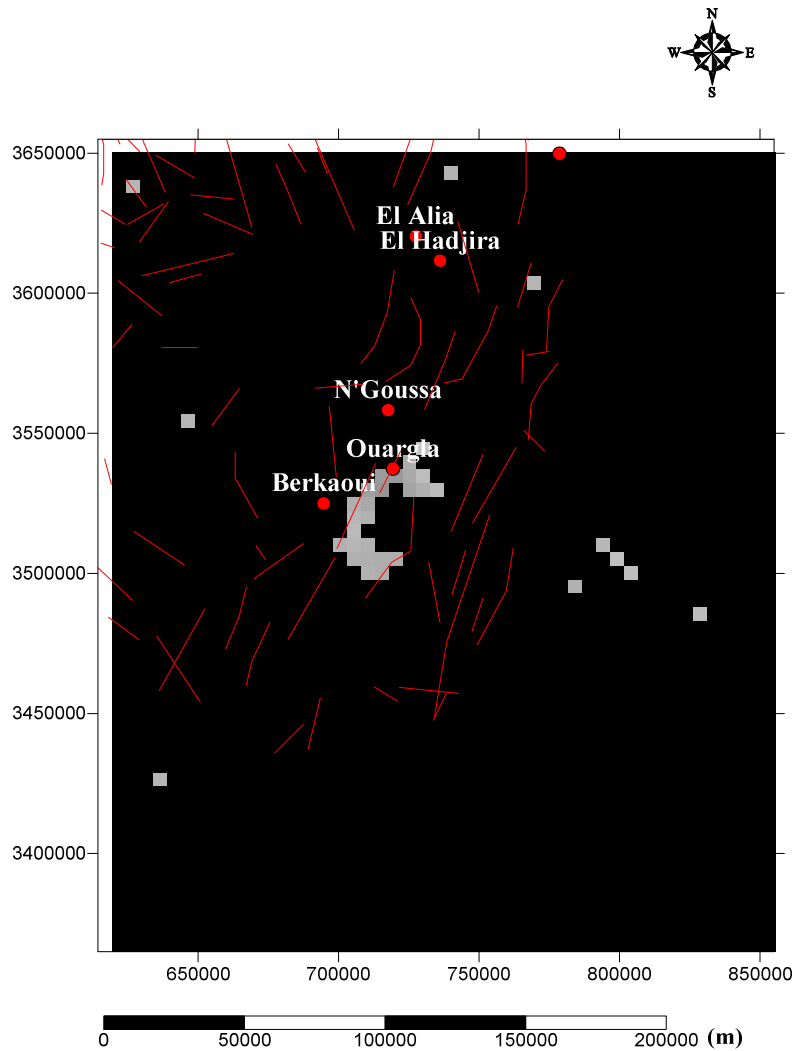


Figure V-22: Carte de localisation du Karst dans la nappe Sénonienne région Ouargla-Oued Righ , en rouge fracture et faille cartographie à partir de la gravimétrie

La fracturation et la morphologie des couches expliquent la répartition des éléments chimique vers les chottes, le gradient hydraulique appliqué par la différence de dénivelé entraine les éléments chimiques

A travers le réseau de fracturation vers la partie aval, le brassage avec des eaux de surface augmente la concentration de certains éléments chimiques issus de la dissolution des gypses et des formations salifères (cas du sodium et des chlorures), la vitesse de circulation varie en fonction de l'intensité de la fracturation.

V-2-9-Etude statistique des paramètres Physico-chimiques du Sénonien carbonaté de la région d'Oued Righ-Ouargla :

Les valeurs de la conductivité électrique sont importantes de 1900 à 5430 $\mu\text{S}/\text{Cm}$, les valeurs de la TDS sont entre 1452 et 3642 Mg/l.

Les cations dominants sont le Na^+ , Mg^+ avec des valeurs max respectives de 585, 361 Mg/l, les anions les plus dominants sont le SO_4^- , Cl^- à des concentrations maximales de 1625, 1020 Mg/l, les HCO_3^- balancent entre 10 et 159 Mg/l.

Les valeurs du pH sont entre 7.5 et 9.33. Le caractère alcalin des eaux peut témoigner d'un milieu anoxique et confiné.

les échantillons prélevés de plusieurs puits sénoniens situés aux alentours et au centre de la région d'Ouargla indiquent des valeurs de l'indice de saturation positif pour la calcite, Aragonite et la dolomite sauf dans quelques forages où les valeurs sont négatives (respectivement de -0.24 à 0.8, -0.39 à 0.66, 0.05 à 2.11), les indices de saturation négatifs sont pour l'Anhydrite, la Halite et le Gypse (respectivement -1.44 à -0.79, -5.86 à -4.92, -1.21 à -0.57).

Tableau V-10 : récapitulatif des statistiques effectuées sur les puits sénoniens d'Ouargla campagne 2014

2014	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	pH	C 25°	TH° F	RS
MOY	135.5	163	303.4	15.4	103.9	521	801.6	30.2	8.1	2875.7	101	2228.8
E.T	62.2	70.9	126.7	6.1	43.5	236.3	310	18	1.8	1086.9	36.4	800.2
MIN	63	90	195	6	10	305	575	10	7.5	1900	74	1662
MAX	241	361	585	27	159	1020	1625	78	9.33	5430	198	4106

V-2-10-Les processus géochimiques:

La comparaison entre les résultats des deux campagnes (1998, 2014) indique que la composition géochimique de la nappe sénonienne de la région de Ouargla est semblable durant cette période. Le diagramme de Piper (figure V-23) indique aussi un faciès chloruré et sulfaté calcique magnésien, les eaux de la région n'ont pas subi une évolution significative vis-à-vis la composition et le taux de pollution par le NO_3 .

La pollution par les nitrates varie d'un endroit à un autre, les zones agricoles sont les plus affectées vu l'utilisation des engrais, cette contamination par les eaux de surface est une preuve

éminente de l'échange entre les eaux de la nappes superficielles et les eaux du sénonien carbonatés

Diagramme de Piper

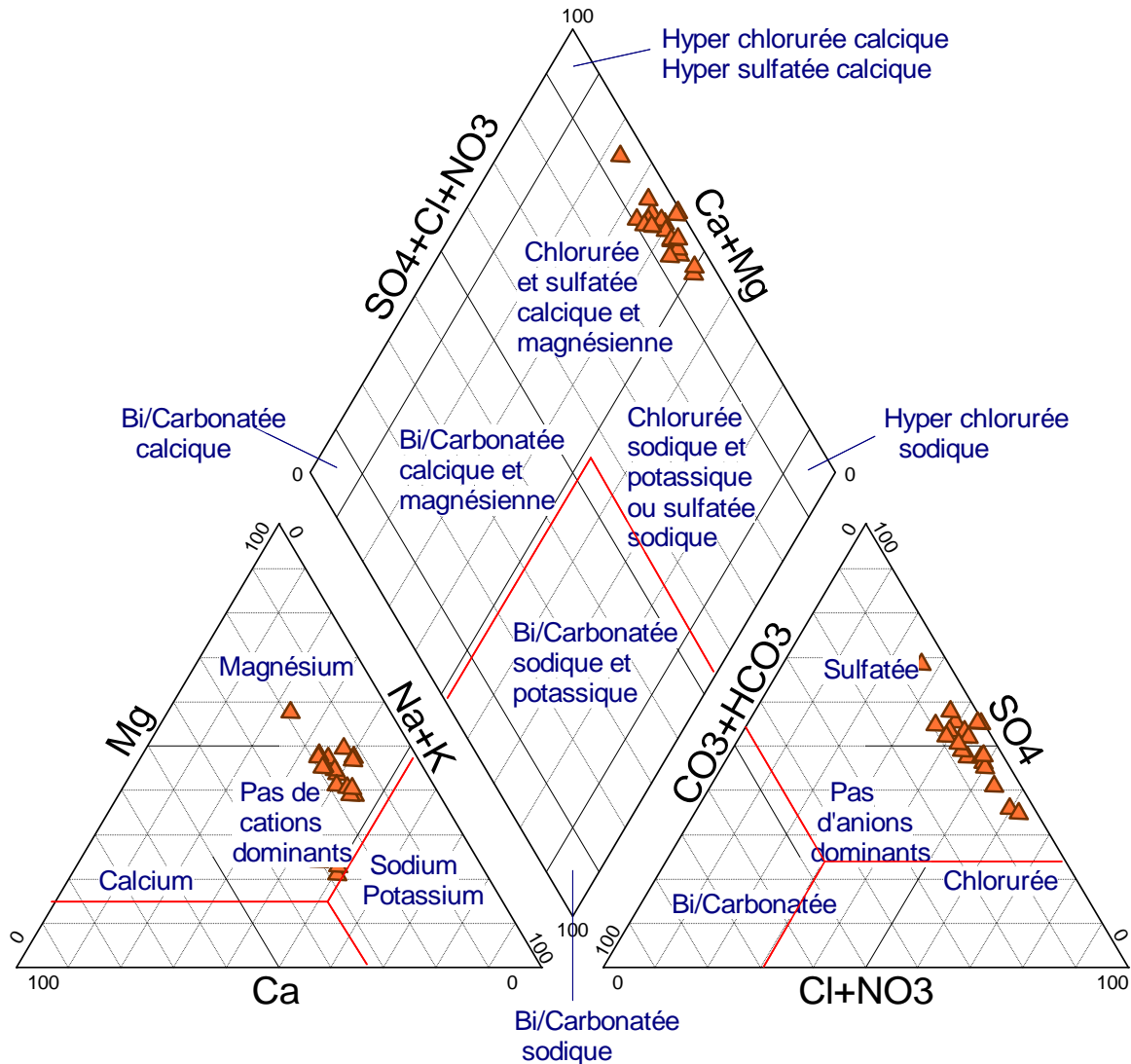


Figure V-23 : représentation des résultats des deux campagnes géochimiques de la nappe sénonienne carbonatée : campagne 2014

Ce comportement géochimique est dû à l'infiltration des eaux des nappes subjacentes chargées en sels chlorurés sodiques et sulfatés. Les indices de saturations calculés témoignent d'une sursaturation en Calcite, dolomite et aragonite. Cela peut être interprété par une phase importante d'érosion qui a affecté l'encaissant carbonaté de la nappe jusqu'à saturation provoquant une karstification importante dans ces niveaux. Cela est confirmé par l'étude des logs stratigraphiques des forages réalisés dans la région. L'origine du CO₂ dans les eaux de la

région provient de l'activité agricole en sub-surface provoquant une dissolution de celui-ci dans les eaux de la nappe des sables en s'infiltrant par la suite vers les niveaux les plus profonds. En plus de ce processus, le temps de résidences des eaux dans l'encaissant carbonaté contribue à l'intensification de la karstification. Cette sursaturation en calcite, dolomite et aragonite est le résultat des échanges de base entre la roche et l'eau.

Le diagramme représenté dans la figure V-24 explique la relation entre le TDS et l'indice de saturation de la calcite, aragonite, dolomite, gypse, anhydrite et l'halite.

Comme décrit précédemment la majorité des forages sont en sursaturation en Calcite, Dolomite et Aragonite indiquant une tendance globale vers la précipitation (figure V-24), par contre le diagramme montre des indices de saturation négatifs pour la Halite, l'anhydrite et le Gypse prouvant le caractère érosif et agressif de ces eaux vis-à-vis ces formations géologiques. Le sénonien étudié est composé de deux séries l'une est carbonatée (Sénonien Marin) et alternée entre l'Anhydrite, Gypse et Halite (sénonien lagunaire) les épaisseurs de ces formations sont variables d'un endroit à un autre ces réactions favorisent la dissolution et l'apparition de phénomène karstique dans les évaporites ou Pseudo-karst.

L'évolution de ces indices en fonction du TDS n'a pas une tendance claire pour la calcite aragonite et la dolomite par contre l'évolution de cette tendance dans l'Anhydrite, Gypse et Halite suit l'évolution du TDS cela indique que le phénomène de la dissolution dans ces milieux ne dépend pas de l'équilibre de ces phases minérales.

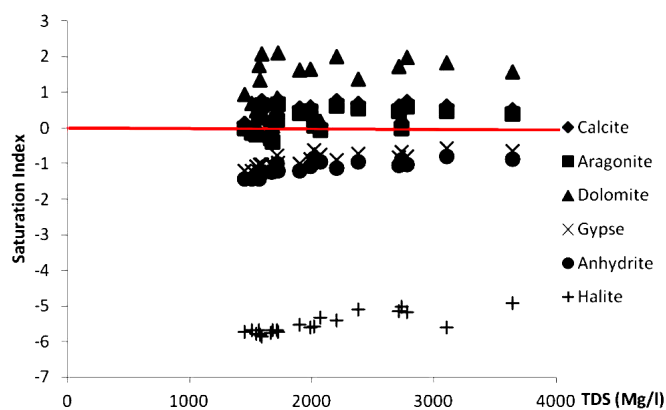


Figure V-24: relation entre TDS et IS de Calcite, Aragonite, Dolomite, Gypse, Anhydrite, Halite

Le diagramme montrant la relation entre le Cl^- et Na^+ (figure V-25 a) indique que l'évolution des deux éléments suit une tendance linéaire positive au long de la ligne NaCl 1:1. Cela s'explique par la même nature des phénomènes qui génèrent les deux éléments

chimiques et qui est relié à la dissolution des évaporites situées entre le Quaternaire et le Sénonien qui s'infiltré à travers les fractures et les discontinuités géologiques ou bien qui provient de la dissolution des évaporites constituants le Sénonien lagunaire renforcent l'hypothèse de la présence de deux phases de dissolution l'une qui a déjà commencé depuis des milliers d'années affectant les carbonates et l'autre qui est en cours affectant les évaporites. Ces spéculations sont basées sur les valeurs du ratio $\text{Na}/\text{Cl} > 1$ dans certains forages et qui prouve la présence d'une autre source du Na^+ dans les eaux.

L'évolution de Ca par rapport à Na (figure V-25 b) montre la présence d'échange direct entre les deux éléments, cette réaction s'effectue dans des degrés de salinité importants à forts. Supposons que le Na provient de plusieurs sources, l'enrichissement en Ca^+ peut avoir comme source la réaction de substitution.

En corrélant ces résultats avec les valeurs du ratio Na/Cl , on conclut que l'excès en Ca provient des échanges avec Na qui provient d'une eau à composition chimique semblable ainsi que la dissolution du gypse et l'anhydrite, les études effectuées sur la nappe du Mio-pliocène de la région de Ouargla indiquent un faciès géochimique chloruré sulfaté sodique (Nezli et al, 2013),

Ces eaux s'infiltrèrent vers le Sénonien par le réseau de fracturation affectant les carbonates et par la porosité intrinsèque des formations intermédiaires.

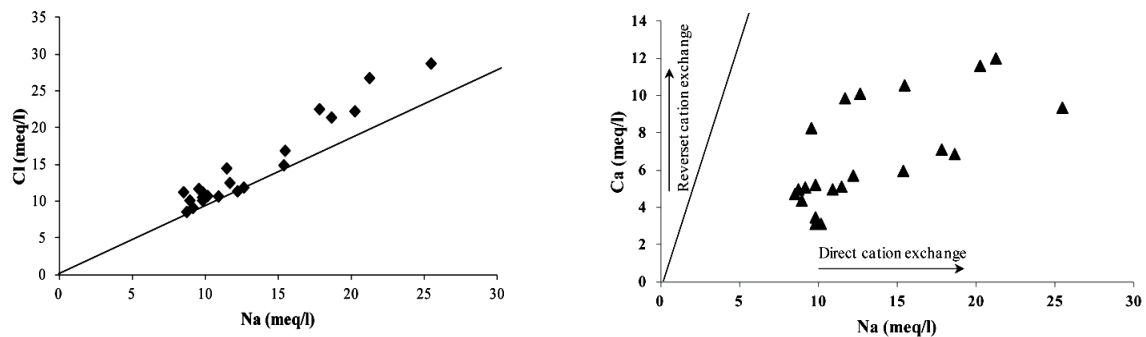


Figure V-25 :a) relation entre Cl et Na,b) relation entre Ca et Na

V-2-11-Matrice de Corrélation :

Afin de mieux comprendre les processus géochimiques des eaux de la région d'Ouargla, il s'est avéré nécessaire d'effectuer une analyse corrélative entre les éléments chimiques, les résultats sont représentés dans le tableau V-11.

Le pH représente une corrélation négative et significative avec le Ca, la conductivité électrique est corrélée positivement avec le Ca, Na, K, Cl, SO_4 . Le Ca est corrélé positivement

avec le Na, K, Cl, le Mg est bien corrélé avec le SO₄. Les Anions Na et K sont bien corrélés positivement avec K, Cl,

La corrélation entre les éléments chimiques et les différents paramètres indique que les quantités de Ca, Na, K, Cl augmentent proportionnellement dans les eaux de la région cela à cause de la similitude du processus qui génère ces éléments.

Tableau V-11 : Matrice de corrélation campagne 2014

R	pH	C25°C	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
pH	1									
C 25°C	-0,21	1								
Ca	-0,61	0,7	1							
Mg	0,09	0,5	0,05	1						
Na	-0,23	0,88	0,69	0,25	1					
K	-0,31	0,85	0,69	0,19	0,88	1				
HCO ₃	-0,42	0,35	0,42	0,42	0,3	0,15	1			
Cl	-0,26	0,86	0,66	0,24	0,97	0,86	0,27	1		
SO ₄	-0,1	0,63	0,41	0,88	0,45	0,35	0,51	0,41	1	
NO ₃	-0,4	0,11	0,29	0,04	0,26	0,36	0,25	0,28	0,2	1

La dissolution des roches et l'élément clé dans ces réactions qui fournit l'ensemble des éléments chimiques. La Halite fournit essentiellement les chlorures et le sodium, la sylvite fournit du potassium et du chlore, le sodium effectué des échanges directs avec le Calcium favorisant une sursaturation en calcite et rend ainsi la composition chimique de ces eaux appauvrie en Halite, Anhydrite et Gypse. La dissolution de ces deux éléments fournit des concentrations excédentaires de calcite, les indices de saturation calculés témoignent de ce processus.

Le magnésium provient de la dissolution de l'epsomite et de la dolomie cela peut être interprété par la corrélation insignifiante avec le Ca témoignant d'une origine différente.

D'une manière générale on peut dire que la karstification identifiée dans la région provient principalement de la dissolution des matériaux évaporitiques qui constituent le Sénonien lagunaires, les cas identifiés dans les carbonates proviennent de la réactivation tectonique durant le sénonien qui a affecté le Sahara algérien et qui a engendré probablement des zones broyées et affaiblies.

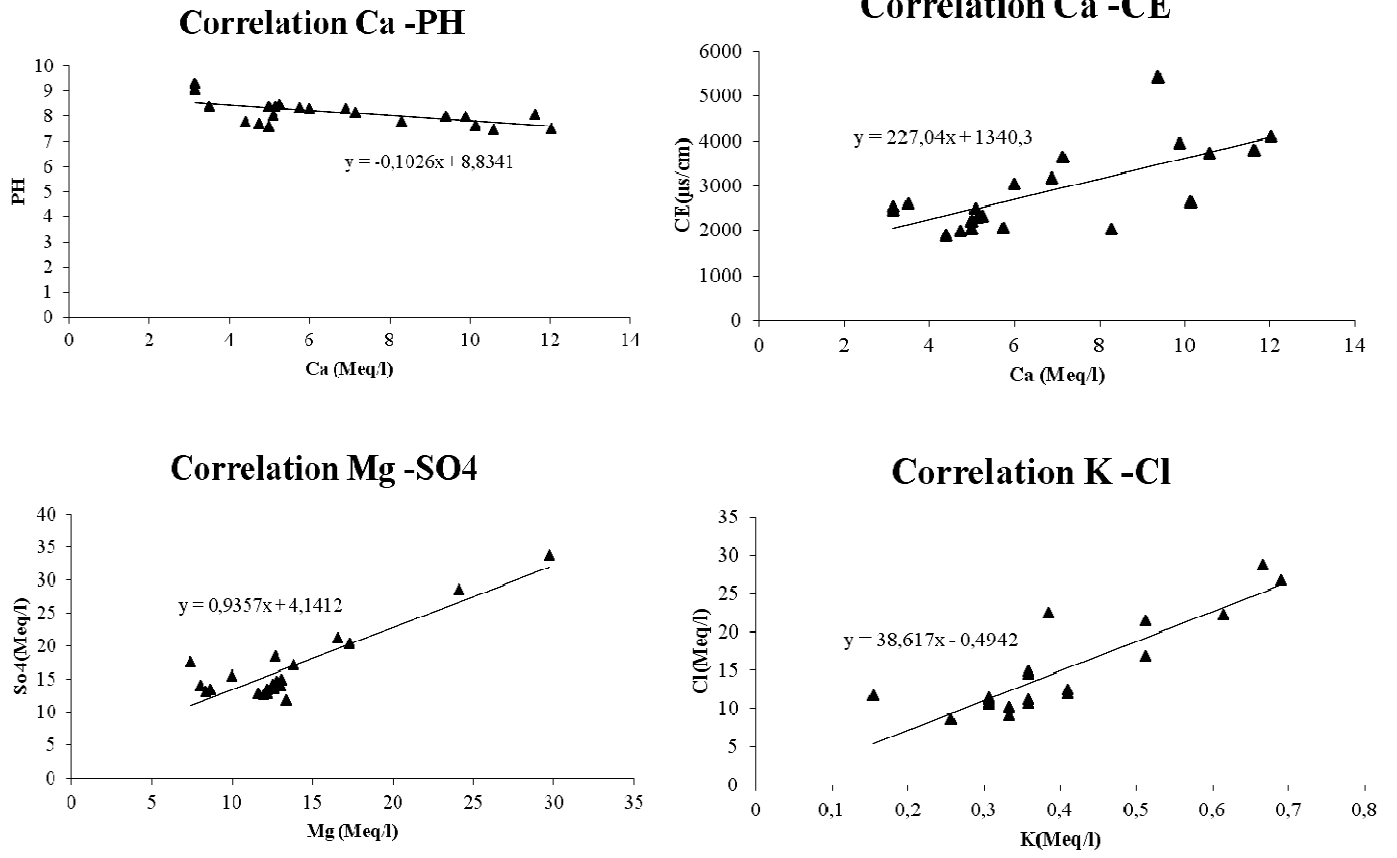


Figure V-26 : Corrélations entre les différents éléments chimiques

V-2-12-Analyse en composante Principale :

L'analyse en composantes principales (ACP) est employée pour étudier le comportement chimique des eaux. Elle permet, à partir d'une matrice à n échantillons (individus) et p variables, la description du nuage dans un espace à p dimensions. On projette le nuage de points dans un espace à deux dimensions, déterminé à partir des axes principaux ou factoriels. Cette projection permet de minimiser l'erreur de la représentation des données (Zeddouri, 2007).

Dans l'espace des unités statistiques, l'ACP permettra de regrouper selon des facteurs identiques les échantillons présentant des caractères d'origine ou d'évolution similaire. L'interprétation de l'ACP consiste ensuite à déterminer les facteurs responsables (composantes principales) de la structure observée.

Avec les observations des N variables on construit la matrice ($N \times N$). L'analyse en composantes principales se propose de trouver les vecteurs propres de cette matrice ainsi que leurs valeurs propres (une matrice $N \times N$ à N valeurs et vecteurs propres).

Les vecteurs propres sont les "facteurs" ou "composantes principales" de l'ACP. La valeur propre, relative à chaque vecteur propre, représente la variance de l'ensemble des observations expliquée par ce vecteur. Dans l'ACP, les valeurs propres sont classées par ordre décroissant. Le premier vecteur propre, relatif à la valeur propre la plus importante, est celui qui exprime le plus fort pourcentage de la variance totale du nuage de points. Le second, indépendant du premier (donc perpendiculaire dans l'espace à N dimensions) et relatif à la deuxième valeur propre la plus importante, exprime la plus grande partie de la variance résiduelle, et ainsi de suite (Zeddouri, 2007).

A partir des vecteurs propres de la matrice des corrélations on calcule les coordonnées des observations sur les axes factoriels (composantes principales).

Dans le cadre de notre étude 13 variables ont été pris en compte représentés par les paramètres physico-chimiques suivants : Ca, Mg, Na, K, Cl, SO_4 , HCO_3 , PH, NO_3 conductivité électrique (CE), TH (Titre Hydrométrique), Minéralisation (total des sels dissouts) et le Résidu Sec (RS), La projection des variables et des individus a été effectuée sur 2 axes, qui représentent 65,32% de la variance totale.

L'analyse en composantes principales montre la structure des données chimiques par trois facteurs principaux (F1, F2 et F3) les autres axes (de F4 à F13) ont des valeurs de la variance inférieures à 10% (figure V-27). Le tableau 12 exprime les valeurs propres des pourcentages de variance, ainsi que celui de la variance cumulée pour chaque axe.

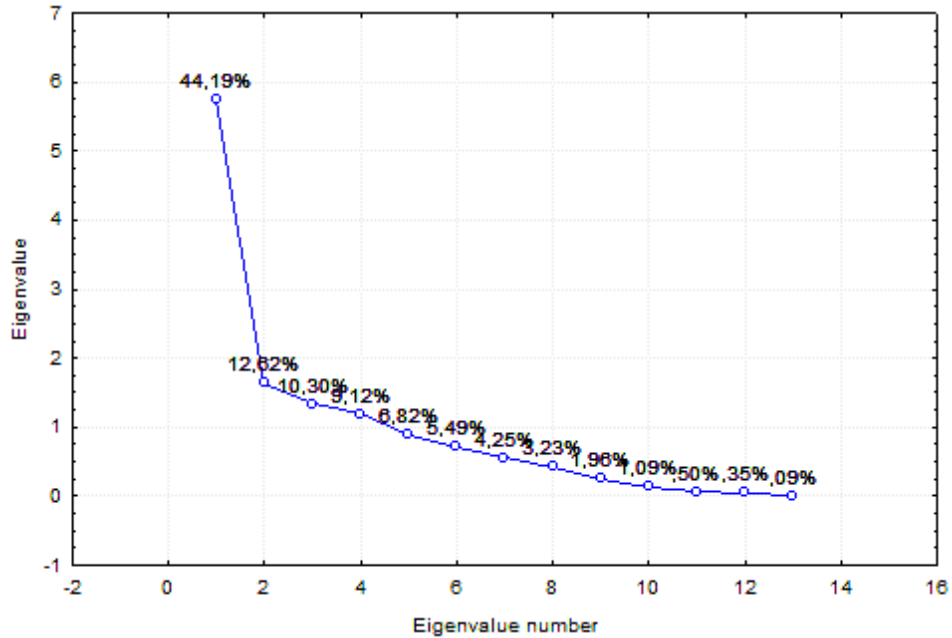


Figure V-27 : Représentativité des axes factoriels

L’axe F1 exprime 44,18% de la variance. La partie positive de cet axe est liée au groupe de variables (pH), tandis que sa partie négative regroupe les autres paramètres.

Tableau V-12 : Valeurs propres, pourcentage et cumul de la variance.

Axe	Valeurs propres	% variances	% cumulé
F1	5,744476	44,18828	44,1883
F2	1,640539	12,61953	56,8078
F3	1,338864	10,29895	67,1068

L’axe F2 exprime 12,61% de la distribution totale des variances. La partie positive est liée au, SO₄, Ca, HCO₃ et NO, tandis que la partie négative du F2 explique la contribution de la, CE, Mg, Na, Cl, K, PH et le résidu sec (figure V-28 a).

La projection des individus sur le plan F1F2 (figure V-28 b), montre l’existence de Trois ensembles de forages :

Le premier représente ceux qui sont situé au centre d’Ouargla et de HassiMessoud. Ce sont les points F4, F7, F16, F17, F18, F10, F34, F18, F16(Figure V-28 b) caractérisés par une concentration faible a moyenne du Ca et du Na et la conductivité électrique ce qui signifie une

minéralisation moyenne à faible. Ces forages sont situés dans la partie amont du réservoir Sénonien ce qui ne permet pas la concentration des ions.

Le deuxième ensemble se situe sur la partie négative de l'axe F1 et comporte des forages captant la nappe du sénonien se trouvant en dehors de Ouargla ils sont caractérisé par des fortes concentrations en Ca, SO₄, Cl avec des valeurs importantes de conductivités électriques et de minéralisation, cela est à cause des apports de la nappes du Moi-pliocène affectés par dissolution gypseux salifère.

Dans le troisième ensemble, on trouve F31, F33, F39 et F30 tous des forages du Sénonien ayant des concentrations en Cl⁻ supérieures à 1000 mg/l.

Ces eaux fortement chargées sont issue de l'échange entre l'échange des nappes du CT car la zone est affectée par une fracturation importante ce qui permet une infiltration vers les eaux les plus profondes (figure V-22).

La projection des variables sur le plan F1F3 (figureV-29 a) représente, quant à elle, 54,49% de la variance. L'axe F1 a la même signification que précédemment, il exprime la minéralisation et regroupe le PH alors que l'axe F3 présente 10,19% de la variance avec le pôle des carbonates qui présente une relation inverse entre les bicarbonates SO₄ et le Na.

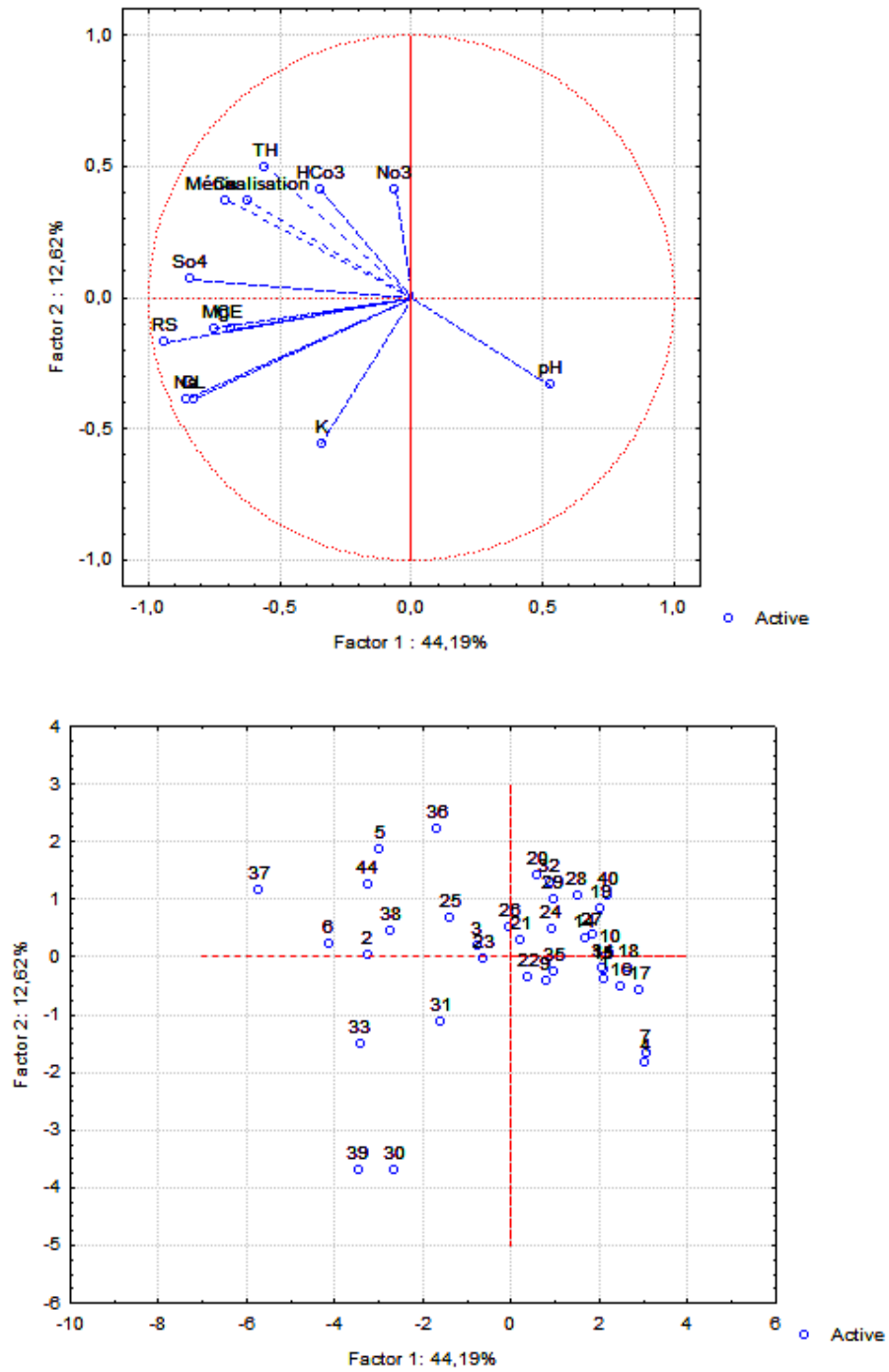


Figure V-28 : a) Analyse en composante principale Axes F1, F2. b) représentation des individuées pour F1, F2

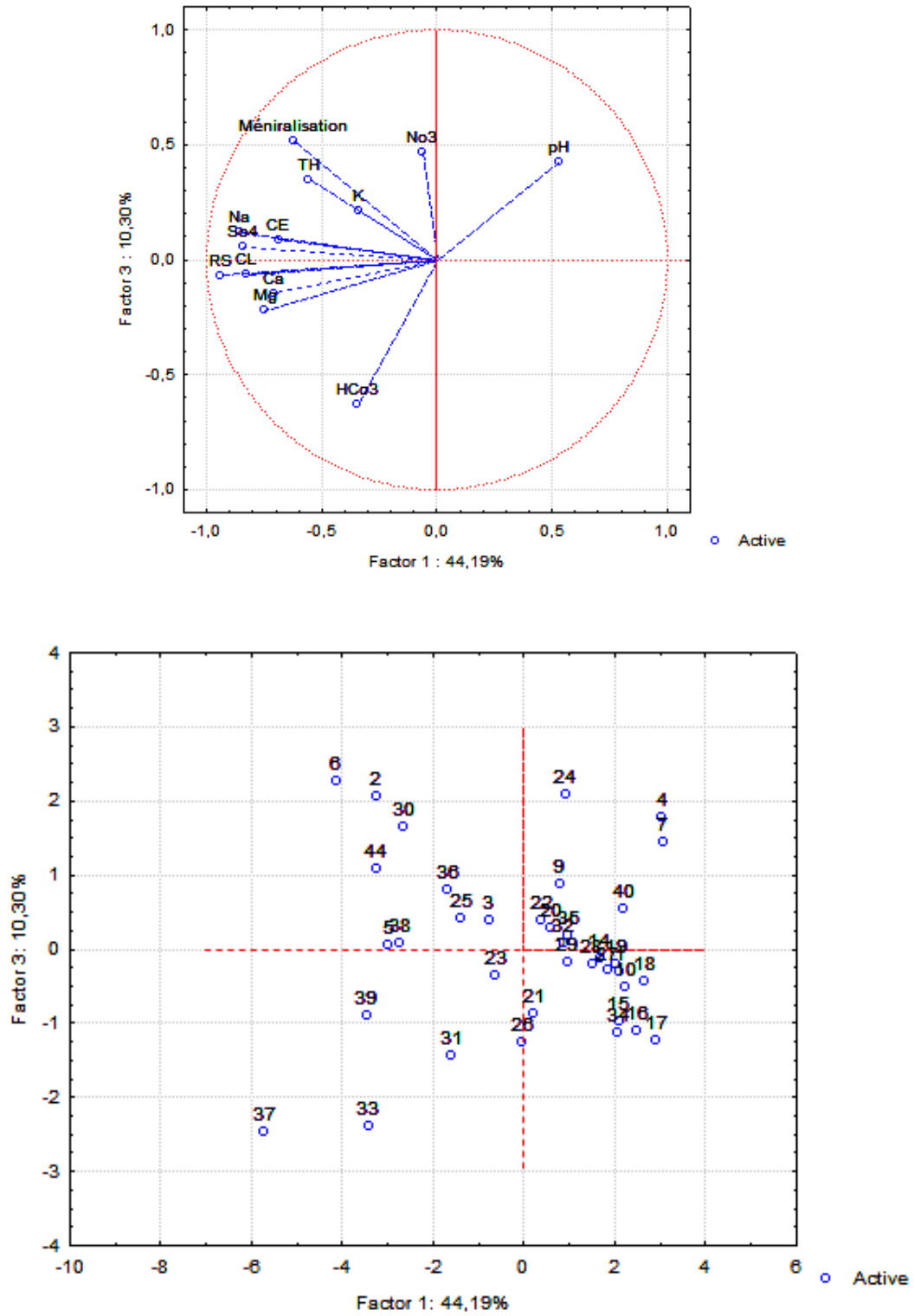


Figure V-29 : Analyse en composante principale Axes F1, F3. b) représentation des individuées pour F1, F3

V-2-13-Réseau de Neurone Artificiel

-Application du modèle des neurones à l'hydrochimie

Les réseaux de neurones artificiels (RNA ou ANN) sont issus des premiers travaux réalisés dans le domaine de l'intelligence artificielle pour modéliser le fonctionnement du cerveau humain (McCulloch et Pitts, 1943) en se basant principalement sur le concept des neurones. Les réseaux de neurones artificiels constituent une nouvelle approche de modélisation des systèmes complexes, particulièrement utile lorsque ces systèmes sont difficiles à modéliser à l'aide des méthodes statistiques classiques. Il s'agit d'un modèle empirique non linéaire (Fortin et al., 1997).

R. Hecht Nielsen (1990) donne la définition suivante : un réseau de neurones est un système de calcul composé d'éléments de traitement simples fortement interconnectés, qui traitent l'information par leur changement d'état dynamique en réponse à une entrée externe.

V-2-13-1-Etablissement du modèle :

L'application des réseaux de neurone artificielle nécessite un jeu de données d'entrée et une cible à la sortie, dans ce travail les inputs sont les concentrations des ions Ca, Mg, Na, Cl, HCO₃, SO₄, K et les paramètres physiques de résidu sec et du pH, la cible et la conductivité électrique de l'eau (CE).

Nous signalons que les paramètres utilisés sont analysés au laboratoire de l'agence nationale des ressources hydrogéologiques ANRH Ouargla, la conception du modèle était effectuée par le logiciel Statistica V8.

Le réseau de MLP peut être représenté par la forme suivante :

$$\{CE\} = ANN [Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{++}, K^+, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, pH, RS].$$

Un schéma de ce réseau est donné sur la figure V-30 et montre une structure typique avec des signaux qui découlent des nœuds d'entrée, traversant les nœuds cachés, atteignant par la suite le nœud de sortie.

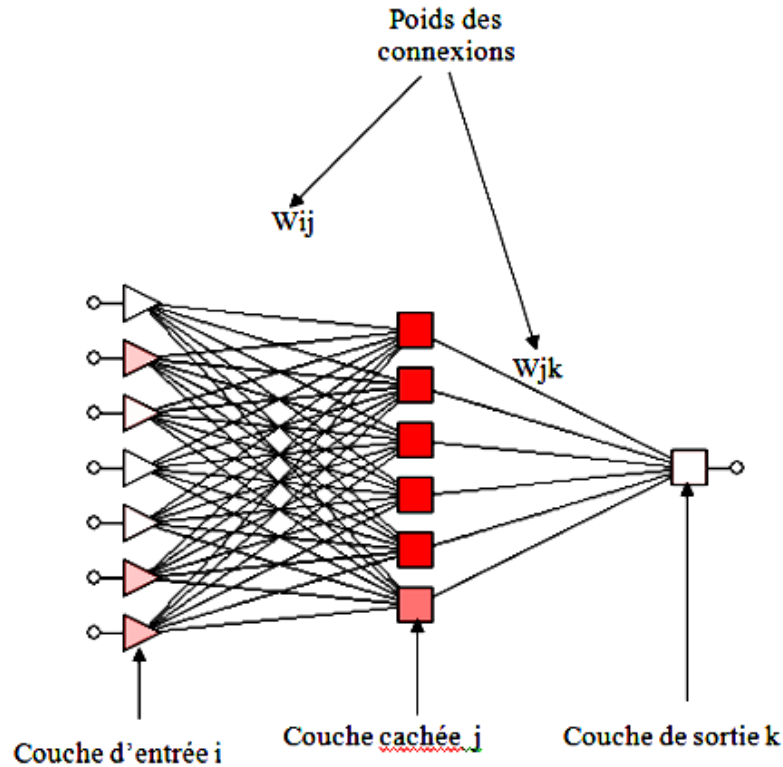


Figure V-30 : Architecture du Model RNA (Zerrouki, 2013 ; Habes ,2013)

Un poids numérique est attribué à chacun de raccordements d'entre-nœud. Le poids de W_{ij} représente la force des raccordements des nœuds entre l'entrée et la couche cachée tandis que W_{jk} représente la force des raccordements des nœuds entre la couche cachée et de sortie. Chaque nœud caché (j) reçoit des signaux de chaque nœud d'entrée (i) qui porte des valeurs standard (X_i) d'une variable d'entrée (Zerrouki, Habes 2013).

V-2-13-2-Calibration et vérification du modèle:

La vérification a été employée pendant l'arrêt des critères de détermination du nombre optimal de nœuds de la couche cachée (Braddock et al, 1997) tout en évitant l'excès dans l'apprentissage (Campolo et al, 1999). La vérification en travers est une technique utilisée généralement en modèles d'ANN, elle a prouvé un impact significatif sur la division des données (Bruden et al, 1997).

Cette technique vise à former le réseau en utilisant un ensemble de données, et à comparer la Performance par rapport à un modèle vérifié non utilisé dans l'apprentissage. Ceci examine la capacité du réseau de généraliser correctement sur l'ensemble des données en observant si l'erreur de vérification est raisonnablement basse.

L'apprentissage sera arrêté quand l'erreur de vérification commence à augmenter (Lallahem et al, 2002). Le Modèle a été divisé en sous-ensembles, un pour le calibrage (apprentissage), un pour la vérification en travers du réseau et un pour l'essai (validation). Soixante-dix pour cent des données ont été choisis pour la formation 65%, 15% pour la vérification et les 20% restant pour examiner la validité de la prévision de réseau.

V-2-13-3-Calibration et vérification du modèle Résultats et discussion :

Les modèles d'ANN ont la capacité de déterminer quelles entrées sont critiques. Ils sont utiles principalement pour des problèmes complexes où le nombre d'entrées est grand où aucune connaissance a priori n'est disponible pour déterminer les entrées appropriées (Lachtermacher et al, 1994).

L'implication et la contribution de chaque facteur dans la création des résultats sont exprimées par l'analyse de sensibilité, elle permet d'avoir une idée sur les paramètres qui influencent considérablement les variations des résultats.

Deux type de réseau de Neurone ont été testé dans ce travail le premier est un réseau de neurone multicouche et le deuxième est un réseau RBF (fonction radiale de Base).

Pendant l'analyse, 20 réseaux ont été examinés. Le meilleur modèle optimal du RNA trouvé est le MLP (5 couches) avec 93 nœuds cachés (figure 4).

L'erreur minimale est de 0,03 comparé aux autres types de réseaux RNA (tableau V-13).

Tableau V-13: Valeurs propres, des erreurs relatives entre deux modèles RNA.

Type du Réseau	Erreur relatif (RMS)
RBF	0.157
MLP	0.03

Le modèle a une bonne performance dans l'apprentissage avec un rapport de régression de 0.05562 et un coefficient de corrélation plus haut que 98% pour l'apprentissage, plus de 98% pour la vérification et plus de 96% pour la validation (tableau V-14); il montre un excellent accord entre la conductivité observée et simulée (Figure V-31)

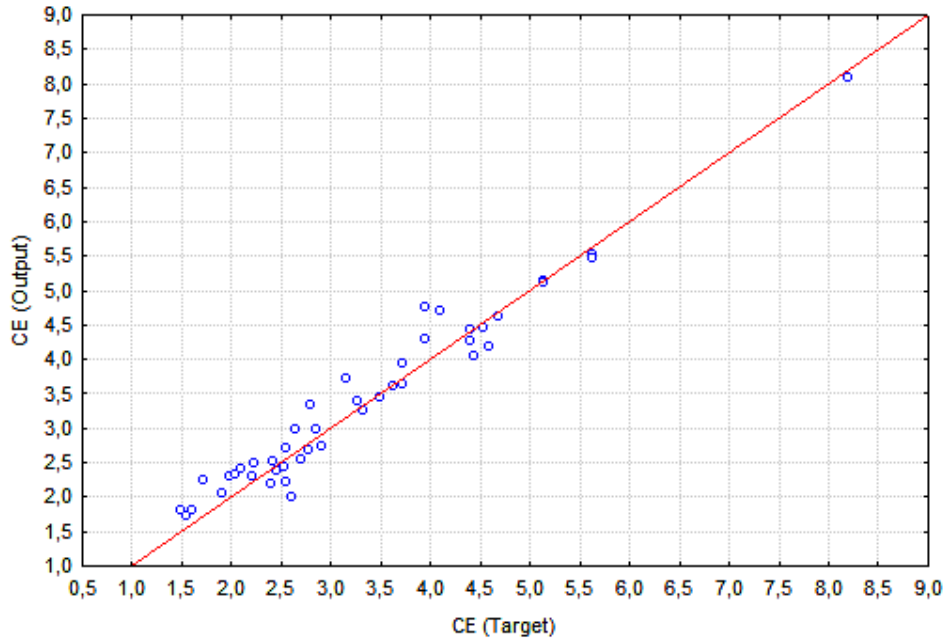


Figure V-31 : Corrélations entre la conductivité calculé et mesuré

Tableau V-14 : coefficients de corrélation durant la création du modèle

	Apprentissage CE	Vérification CE	Validation CE
Coefficient de corrélation	0.986	0.985	0.967
Erreur	0,027405	0,032241	0,060083

L'analyse de sensibilité du RNA des variables de qualité de l'eau en phases d'apprentissage et de vérification indique que selon le degré de sensibilité, six sur neuf éléments à savoir respectivement: Mg, Ca, SO₄, Na, résidu sec et le Cl sont les facteurs influençant la conductivité électrique dans les eaux la région d'étude. (Tableau V-15).

Tableau V- 15 : Analyse de sensibilité pour les paramètres Input

	Mg	Ca	SO₄	Na	RS	Cl
Rank	1	2	3	4	5	6
Ratio	30,300	36,086	32,437	31,040	32,199	29,845

Conclusion :

Dans ce chapitre deux méthodes sont utilisées pour mettre en évidence l'influence des structures superficielles sur la qualité hydrochimique et l'hydrodynamisme de la nappe du Sénonien carbonaté dans la région d'Ouargla.

La télédétection a permis de cartographier les ensembles géologiques responsables de la contamination des eaux souterraines par les sels. La répartition des formations gypseuse et des croutes gypso-salifères dans la partie sud de la vallée d'Oued Righ est le responsable du faciès hydrochimique chloruré sulfaté calcique et magnésien.

Cette répartition gère une grande partie des écoulements de surface s'il existe. Dans le plateau de Larbaa les formations sont de nature détritiques, alluvionnaire, carbonatés et gypsifères.

Cette variabilité lithologique gère d'une partie la karstification et le comblement des réseaux préexistant, la fracturation superficielle joue un rôle prépondérant dans l'infiltration des eaux superficielles vers les formations souterraines. Le Sénono-Turonien est caractérisé dans la région du Mzab par des fractures orientées NE-SW, NW-SE, E-W, ENE-WSW, NNW-SSE.

Ces résultats sont en concordance avec ceux déterminés par les travaux ultérieurs dans la région du Mzab. La dynamique souterraine est souvent influencée par ce type de fracture. Les phases tectoniques récentes sont à l'origine de plusieurs phénomènes karstiques apparues dans la région, la réactivation sénonienne est la plus significative à l'égard du phénomène.

la relation entre l'évolution des karsts et les potentialités hydrogéologiques de la nappe carbonatée, s'explique à travers l'étude hydrochimique de la composition des eaux, la distribution de la minéralisation indique que les eaux du sénonien sont fortement chargés dans la partie aval d'Oued Righ en allant vers les chotts, cela est justifié par la géométrie de la nappe sénonienne.

L'élaboration des cartes en isobathe et en isopaques a permis d'identifier le sens global des écoulements et de mieux visualiser la dispersion du karst au sein des calcaires sénonien.

Cette étude hydrochimique est limitée au sénonien de la vallée d'Oued Righ vu que les données disponibles sur le turonien carbonaté (zone située entre Djelfa et Laghouat) sont loin des zones à intérêt karstique afin d'éviter toute interprétation aberrante ces résultats ont été écartés de l'étude.

La corrélation entre les éléments chimiques et le calcul des indices de saturation permet de comprendre le mécanisme global des spéciations géochimiques dans les eaux de cette nappe.

L'analyse en composante principale a permis de classer les eaux selon les pôles les plus dominants dans les axes factorielles, les résultats ont confirmé l'échange entre les nappes superficielles et les nappes sénoniennes.

L'étude par réseau de neurones artificielle a pour objectif de combler le manque en informations hydrochimique et d'évaluer les paramètres du modèle conçue pour les applications géologiques et hydrogéologiques.

Les résultats obtenus dans cette étude indiquent que ce sont les réseaux de MLP qui s'avèrent être la meilleure structure du RNA pour modéliser et prévoir l'interaction des éléments influençant la qualité des eaux.

L'originalité de ce travail de modélisation réside dans l'utilisation des réseaux neuronaux (approche connexionniste) qui sont fondés sur des modèles qui tentent d'établir des relations entre les paramètres d'entrée et de sortie par interconnexions des neurones.

L'intérêt de ces modèles réside dans leur capacité d'apprendre des relations complexes à partir de données numériques. C'est pourquoi le choix et l'application d'un modèle neuronal demeure un domaine de recherche très actif contrairement aux modèles stochastiques classiques.

Chapitre VI

Le karsts au Nord du Sahara Algérien : Caractéristiques géologique et hydrogéologiques

VI-1-Apport des données de forage et de diagraphie

Les karsts se présentent à la surface par les poljés, les dolines, les gouffres et les effondrements. En profondeur la morphologie est différentes caractérisée souvent par des réseaux souterrains et des chambres karstiques. L'extension de celui-ci peut atteindre plusieurs kilomètres .Au sud Algérien les dunes de sable couvrent la majorité du paysage ce qui rend l'identification morphologique difficile, dans ces régions, on se base sur les logs de forages et sur les données diagraphiques pour estimer l'importance du phénomène.

Les logs de forages illustrés dans la figure VI-1 représentent la partie Nord de la région des Dayas démontre l'existence de plusieurs facies le substrat est de nature carbonaté attribué au Turonien (Gousskov et Breigert,1946),surmonté par des dépôts alluvionnaires epaisses de 9 a 10 m par endroits .

Au sud de Laghouat, les calcaires crétacés s'enfoncent rapidement vers le Sahara pour ne plus réapparaître qu'au environ de Tilhemt. Dans cette région le synclinal est rempli de matériaux détritiques d'âge Plio-Quaternaire (Capot-Rey, 1939).

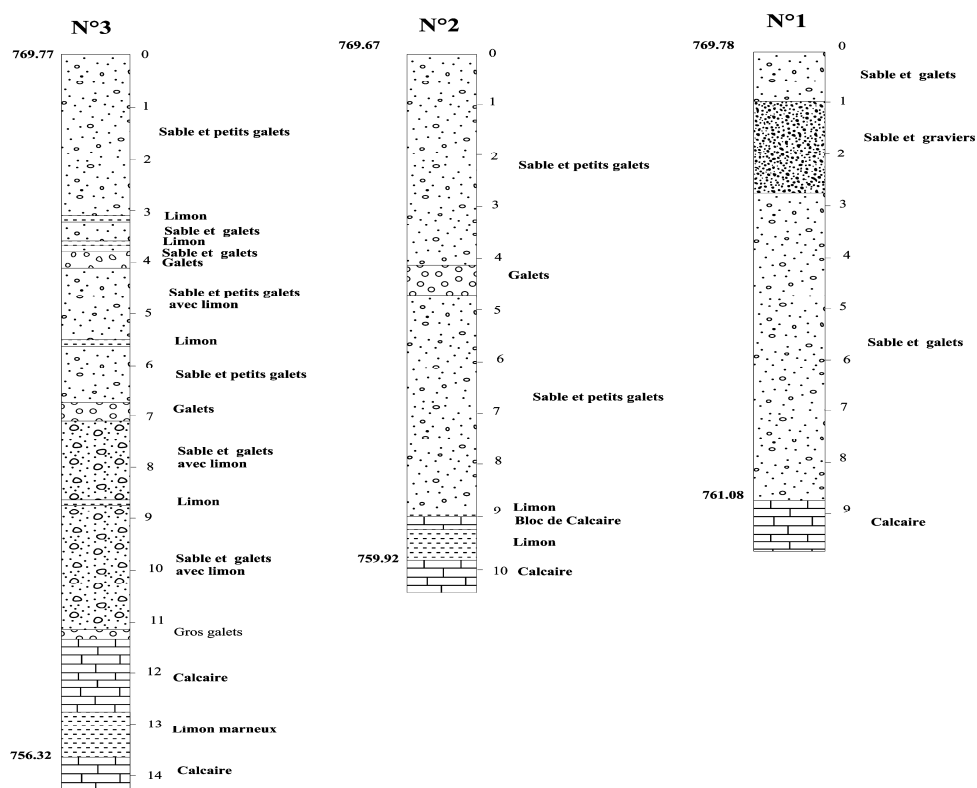


Figure VI-1 : forages réalisés dans la région des Dayas (entre l'Est de Laghouat et le Sud Djelfa)

Dans la région d'Ouargla, Hedjira et Hassi Messoud l'épaisseur des calcaires Maestrichtien est très importante elle atteint plus de 250 m, souvent affectés par une fracturation intense et des pertes totales en boue durant les travaux de forage (figure VI-2).

Sur plus de 130 forages, 32% sont affectés par les pertes totales de boue, la diagraphie représentée ci-dessous (figure VI-2) montre la perte de pression dans l'espace annulaire et la diminution brutale du volume de boue dans le circuit de retour.

Les formations à karsts dans la région de berkaoui sont attribuées au Sénonien carbonaté plusieurs forages présentent les mêmes caractéristiques, le volume de boue perdue est important.

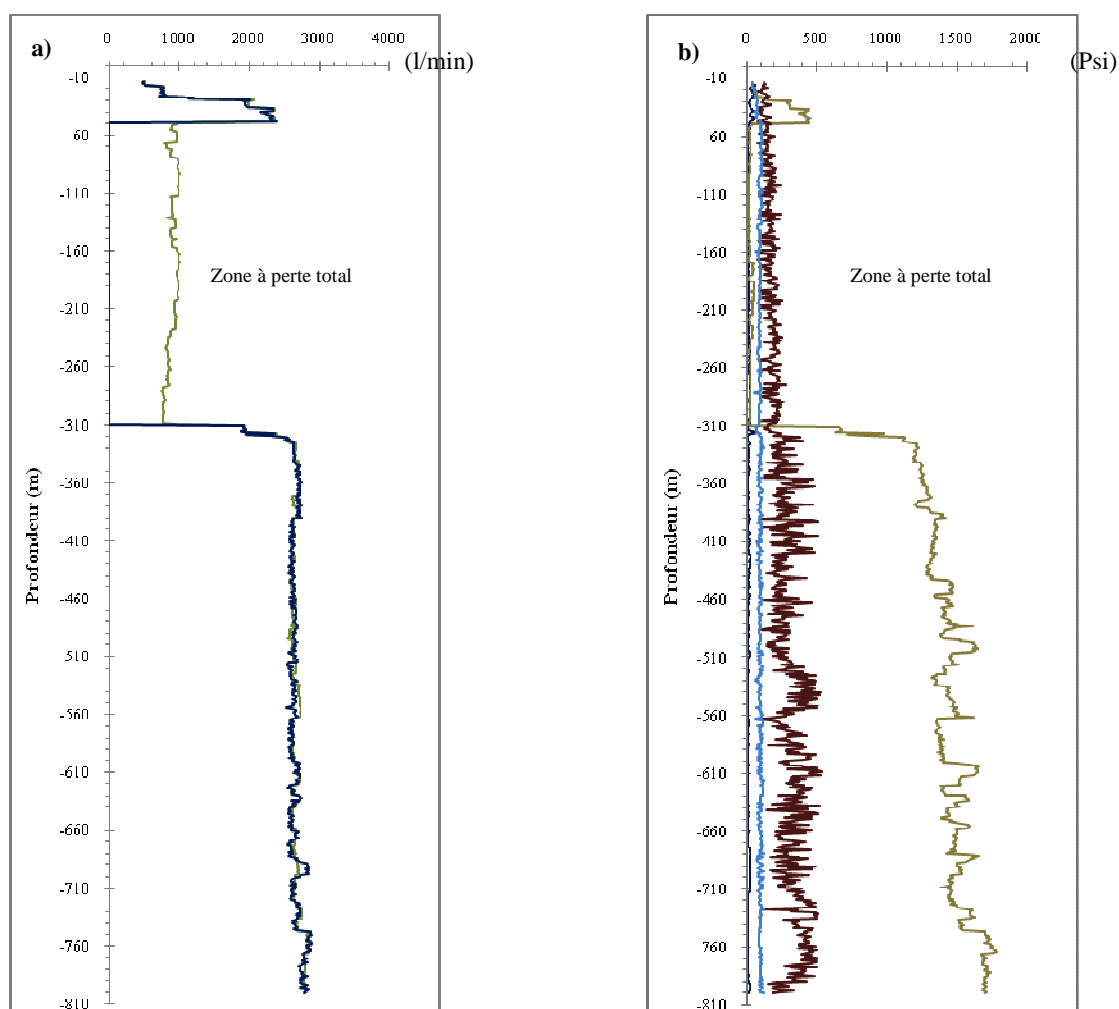


Figure VI-2 : Quelque exemple sur les diagraphies instantanées du puits OKS 04 Berkaoui
a) **en vert :** flow in de la boue (l/min), **en bleu :** flow out de la boue de forage (circuit de retour de boue) (l/min).
b) **en rouge :** le torque électrique, **en bleu :** rotation par minute de la tête de forage, **en noire :** le taux d'avancement en min/m, **en vert :** pression dans les annulaires (psi)

-Modèle Stratigraphique

Le model conçue couvre le périmètre situé entre Berkaoui ,Hassi Messoud ,Hedjira au Nord et le Sud d'Ouargla, l'application du krigage sur les données de 132 forages hydrique et pétrolier a permis d'améliorer la précision du modèle (erreur de 5%) , ,un filtre polygonale (en haut et en bas) est appliqué afin de minimiser les interprétation aberrante.

Ce terrain présente une aptitude à la karstification, le Mio-Pliocène est constitué essentiellement de formation perméable et semi perméable (sable, argile et argile sableuse) le volume total occupé par ces formations dans la région d'Ouargla -Hassi Messoud- Hadjira est estimé à environ $6,22 \cdot 10^{12} \text{m}^3$ (tableau VI-3).

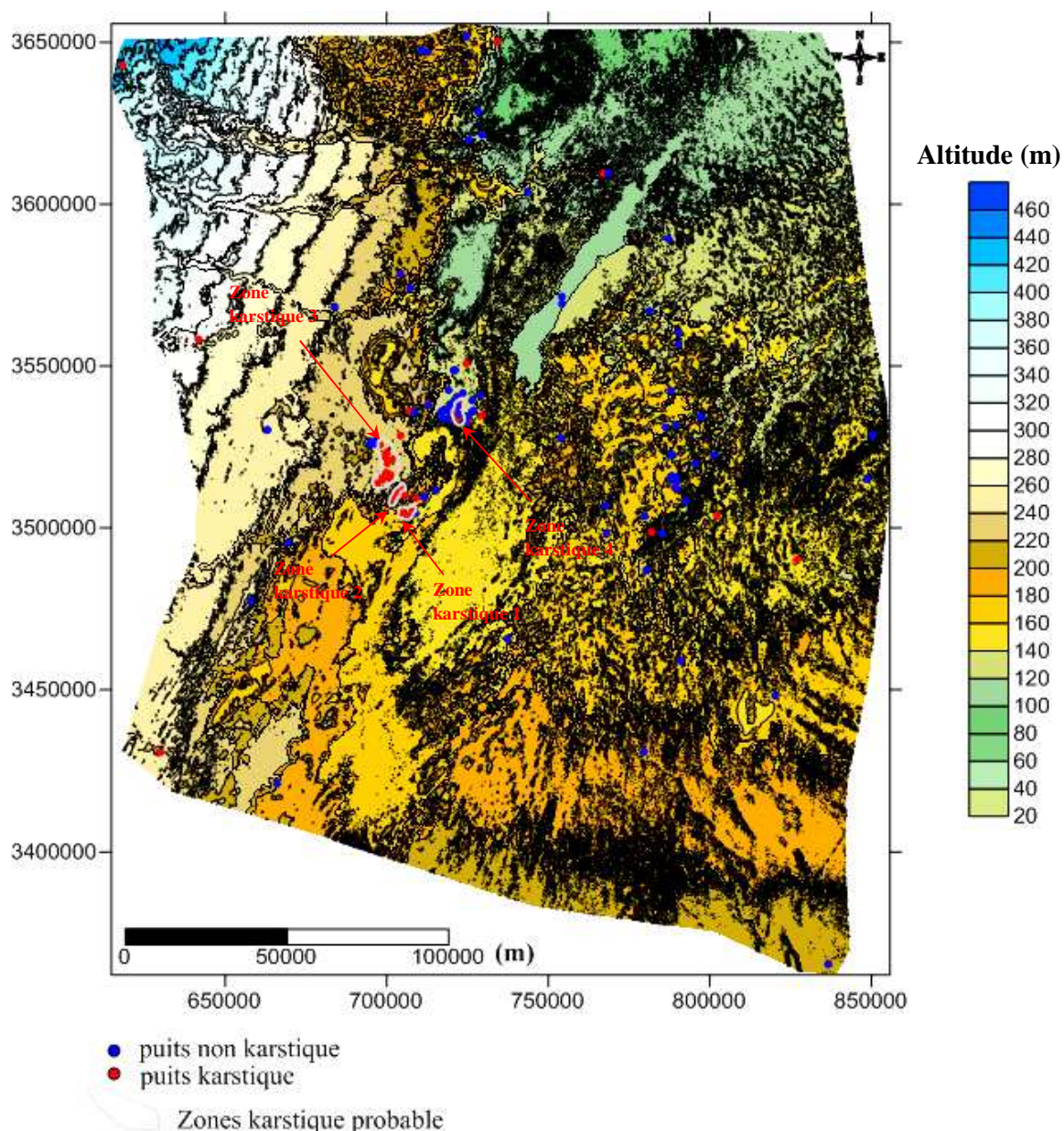


Figure VI-3 : Implantation des 132 forages et la zone karstique suspectée

A partir de Djamaa et jusqu'à la bordure Sud de l'Atlas saharien, le volume des sédiments Mio-Plio-Quaternaires augmentent considérablement ; le substrat est purement argileux (Eocène moyen) réduisant les possibilités d'un contact probable entre les nappes du Plio-Quaternaire - de l'Eocène inférieur et du Sénonien carbonaté .Le sillon de Melghig représente la zone d'accumulation des eaux du Mio-Pliocène, la profondeur des forages du sénonien carbonaté peut dépasser les 500m, .L'épaisseur du substrat argileux (Eocène) entre Ouargla-Touggourt diminue considérablement. Les calcaires phosphatés de l'Eocène sont dispersés de part et d'autre et ne constituent pas une formation géologique continue et à vaste étendue le volume est estimé à $2,16 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ (figure VI-4).

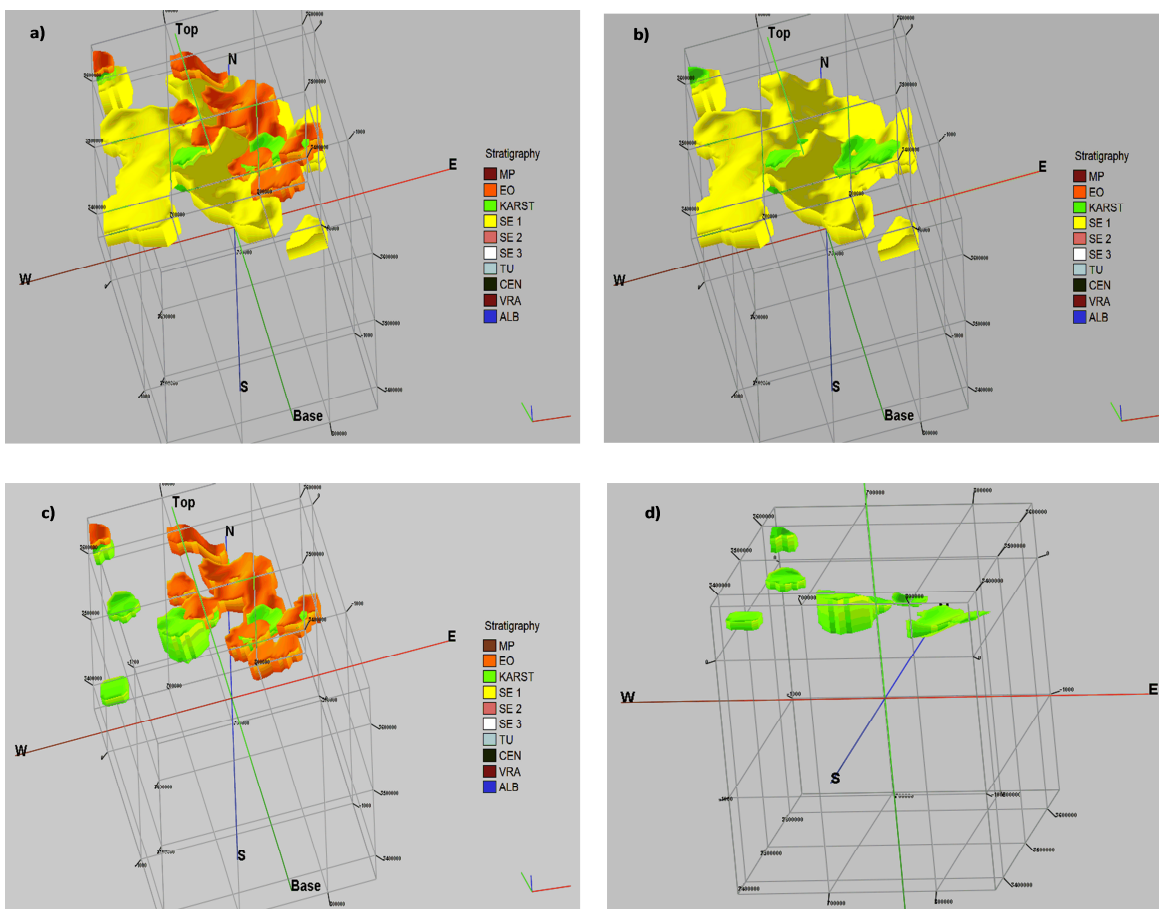


Figure VI-4 : Modèle stratigraphique en 3D de la région d'Ouargla, Hassi Messoud et Hedjira.

MP : Mio-pliocène, **EO :** Eocène, **SE1 :** Senonien carbonaté, **SE2 :** Senonien Anhydritique, **SE3 :** Sénonien Salifère, **TU :** Turonien, **CEN :** Cénomaniens, **VRA :** vraconien, **ALB :** Albien.

Le Sénonien est subdivisé en trois faciés : le Sénonien carbonaté (volume estimé = $5,9.10^{12} \text{ m}^3$), le Sénonien Anhydritique (volume estimé = $8,44.10^{12} \text{ m}^3$) et le Sénonien salifère (volume estimé = $4,39.10^{12} \text{ m}^3$). La présence de ce dernier est limitée à la partie Nord Est du Sahara Algérien.

Ces données préliminaires permettent de dire que la zone peut abriter des karsts, vu le volume important des formations carbonatées et solubles, et les pertes énormes en boue enregistrés durant plusieurs travaux de forage surtout entre les formations de l'Eocène et du Sénonien (carbonates et Anhydritique).

Ces pertes manifestent les paléo-karsts couverts par les formations superficielles et colmatés par les dépôts. Souvent dans l'hydrogéologie de la région, on sous-estime les potentialités des nappes de l'Eocène et du Sénonien carbonaté ; vu les faibles débits fournis, mais on se pose jamais la question sur leur entité hydrogéologique : sont elles des nappes karstiques colmatées ou des nappes fissurales ?

Tableau VI-1 : volume de formations estimées après modélisation géologique

Formation	Volume estimé (m^3)
Mio-pliocène	$6,22 .10^{12}$
Eocène	$2,16 .10^{12}$
Karst	$0,88 .10^{12}$
Sénonien carbonaté	$5,9.10^{12}$
Sénonien Anhydritique	$8,44.10^{12}$
Sénonien Salifère	$4,39.10^{12}$
Volume des formations solubles (m^3)	$20,9.10^{12}$
% occupé par le karst dans les formations solubles	4.25 %

Le modèle stratigraphique conçu avec un degré de confiance de 95% a permis de calculer le volume du karst dans la région. La première étape de la karstification est la disponibilité d'un réseau hydrographique dense et actif assurant le ruissellement des eaux vers les profondeurs. Durant la phase Holocène, le Sahara était une zone humide et marécageuse ; l'infiltration des eaux vers les carbonates peut être assurée par les formations superficielles du Mio-Pliocène. La deuxième étape est la présence d'un réseau de fracture et de faille pour faciliter l'érosion physique et chimique de ces roches. Entre la phase autrichienne et villafranchienne plusieurs Événements tectoniques ont eu lieu favorisant l'hypothèse d'un réseau de fracture ouvert dans les carbonates .Cela se confirme par les résultats obtenues par la gravimétrie.

L'arrangement de plusieurs forages karstiques a permis de délimiter 04 zones (en gris, figure VI-3) qui sont fortement suspectées et qui nécessitent un suivi permanent afin de mieux comprendre le mécanisme du système en place.

A partir de Ghardaïa la puissance des couches carbonatées est moyenne avec une épaisseur de 50 à 120 m environ. Malgré cela plusieurs, cavités et galerie ont été mise en évidence (cas des Grottes de figher, louss, et de Beni izgen). En allant vers Hassi R'mel, Belil et Laghouat, les calcaires maestrichtiens et Turoniens augmentent en puissance pour atteindre plus de 100 m d'épaisseur souvent très fracturées et karstifiées (figure VI-5).

Les formations du Turonien sont datées avec des faunes pélagiques représentées par des Fissurines, Globigerines et Gumbelines caractérisant un milieu de dépôt marin (Busson ,1972).

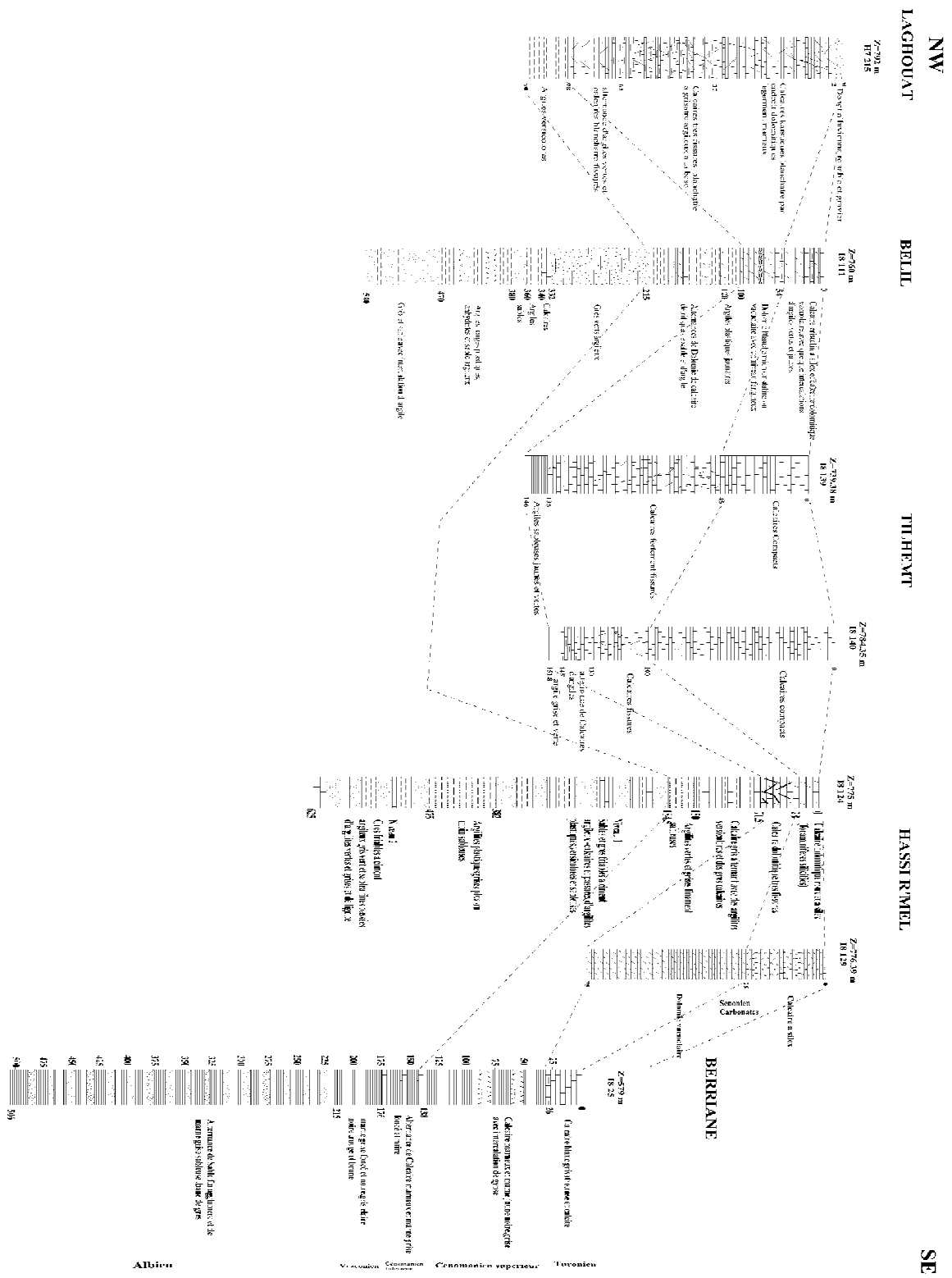


Figure VI-5 : coupe litho-stratigraphique à travers la zone des Days

VI-1-1-Morphologie superficielle

VI-1-1-1- Les Dayas

Les observations effectuées sur site ont permis de classer les phénomènes recensés en deux types :

Dans la partie Nord du secteur d'étude le réseau hydrographique est bien développé et comporte des cours d'eau de divers ordre de 1 à 5 (classification de strahler ,1957) intercalés par une concentration importante de dayas (3 à 5 dayas /km²). Ces formes sont circulaires à allongées avec des diamètres allant de quelques mètres à plus de 1km (figure VI-7) , leur profondeur dépassant les quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres avec parfois des abruptes très raides ou bien à pentes douces pour les dayas les moins développés. Elles sont interconnectées par des petits chenaux ou par des fractures continues en subsurface. Le fond de ces édifices est rempli de matériaux évacués par les oueds (souvent sec, sauf crue et torrent) . Leur puissance est ressentie à travers le désordre du paysage ,les matériaux sont transportés de part et d'autre des oueds formant des croutes consolidées .Les formations géologiques de surface sont constituées de calcaire, grés, des affleurements gypseux à vaste étendu et des formations alluvionnaires, dans les parois de ces dayas plusieurs cavités sont creusées de taille et de dimension variables, l'entrée de ces cavités est souvent rempli de dépôts sédimentaires ; plusieurs fractures sont observées souvent élargies sur une dizaine de mètre (galerie longitudinale) par l'effet de la dissolution et l'érosion mécanique (figure VI-6) .





Figure VI-6 : Elargissement des fractures par dissolution et érosion mécanique

Au centre et au sud de la région d'étude les dolines sont absentes, les phénomènes karstiques sont reconnaissable à travers quelques effondrement d'une dizaine de mètre de diamètre et à travers l'analyse des données de forages réalisés, des pertes totales ont été observées dans les formations carbonatées du Sénonien (de 80 à plus de 250m) surtout dans la région de Berkaoui et Guérrara. En allant vers Hassi Fhal (Sud d'El Golea) un puits vertical naturellement creusé dans le paysage calcaire par le déversement des eaux d'oued Ghzalat et oued Touil celui-ci dépasse 250 m de profondeur d'après les témoignages des habitants de cette région. Aucune information n'est disponible concernant sa profondeur totale ni son extension car aucune reconnaissance spéléologique n'a été menée à nos jours.

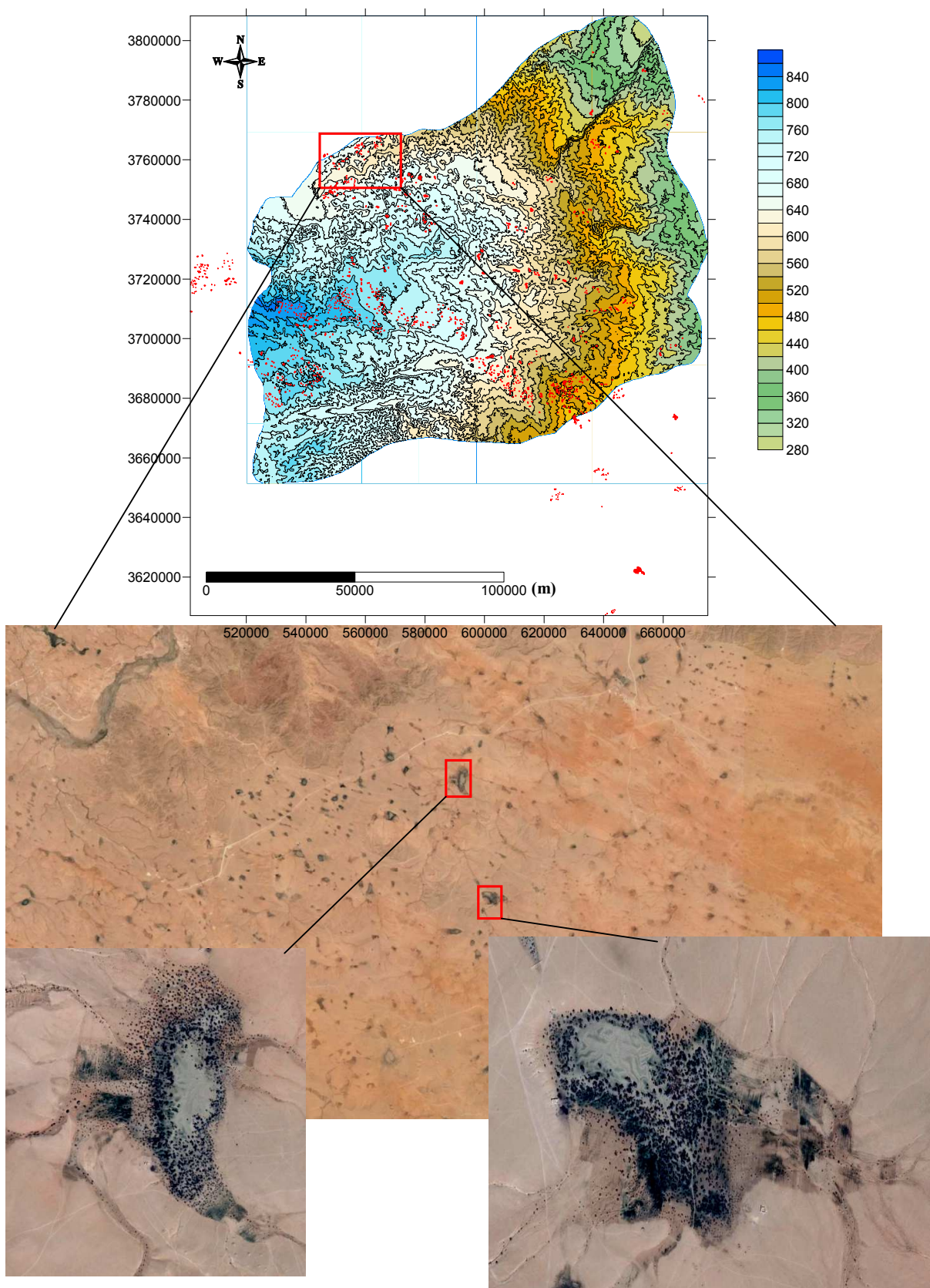


Figure VI-7 : Cartographie des dolines dans le plateau de Larbaa

(Estimé par J.N Salomon dans les zones arides à 3,4 mm/1000 ans) laissant la place à l'érosion mécanique produite par les pluies torrentielles et dévastatrices qui marquent les climats arides et semi arides. Ce type de karst se développe à l'occurrence d'un réseau de drainage superficiel actif intercalé par des dolines dispersées un peu partout dans la région.

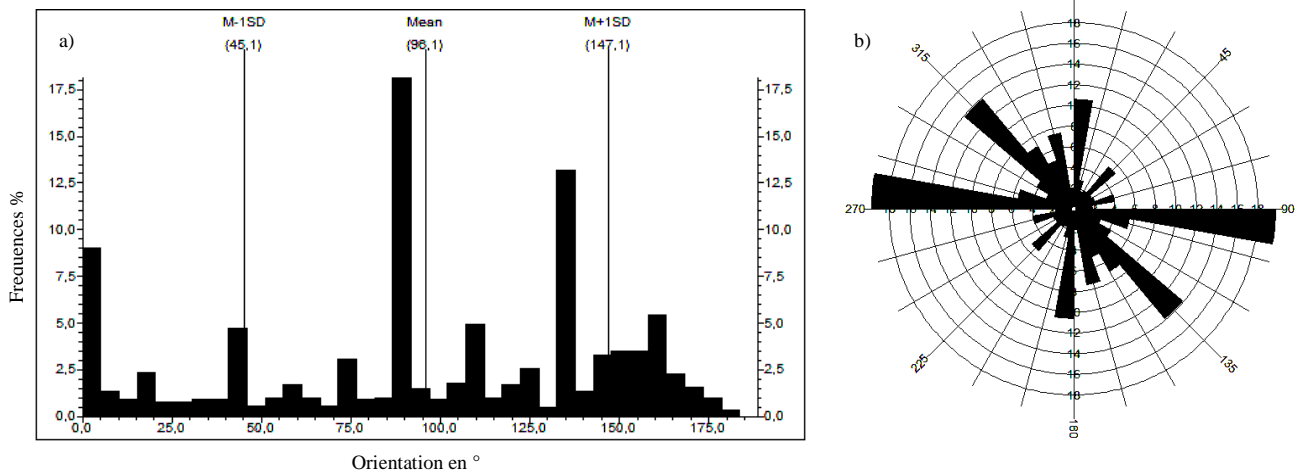
L'étude morphologique des dolines indique que la majorité ont une forme elliptique (à partir de l'analyse du rapport entre le plus grand axe d'allongement et le plus petit a/b) ,74.2% ont un rapport entre 1-2, 21% entre 2-3 ,4.3% entre 3-4 et 0,7% ont un rapport entre 5-6 (figure VI-8 c).

Les dolines sont allongées vers les directions NW-SE et E-W (figure VI-8 b) ,35% entre 0-45°,33% entre 90-135°,18% entre 135-180° et 14% entre 45-90° (figure VI-8 a).

La corrélation entre ces résultats et les orientations des failles obtenues par la gravimétrie (figure IV.11a) indique que l'origine des dolines dans la région est attribuée aux failles superficielles durant la réactivation sénonienne.

La superficie des dayas est importante 93% possède une surface entre 0.01-0.25 Km², 6% entre 0.25 -0.5 Km² et 1.7% ont une superficie entre 0.5-4 Km² (figure VI.8d).

Ces dimensions sont importantes et reflètent la dimension des structures souterraines affectés par le Karst, les données géophysiques ont permis de conclure que ces structures sont comblées par les matériaux détritiques issue de l'érosion de la chaîne de l'atlas saharien.



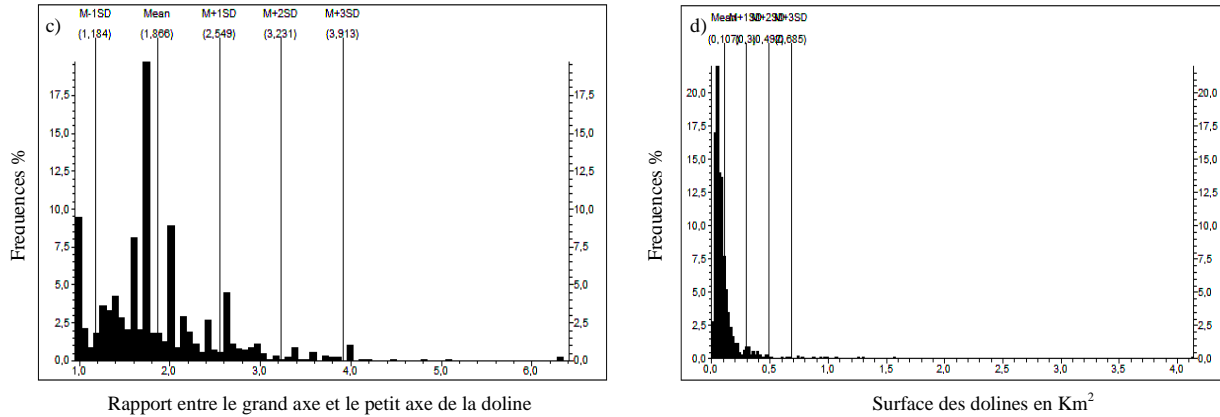


Figure VI-8 : Analyse morphologique des dolines du plateau de Larbaa

a) orientation de l'allongement des dolines, b) représentation sur la rosace des orientations des dolines, c) présentation du rapport a/b (grand axe d'allongement, petit axe), d) distribution de la surface des dolines

VI-1-1-2- Les avens :

Le terme aven désigne des cavités ouvertes à la surface, car dans l'Endokarst les avens sont appelées puits (Maire, 1980). La classification la plus usuelle est représenté par les travaux de Géze, (1953) : les avens d'effondrements, tectoniques, absorbantes, émissifs et les chemins d'équilibre, on doit aussi mentionner la classification morphologique de Bogli (1978) comportant les avens purement verticaux, les avens en marche et les avens en cloche. Muler et Sarvary (1971) ont décrit l'aven d'érosion pure qui s'ouvre au fond d'une doline.

Dans la zone d'étude deux avens nécessitent d'être décrits vu leurs rôle important dans l'alimentation du réseau souterrain :

-L'aven de Sahb El Bir :

L'aven de Sahb El Bir est située à 52 km de Mansourah Wilaya de Ghardaïa, l'effondrement est de forme circulaire (figure VI-9) son diamètre est de 15m. La première mission effectuée par Sonatrach en 1994 mentionne un diamètre de 13.8m. D'après les locaux, l'aven de Sahb El Bir est apparu dans les années 50 situé entre deux cours d'eau l'Oued Ghzalat et l'Oued Touil. Celle-ci joue le rôle d'avaloir car les eaux des deux oueds disparaissent brutalement. L'aven est creusée dans un terrain conglomératique et sableux argileux à la surface à partir de 20m de profondeur l'aven prend la forme d'entonnoir le sou fond n'est jamais atteint (figure VI-9). Les locaux parlent de spéléologue qui ont tenté d'explorer le fond de celle-ci mais sans réussite.

Aux alentours de celle-ci un courant d'air frais remonte vers la surface et le bruit de percolation souterraine est entendu, sa profondeur dépassant les 100 m. D'après la

classification de Géze (1953), l'Aven de Sahb El Bir est classé comme aven absorbant. Ou tectonique vue la présence de plusieurs failles de direction N-S et E-W et l'eau qui favorise l'élargissement et le creusement.

a)



b)



c)



d)



e)



f)

X : 573326 m
Y : 3534602 m

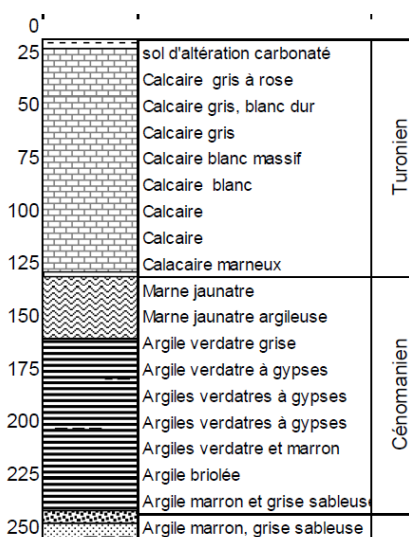


Figure VI-9 : Avéns de Sahb El Bir Mansourah Ghardaïa, f) puits d'Ain Lousig situé à 40 Km de l'Avén de Sahb El Bir

-Avens de Sakhft El Giad :

L'aven de Sakhft El Giad apparaît à une altitude de 246 m, situé à environ 25 Km vers le sud Est de Guéttara (Djelfa), sa position en bas du talus lui permet de recevoir toutes les eaux de ruissellement il est considéré comme un vaste avaloire de plus de 40m de diamètre et une profondeur de 50m environ (figure VI-10). Le fond est tapissé de matériaux détritiques perméables issus de l'érosion des collines environnantes. Le passage fréquent des cours d'eau (Oued El Attarar, Oued Deil Eslougi, Oued Adjer...) trace des chenaux d'évacuation dans les abords de l'Aven (figure VI-10). Dans la partie superficielle est constitué de grès, d'alluvion compacte, d'argile et de croûtes gypso-carbonatés. En profondeur, le Sénonien carbonaté est une alternance entre les calcaires les marnes et les anhydrites, cela constitue le reste de la géologie jusqu'à 800 m de profondeur. La présence de ces formations renforce l'hypothèse de réseau karstique en profondeur vu le drainage important assuré par ce vestige. Selon la classification de Géze (1953), l'aven est du type absorbant. Aucune étude à nos jours a été effectuée pour éclaircir la nature du transfert d'eau.

VI-1-1-3- Bétoires et cavités :

Une bétoire est une zone naturelle de communication directe entre la surface et le réseau karstique sous-jacent, c'est en fait un point naturel de pénétration rapide des eaux de ruissellement vers les eaux souterraines. La formation des bétoires nécessite l'intervention de la dissolution et la fracturation. L'action de l'eau peut engendrer l'élargissement de celle-ci et forme des cavités souterraines de dimension importante.

Les bétoires font partie de la géomorphologie karstique superficielle, ils contribuent à la recharge de la nappe et le colmatage du réseau souterrain par l'apport de sédiment via les cours d'eau. Le problème dans les zones arides et sahariennes est les voiles sableux et l'apport détritiques, toutes les formes sont estompées par cette couverture, pour cela il est difficile de distinguer ces structures.

Dans la zone d'étude quelques cavités partiellement comblées par les sédiments sont observées (figure VI-11). Elles sont creusées sous une carapace gypseuse et carbonatée, les dimensions sont inconnues à l'entrée de la cavité est bloquée par des cailloux. A l'intérieur le remplissage est sableux limoneux.

D'autres cavités souterraines invisibles ont été déduites par les méthodes géophysique de sub-surface (tableau VI-2) dans les hauteurs de Guerrara (Ghardaïa) et Bouzbaier (Laghouat). Les observations effectuées durant ces campagnes dans les zones de Sakhft El Giad (Guettara, Djelfa) et M'Rara (Aissani et al, 2010) exemple de la wilaya d'El Oued, ont permis de recenser un nombre important de bétoires de dimensions variables creusées dans les

formations carbonatées et gypseuses (figure VI-11). Celle-ci débouche directement sur des fractures élargies en sub-surface, L'extension verticale est inconnue vu le nombre d'étude limités sur le phénomène dans le Nord du Sahara Algérien.

Le recensement et la création de base de données sur la localisation et la géométrie de ces formes va contribuer à mettre au jour le karst dans les zones sahariennes.

Tableau VI-2 : Quelques exemples sur les formes karstiques dans la zone d'étude

Nature	Localisation	Coordonnées		Longueur (m)	Largeur (m)
		Latitude	Longitude		
Dayat Ben Fellah	Guerrara ,Ghardaïa	32°43'43.59"	4°37'16.88"	1500	850
Dayat El Guelb	Laghouat	33°36'14.06"	3°59'45.73"	930	500
Dayat Zarga	Djelfa	33°52'11.31"	3°51'52.18"	920	340
Aven Sahb El Bir	Mansourah, Ghardaïa	31°48'31.70"	4°13'0.28"	R : 15 m	
Aven Sakhfa El Giad	Guettara, Djelfa	33° 1'12.59"	4°54'20.57"	R : 40 m	
Effondrement d'Aghzou	Guerrara, Ghardaïa	32°44'14.48"	4°29'1.99"	20	18
Effondrement 1 M'rara (Aissani et Al, 2010)	M'rara, El Oued	33°28'38.3"	5°39'52.4"	10	5
Bétoire 1	Skhft El Gaid, Djelfa	33° 2'24.55"	4°52'48.16"	1.4	0.8
Bétoire 1 M'rara (Aissani et Al, 2010)	M'rara, El Oued	33°28'63''	5°39'86''	1.2	0.65
Cavité 1	Skhft El Gaid, Djelfa	33° 2'10.00"	4°53'4.22"	inconnue	
Cavité	Guerrara, Ghardaïa	32°45'39.93"	4°29'4.55"	Z : 19-44	



Figure VI-10 : Avens de Sakhft El Giad Guettara Djelfa

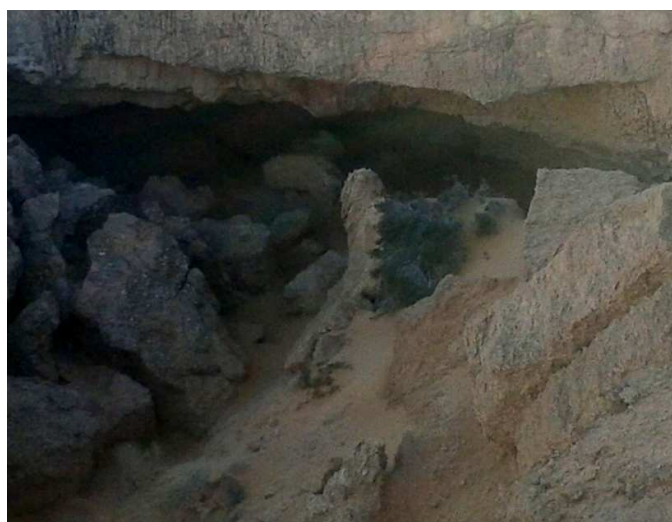


Figure VI-11 : Cavités et bétouires de Sakhft El Giad Guettara Djelfa

VI-1-2- Organisation du Karst dans le Nord du Sahara Algérien

VI-1-2- 1-Epikarst :

les essais géophysiques réalisés au sein d'une Dayat mature a permis de comprendre le comportement de l'epikarst dans le karst saharien ,la nature des dépôts sédimentaire en surface influence la vitesse des transferts hydrogéologiques entre la surface et la zone Non saturée ,la cartographie lithologiques réalisée par la télédétection a précisé la nature des dépôts en fonction des zones karstiques dans la région des Dayat (entre Djelfa et Laghouat) le fond des Dayat sont généralement composées de sable et de sable argileux et de dépôts détritiques divers cela permet un transfert rapide des eaux vers la profondeurs à cause des perméabilités importantes des sables ,vers Ghardaïa ,Berriane et Hassi R'mel le calcaire affleure à la surface la recharge est directe via le réseau de fracture la recharge est autogène, le karst situé à Berkaoui-Ouargla et Hadjira est alimenté dans quelques endroits à travers les infiltration des eaux de la nappe du Mio-Pliocène, à travers les études ultérieurs réalisés dans la région la composition chimique des deux nappes est presque semblable (nappes carbonatées de l'Eocène Sénonien et le Moi-Pliocène).

Les Dayat mature se comportent différemment car les cours d'eau apportent des matériaux fin sableux limoneux qui s'accumulent au fond jouent le rôle d'une éponge qui absorbe des quantités importantes de l'eau drainée, ce mécanisme peut conduire soit à une évaporation tardive au à une infiltration lente d'une partie minime de l'eau vers la profondeur.

D'une manière générale la recharge de la nappe carbonatée est assurée par les dépressions fermées qui constituent la partie superficielle du karst et par les fractures qui affectent les roches à la surface, le rôle de la perméabilité intrinsèque est important dans l'opération.

VI-1-2- 2-Endokarst :

L'étude d'un karst nécessite plusieurs année de recherche et de récolter de donnés, à ce stade de l'étude les résultats sont sommaire et ne permettent pas de caractériser l'Endokarst, dans la région des Dayat plusieurs cavités souterraines sont observées la densité importante des dolines à la surface témoigne forcement de la présence d'un réseau souterrain dense et actif, mais cela nécessite d'être confirmé par les données de forages et la géophysique.

A partir des logs de forage la zone de berkaoui semble être potentiellement karstique la présence de perte importante dans les forages est un indice capital pour la caractérisation du réseau souterrain, les forages à pertes sont alignés au tour de plusieurs failles.

L'apport de l'Epikarst en aux acide et riche en substance organique a permis d'élargir les failles préexistantes l'alimentation par les eaux albiennes n'est pas exclue.

Actuellement dans la région de berkaoui les eaux ont tendance à érodes les formations solubles, La terminologie Pseudo karst est alors plus adoptée.

VI-2-Mécanisme de la recharge

La détermination des aires de recharge des nappes carbonatées est importante pour la compréhension du mécanisme de la karstification et la distribution des eaux dans le Nord Sahara Algérien.

Selon les travaux de Guendouz, (1985) La composition en isotopes lourds de l'eau de la nappe des calcaires montre, des teneurs également assez dispersées avec une moyenne de $\delta^{18}O = -7.42 \pm 0.47 \text{ ‰}$ et $\delta^2H = -49.3 \pm 3.57 \text{ ‰}$ (Excès de +10 en moyenne / Smow). Les points correspondant au versant sud de l'Atlas ont un excès en deutérium plus faible que les eaux provenant de la dorsale du M'Zab). Leur excès en deutérium indique que ces eaux n'ont pratiquement pas subi d'évaporation ; ce qui laisse supposer une infiltration assez rapide des précipitations dans les calcaires affleurant (Dorsale du M'Zab, Atlas saharien) (Guendouz, 1985).

Notre approche pour déterminer les aires probables de recharge des nappes carbonatées au Nord du Sahara Algérien se base sur un astuce différent, l'utilisation de la bande panchromatique à 15 m de résolution a permis de déterminer la fracturation superficielle dans la zone (voir détaillé dans le chapitre précédent).la gravimétrie a permis aussi de tracer les lignes structurales en subsurface de la région par l'application de plusieurs filtre mathématique.

L'approche est de superposer les résultats obtenus par les deux méthodes, l'intersection entre les fractures superficielles et sub-superficielle permet de déterminer la recharge assurée par fracturation.

La Dorsale du Mzab constitue la zone de recharge la plus importante, elle bénéficie d'une recharge autogène, la projection du modèle de Palmer 1991 sur la zone d'étude permet de déterminer plusieurs modalités de recharge

1-zone du Mzab constituée des calcaires et calcaires dolomitiques, la fracturation intense de la dorsale permet à la nappe du sénonien-turonien une recharge à réseau de fracturation irrégulier (fig VI-12)

Ce type de recharge couvre la totalité de la région du Mzab et jusqu'à Hassi R'mel au Nord Les cours d'eau contribuent par une alimentation du type infero-flux.

2-La zone des Dayat permet le transfert des eaux superficielles vers la nappes carbonatées à travers les dolines (plus de 1200) et la fracturation.

3-En allant vers Guerrara, Zelfana et la vallée d'Oued Righ la recharge diminue vue la présence de matériaux argileux à la surface et l'absence de précipitations significatives, dans cette région le sénonien est alimenté par l'apport des eaux de drainage du Mio-Pliocène et par un flux ascendant de l'albien à travers les grandes failles (recharge diffuse).

4-Le centre de la zone d'étude est dépourvue de fracturation elle est constituée de calcaire gréseux de sable et de grés elle joue le rôle de zone transitoire entre les hautes zones et les zones des chottes, vue la présence de gradient hydraulique et de dénivelé le flux est de direction W-E, la vitesse de la recharge dépend de la nature de l'impluvium et ses caractéristiques.

L'abondance des formations solubles dans la partie orientale évoque l'évolution des pseudo-karst ,cela est confirmé par les analyses d'eau réalisés entre Ouargla Hadjira et Hassi Messoud, les eaux ont tendance à éroder les formations solubles ces constatations sont mentionnées dans les forages de Berkaoui où la karstification a atteint le Sénonien Anhydritiques dans quelques endroits, toutes ces informations permettent de conclure que deux phases de karstifications ont été déclenché dans la région l'une ancienne qui a affecté les calcaires et l'autre en cours dans les formation du sénonien Anhydritiques cette hypothèse nécessite d'être vérifiée par des travaux avancés et des études spécifiques sur le taux de l'évolution du phénomène afin d'éviter d'éventuelles catastrophes telle que l'OKN32 à Haoud Berkaoui.

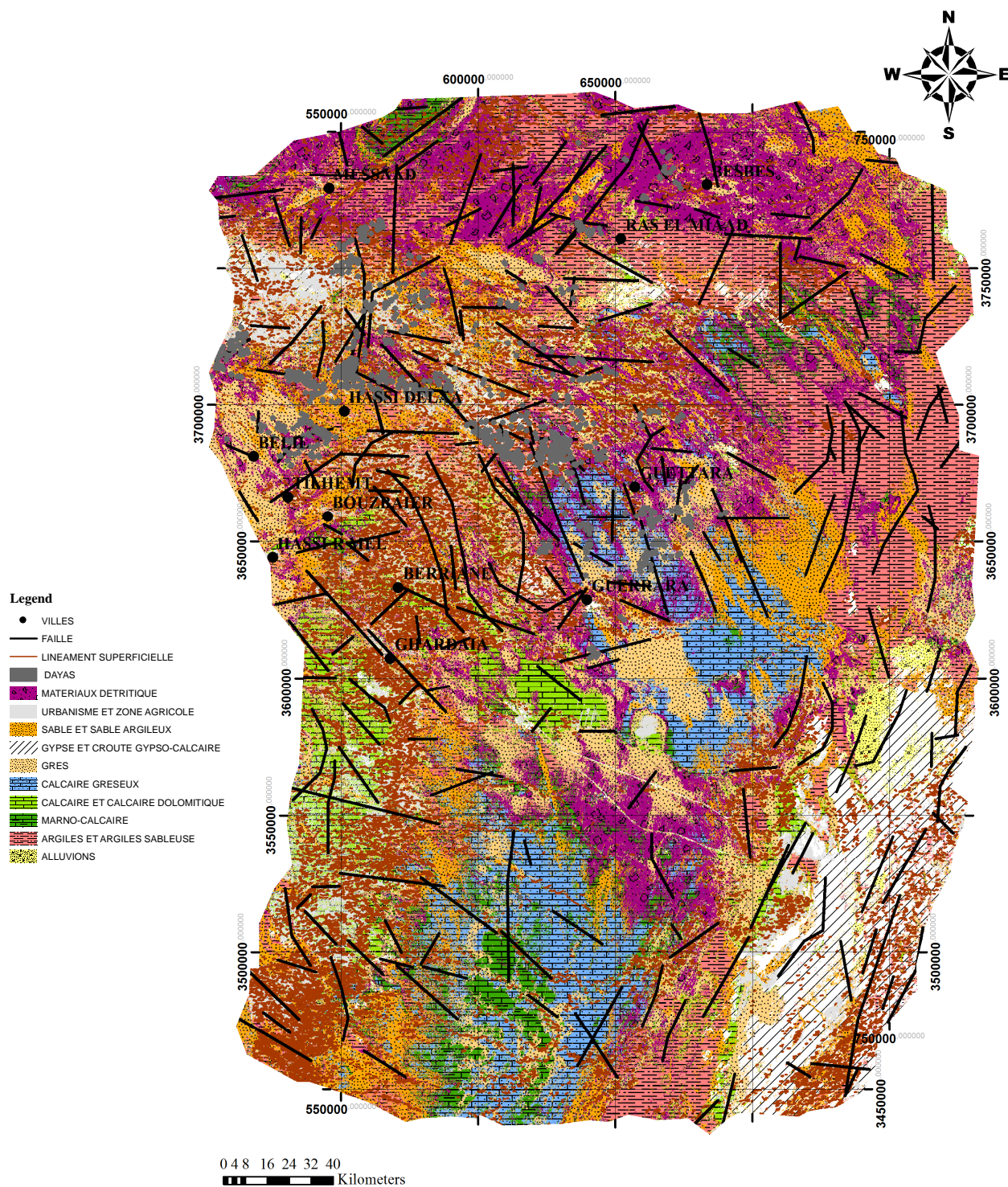


Figure VI-12 : Carte lithologique obtenu par télédétection et superposition des linéaments et des failles

VI-3-Classification du karst au Nord du Sahara Algerien

La classification des karsts dans les zones arides est difficile ,le manque d’information est la principale cause ,plusieurs classifications sont proposées généralement dans les zones humides et tropicale.

La problématique traitée dans ce travail touche principalement les karsts sahariens mais l’origine et l’évolution de ces formes date depuis longtemp ,la nomination de karst ou de paléokarst pose un probleme car ces vésitges herites des périodes humides du sahara Algerien sont toujours fonctionelles mais lentement.

La classification de Fookes et Hawkins ,(1988) subdivise les karsts en cinq grandes unités (figure VI-13), elle est basée sur les observation et la discription morphologique du karst.

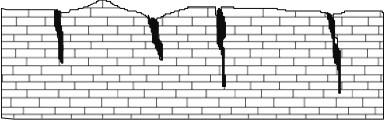
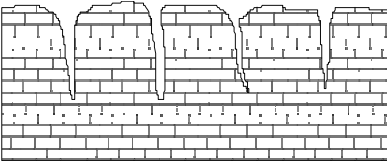
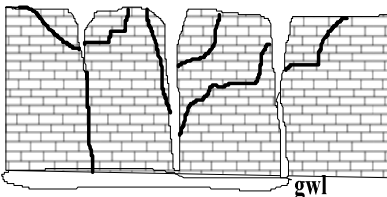
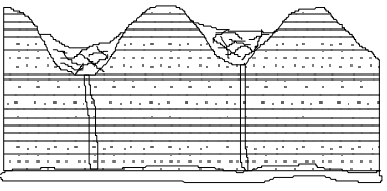
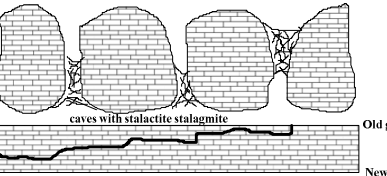
Class	Major feauters	Description profile with no soil cover	Site investigation	foundations
I Limestone surface	Minor saturation along joints		Literature and geomorphological appreciation Trenching	Normal for good rocks
II Minor Karst	Some joints enlarged by solution		Literature and geomorphological appreciation of local area trenching probe rotary drilling to determine presence of any cavities use of geophysics	Normal and strengthened ground beams after open joints infilled with leam mix concrete
III Karst	Major solution along many joints above ground water level		Literature and geomorphological appreciation of local area trenching to determine nature of disturbed ground probe rotary drilling to determine presence of any cavities use of geophysics	strengthened ground beams after infilling of open joints with leam mix and or rafts
IV Doline karst	Development of dolines above ground water level		Literature and geomorphological appreciation of local area probe rotary drilling to determine presence of any cavities use of geophysics trenching to determine nature of disturbed ground	strengthened ground beams rafts or structural bridging may be necessary to excavate loose materia to ansure no major cavities that may induce ground collapse
V major doline karst	Major devlopement of dolines cave system selt when ground water leve dropped		Literature and geomorphological appreciation of local area trenching to determine nature of disturbed ground probe rotary drilling to determine presence of any cavities use of geophysics	Ground collapse structural bridging of collapsed potential collapse zone and reinforced rafts

Figure VI-13:Classification des karsts selon fookers et Hawkins ,(1988)

Entre Djelfa et Laghouat plus de 1200 dolines cartographiées traversées par des cours d'eau de différent ordre témoignant de l'intensité du réseau hydrographique.

La rareté des précipitations dans les zones arides et semi arides engendre une morphogenèse karstique peu développée et désordonnée. A partir des résultats obtenus, le karst s'organise dans la zone d'étude comme suit : les dolines Karst dans la partie Nord de la zone d'étude témoignent d'alternance entre périodes secs et humides vu la présence de croutes carbonatées et évaporitiques. Ces édifices sont hérités de périodes humides qui ont affecté le Sahara favorisant son développement. Au quaternaire les bouleversements climatiques ont ralenti l'évolution des karsts par dissolution chimique (estimé par J.N Salomon dans les zone aides à 3,4 mm/1000 ans) laissant la place à l'érosion mécanique produite par les pluies torrentielles et dévastatrices qui marque les climats arides et semi arides. Ce type de karst se développe à l'occurrence d'un réseau de drainage superficiel actif intercalé par des dolines dispersées un peu partout dans la région,

Une autre classification plus précise proposée par Waltham et Fookes ,2005 basée sur la géomorphologie et intègre plusieurs éléments (figure VI-14) absents dans la classification de Fookes et Hawkins ,(1988).

Karst class	Locations	Sinkholes	Rockhead	Fissuring	Caves	Ground investigation	Foundations
kI Juvenile	Only in deserts and periglacial zones, or on impure carbonates	Rare NSH <0.001	Almost uniform; minor fissures	Minimal; low secondary permeability	Rare and small; some isolated relict features	Conventional	Conventional
kII Youthful	The minimum in temperate regions	Small suffusion or dropout sinkholes; Open stream sinks NSH 0.001-0.05	Many small fissures	Widespread in the few metres nearest surface	Many small caves; most <3m across	Mainly conventional, probe rock to 3 m, check fissures in rockhead	Grout open fissures; control drainage
kIII Mature	Common in temperate regions; the minimum in the wet tropics	Many suffusion and dropout sinkholes; large dissolution sinkholes; small collapse and buried sinkholes NSH 0.05 - 1.0	Extensive fissuring; relief of <5m; loose blocks in cover soil	Extensive secondary opening of most fissures	Many <5m across at multiple levels	Probe to rockhead, probe rock to 4m, microgravity survey	Rafts or ground beams, consider geogrids, driven piles to rockhead; control drainage
kIV Complex	Localised in temperate regions; normal in tropical regions	Many large dissolution sinkholes; numerous subsidence sinkholes; scattered collapse and buried sinkholes NSH 0.5 - 2.0	Pinnacled; relief of 5-20m; loose pillars	Extensive large dissolutional openings, on and away from major fissures	Many >5m across at multiple levels	Probe to rockhead, Prove rock to 5m with splayed probes, microgravity survey	Bored piles to rockhead, or cap grouting at rockhead; control drainage and abstraction
kV Extreme	Only in wet tropics	Very large sinkholes of all types; remanent arches; soil compaction in buried sinkholes NSH >>1	Tall pinnacles; relief of >20m; loose pillars undercut between deep soil fissures	Abundant and very complex dissolution cavities	Numerous complex 3-D cave systems; galleries and chambers >15m across	Make individual ground investigation for every pile site	Bear in soils with geogrid, load on proven pinnacles, or on deep bored piles; control all drainage and control abstraction

Figure VI-14:Classification des karsts selon Waltham et Fookers, (2005)

Après l'analyse des éléments de cette classification elle semble inadéquate aux karsts sahariens et désertiques pour plusieurs raisons :

-les karsts étudiés sont un héritage de période humide qui a connue le Sahara algérien durant le villafranchien , alors que les conditions actuelles sont très différents ,l'auteur classe les karsts désertiques étant que des karst juvéniles ,alors que il est possible que les changements climatiques et l'érosion ont comblé et colmaté le reste des éléments karstiques (sources, reliefs karstiques, cavités ...).

-concernant les dolines l'auteur classe les karsts extrêmes et les karsts complexes par rapport à la densité des dolines, le karst situé entre Djelfa et Laghouat est caractérisé par une densité de 3-4 doline par Km², alors que c'est un karst désertique ? D'autres part l'auteur classe ces dolines en fonction du nombre apparue chaque année par unité de surface, alors que les karsts désertiques et sahariens sont caractérisés par une évolution très lente vue la rareté des précipitations.

-La fracturation dans les zones sahariennes n'est pas visible vue la présence du sable dunaires et de matériaux alluviale, ce qui signifie des erreurs probables dans la détermination des dimensions et de l'intensité de la fracturation.

-La présence de formations solubles et les crues violentes détruit et comble les cavités en surface.

A travers tous ces arguments il semble que cette classification ne prend pas en compte les karsts désertiques sous couvertures car les particularités de ces karsts ne dépendent pas des traits morphologiques superficiels et de l'investigation géologique du terrain mais beaucoup plus de l'investigation géophysique et de la télédétection.

Avec une autre façon comment peut 'on étudié et classé un karst saharien à partir d'une morphologie typique au climat humide et tempéré.

La classification de Weltham et Fooks ,2005 a permis de classer les dolines en six classes, elle dépend de l'intensité de la fracturation et la lithologie des remplissages.

A partir de la carte lithologique (obtenue par la télédétection) et la carte structurale (obtenue par la gravimétrie), les dolines du plateau de Larbaa (pays des Dayat) sont généralement soit des dolines de dissolution (dissolution sinkhole, figure VI-15) ou des dolines d'effondrement (dropout sinkhole, caprock sinkhole, figure VI-15) liées à la l'entraînement des matériaux de couverture vers le réseau souterrain (à travers les fissures élargies et les cavités souterraines).

Cela se justifie par la présence d'un nombre important de linéaments et de failles dans la zone d'étude affectant directement les formations calcaires qui affleurent au M'zab ,Hassi r'mel, ou indirectement sur les formations qui constituent l'impluvium .

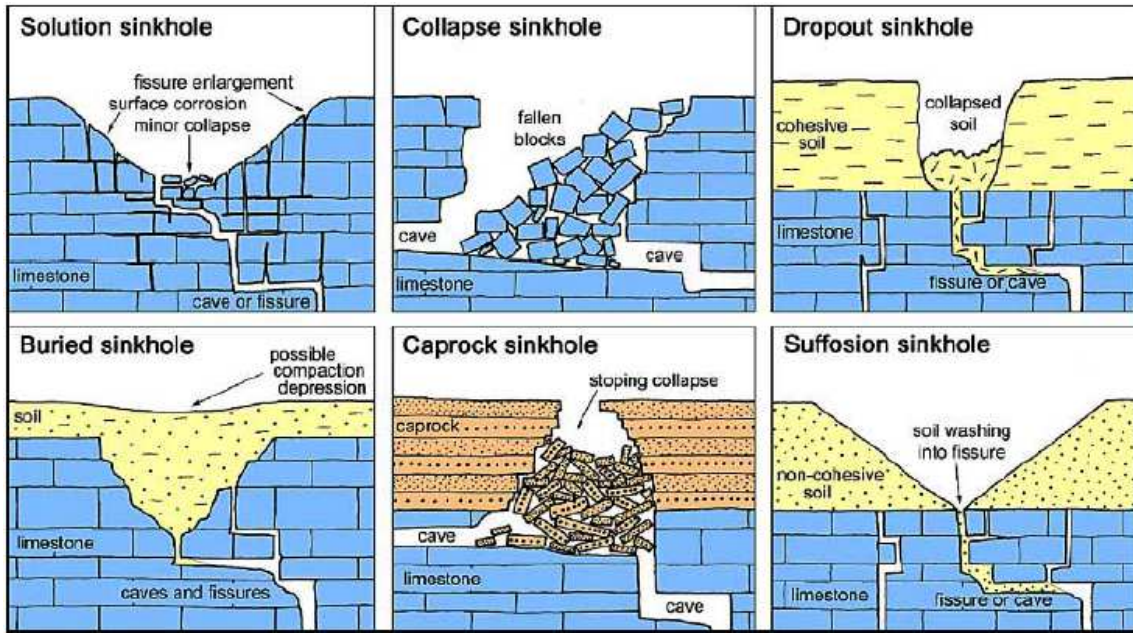


Figure VI-15: Classification géotechnique des effondrements Waltham et Fookers, (2005)

La description des dolines confirme cette classification, la lithologie des couche subjacente est différente d'un terrain à un autre, elle est soit carbonatée, limono-argileuse ou conglomératique - gréseuse, la fracturation fragilise les calcaires et l'action de l'eau élargit ces fractures pour être soit des conduites d'absorption ou des cavités d'effondrement.

L'activité fluviale des cours d'eau qui borde la zone a fortement amortie la karstification à travers le comblement du réseau souterrain par les matériaux fins c'est ce qui a été observé dans les profils de tomographie et de Géoradar réalisés dans le fond d'une Dayat (doline) mature.

Les indices observés dans La partie centrale et sud de la zone d'étude caractérisent un karst classique bien développé en profondeur qu'en surface. Les formations superficielles perméables à semi perméables jouent le rôle d'epikarst et favorisant l'écoulement vers les calcaires sénoniens et turoniens affectés par la tectonique. L'exemple le plus significatif est celui de la région de berkaoui, Guerrara, Hassi Messaoud et Sahb el Bir. La géomorphologie karstique est moins marquée à la surface vue l'aridité du climat et la violence des crues estompant toutes traces de celui-ci.

VI-4-Fonctionnement du karst dans le Nord du Sahara Algérien

VI-4-1-modèle karstique dans la zone de Laghouat-Djelfa (pays des dayas).

La Doline karst dans la région s'organise en surface par un Epikarst composé de 1200 dolines. Elle joue le rôle de collecteur des eaux de surface. L'allongement de ces dolines indique une origine tectonique, provoquée par l'action d'élargissement des fractures et des failles. Ces formes morphologiques témoignent d'un réseau karstique bien développé en profondeur.

Le modèle de recharge à travers un système à double porosité intra-granulaire et de fracture permet de transférer des quantités importantes d'eau superficielle. Les formations perméables et semi perméables accélèrent le processus de transfert. Les fractures et les failles dans la région sont abondantes ce qui signifie un transfert direct et rapide vers les galeries souterraines du calcaire turonien. L'action du karst se produit sur une épaisseur de 100 m environ.

La topographie de la région permet la percolation superficielle sur un impluvium binaire caractérisé par plusieurs types de dépôts et notamment les calcaires sénoniens à turoniens.

La zone bénéficie d'écoulement superficiel assuré par les cours d'eau qui traversent le plateau de Larbaa.

Sur une coupe orientée Est-Ouest, les eaux traversent l'impluvium perméable peu épais (entre 6 et 15 m). La présence des dolines accentue la percolation par la collecte de quantité supplémentaire d'eau superficielle. Le temps de résidence est court et les eaux passent en profondeurs vers les formations carbonatées. Le réseau de fracturation assure un transfert vertical et horizontal des eaux.

Le colmatage des galeries souterraines par les dépôts fins ralentit l'évacuation des eaux vers les profils d'équilibre les plus bas, cela est la cause des débits moyens à faibles enregistrés dans cette nappe. Les zones non colmatées assurent la liaison et le transfert continu jusqu'à l'évacuation vers les chotts situés à l'Est. Cette circulation est confirmée par les travaux d'Ould Baba Sy (2005).

Donc, le niveau de base correspond à la zone d'évacuation des eaux de la nappe carbonatée vers la nappe du Mio-Pliocène situé dans des endroits plus bas (chotts). Ce brassage alimente la nappe des sables et lorsque les conditions le favorisent, le contraire s'effectue (présence de galerie situé au-dessous et gradient hydraulique). Le transfert vertical s'effectue entre les nappes les plus profondes et les nappes carbonatées via le réseau de fracture important qui caractérise la dorsale du Mzab et les zones environnantes.

D'une manière générale, l'alimentation des chotts qui borde le Nord du Sahara algérien peut être attribuée au transfert effectué entre l'amont et l'aval. La composition chimique des eaux est presque semblable dans les deux nappes, ce qui prouve une continuité hydrogéologique entre les nappes du CT et les zones de contacts avec la nappe du continental intercalaire. Ces conclusions nécessitent des travaux supplémentaires pour les adosser, malheureusement dans ce travail le coût élevé de l'investigation et le manque des moyens n'a pas permis de mettre en application tous les outils proposés dans le chapitre 2 sur la méthodologie et les modalités d'études des karsts dans les zones sahariennes.

VI-4-2-modèle karstique dans la zone d'Ouargla-Hadjira-Berkaoui

Dans cette partie les formes morphologiques du karst sont totalement absentes. Le Sénonien carbonaté est couvert par les formations du Mio-Pliocène et du Quaternaire. L'identification des formes karstiques est difficile. Les travaux de forages réalisés aux alentours ont permis de tracer une coupe orientée NE-SW (Figure VI-17). La présence de perte totale de la boue de forage avec des volumes importants évoque la présence de karst. Tous les arguments plaident à la faveur d'un karst classique souterrain qui touche les formations de l'Eocène inférieur et du Sénonien supérieur (Maestrichtien). La présence du phénomène dans les mêmes formations dans divers endroits en Algérie (Zerrouki, 2013) renforce cette hypothèse.

La quantification des entités géologiques en place a permis d'estimer le volume des formations solubles. Les forages ont mentionné des pertes qui ont dépassé les niveaux carbonatés pour atteindre les niveaux anhydritiques et gypseux du Sénonien.

Du point de vue hydrochimique, le calcul des indices de saturation dans les eaux des différentes nappes indique que les eaux sont chargées en calcite, aragonite et dolomite par contre elles sont en sous saturation vis-à-vis le gypse, l'anhydrite et la halite. Ces tendances expliquent l'évolution actuelle vers le Pseudo Karst ; les eaux ont tendance à éroder les formations solubles afin d'atteindre l'équilibre chimique alors que les dépôts des minéraux carbonatés tendent à colmater le karst carbonaté.

Ces conclusions sont préliminaires et nécessitent d'être vérifiées par la réalisation de forages supplémentaires et les tests de traçages afin de cerner exactement la zone karstifiée.

Un suivi saisonnier de la composition chimique des eaux de la nappe sur plusieurs années nécessite d'être réalisée afin de comprendre l'évolution chimique des eaux en fonction des variations de température.

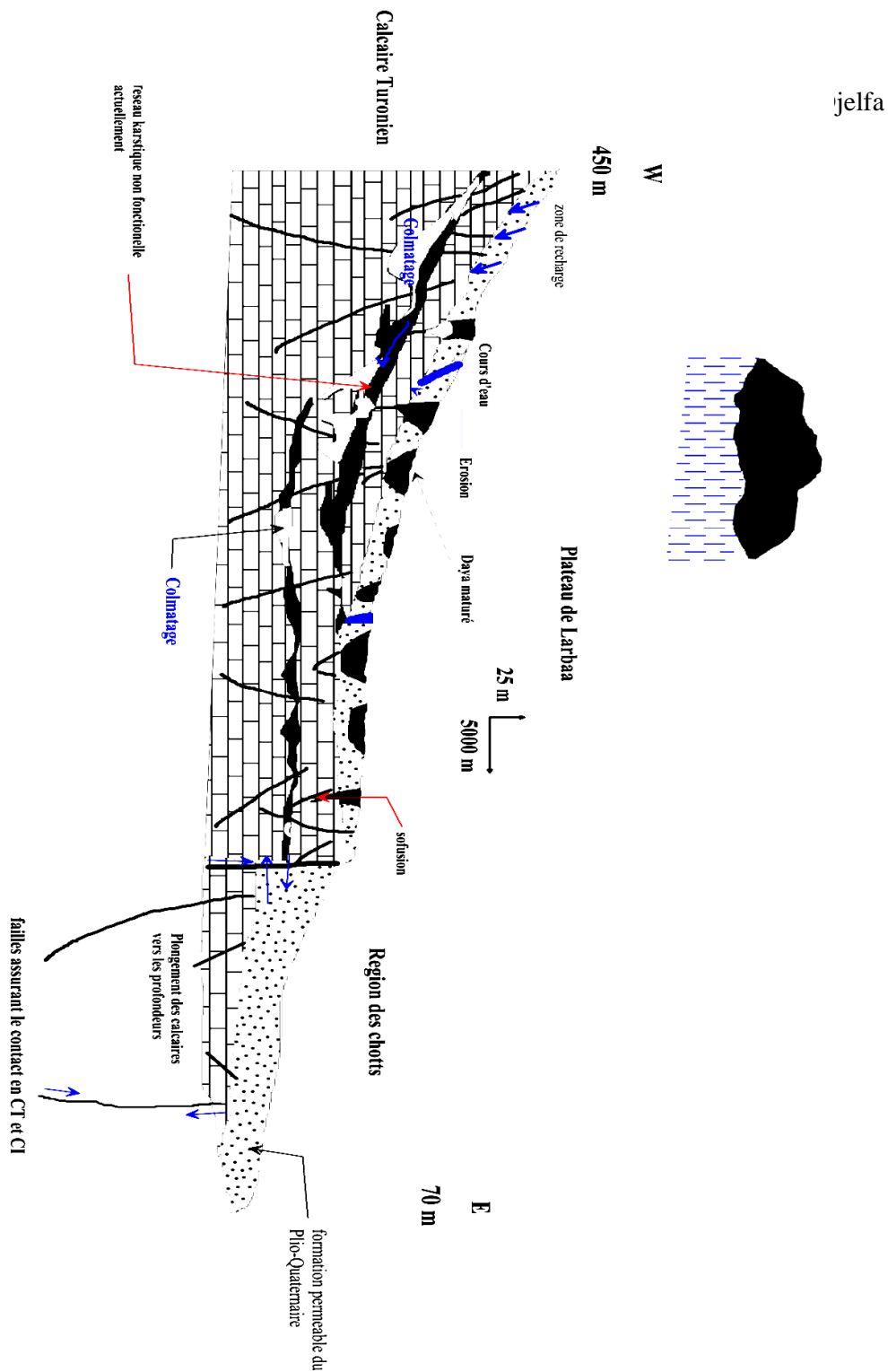


Figure VI.16 : schéma fonctionnelle du karst de Laghouat-Djelfa

Les méthodes précisées dans le chapitre 2 expliquent les outils nécessaires pour l'identification d'un karst saharien dans un climat aride.

La synthèse des résultats d'analyses chimiques et des constatations sur les logs de forage captant la nappe carbonatée a mené à concevoir le modèle représenté dans la figure VI.17 concernant la zone de Ouargla-Hadjira-Berkaoui.

La rareté des précipitations dans cette partie de la zone d'étude et le taux d'évaporation important élimine toute possibilité de recharge superficielle. Comme mentionné précédemment, la nappe du Miopliocene reçoit les apports de l'Atlas et de la dorsale des Mزاب. Les formations perméables et semi perméables qui constituent l'impluvium dégagent une partie de la ressource vers les calcaires Eocène et Sénonien. Le karst dans la région de Berkaoui commence de 100 jusqu'à 300 m, ce qui représente environ 4% des formations solubles dans la région.

Le réseau de fracture qui affecte ces formations est responsable des transferts qui s'effectuent dans la nappe. Les mêmes formations existent dans la vallée d'Oued Righ mais les indices de pertes ne sont jamais mentionnés. L'étude du karst dans cette région est importante car l'action dissolvante de l'eau dans les formations évaporitiques est plus rapide que dans les roches carbonatées, la négligence de celui-ci peut conduire à des accidents similaires à celle de l'effondrement de Berkaoui au niveau du forage OKN32.

L'impact de celui-ci sur l'environnement sera irréversible et les conséquences seront dramatiques.

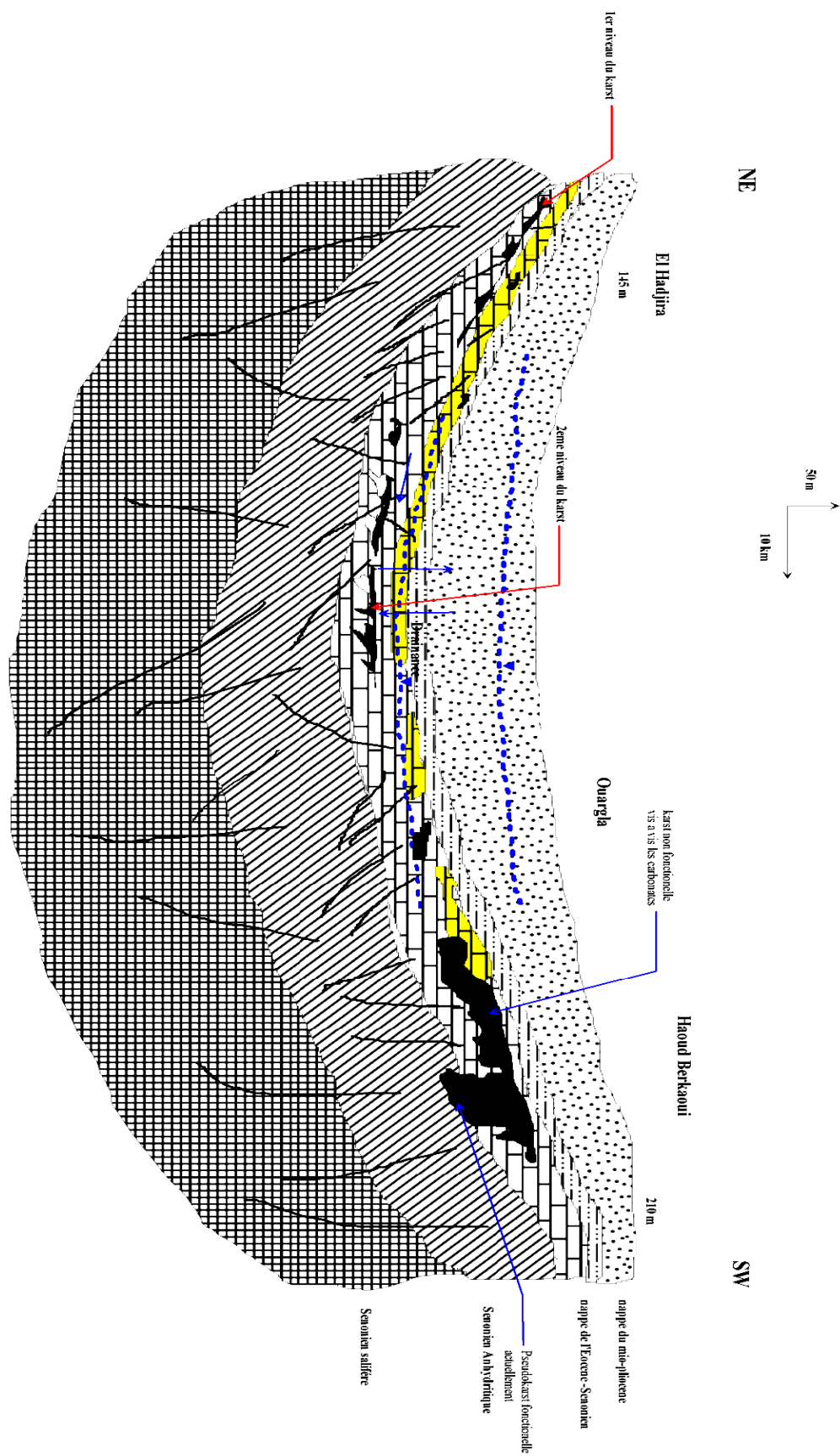


Figure VI-17 : schéma fonctionnelle du karst d'Ouargla-Berkaoui et Hadjira

Conclusion Générale

Conclusion générale

Conclusion générale :

Le présent travail couvre une zone d'étude d'environ 92000 Km², caractérisée par un relief constitué de plateau au Nord et quelques reliefs de nature calcaro-dolomitique ; au centre une zone d'épandage détritique constituée de matériaux caillouteux, sableux, limoneux et argileux ; la partie Est est de nature gréseuse par fois et à croute gypso- carbonatée (caractère des dépôts de chotts) ; vers Oued Righ les matériaux sont parfois sableux et argileux.

Du point de vue Hydrogéologique les eaux de la région proviennent des nappes du complexe terminal et du continental intercalaire. L'étude de la dynamique des transferts entre ces nappes nécessite d'avoir des bonnes connaissances géologiques sur la distribution des matériaux et la localisation du réseau de fracturation issu des périodes passées.

Les nappes carbonatées du Sahara algérien sont très peu connues. Les travaux de géologie réalisés à nos jours n'ont pas apporté assez d'argument pour caractérisé ce type de nappe. L'approche pluridisciplinaire utilisée dans cette thèse pour la caractérisation des karsts a permis d'apporter plusieurs éléments de réponse sur l'existence et la nature des karsts au Nord du Sahara algérien.

Pour la caractérisation des systèmes karstiques plusieurs approches sont utilisées dans le monde souvent testé dans des climats tropical et humide. Dans les zones sahariennes et arides ces méthodes sont peu efficaces. Parmi les résultats de cette thèse, l'adoption d'une méthodologie spécifique aux zones sahariennes est partiellement appliqués car celle-ci demande un suivi continue des paramètres qui influence l'évolution de la karstification et par conséquence, un budget plus important qui dépasse les moyens disponibles.

Les formations affectées sont d'âge Turonien, Sénonien et Eocène. Ces formations affleurent dans le Mzab et le plateau de Larbaa situé entre Djelfa et Laghouat celui-ci est couvert par des dépressions fermées nommées localement Dayas et qui représente des Dolines dans le jargon géologiques. Un nombre total de plus de 1200 dolines a été soigneusement cartographié.

Dans les travaux de géophysique réalisés sur site, plusieurs techniques sont employées :

-la gravimétrie utilisée a échelle régionale a permis de tracer la carte structurale a intérêt hydrogéologique qui est un élément clé pour interpréter les mécanismes de transferts hydrogéologiques entre les nappes, les techniques utilisés pour atteindre ces objectifs sont la Déconvolution d'Euler et le gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut a divers altitude. La cartographie structurale a permis de déterminer le sens des grands accidents qui ont affectés la région ainsi que le pendage de quelques failles. L'analyse statistiques des linéaments permet d'identifier trois familles de failles, la première orienté entre N 120°-130°, la deuxième orienté entre N 150°-160° et la troisième orienté entre N 90°-100°. Ces

Conclusion générale

déformations sont les résultats des phases : autrichienne (compressive de direction Est-Ouest), Eocène (compressive N-S), Miocène (compressive N-S, NW-SE) et Villafranchienne (compressive N-S).

Exploité dans le domaine hydrogéologique, ces résultats coïncident avec l'orientation des allongements des dolines qui ont affecté le plateau carbonaté de Larbaa. Cela indique que ces formes morphologiques ont une origine tectonique. En profondeur, la circulation et l'infiltration ont élargi ces fractures pour donner un réseau de karst qui se manifeste par le champ de dolines à la surface. En général, la gravimétrie a permis de donner une vision précise sur l'aspect structural du système karstique.

-l'application des méthodes de résistivité par sondages électriques a permis de localiser quelques cavités karstiques situées en sub-surface à des profondeurs faibles. La notion d'échelle dans cette partie du travail est importante. Sur le plateau de Larbaa, plus de 300 sondages électriques ont permis de préciser la nature des formations qui couvre le substratum carbonaté généralement les dépôts sont moyennement épais et de nature argileuse à détritiques. L'étude d'une doline mature et en stade de vieillissement va permettre d'éclaircir l'origine de celle-ci.

-La tomographie électrique 2D et le Radar de pénétration géologique ont donné des résultats importants qui permettent de conclure que les dolines représentent un héritage des périodes humides qui ont affecté le Nord du Sahara algérien. La nature des matériaux qui constitue le fond de ces Dayas est apporté par les cours d'eau torrentiels violents transportant des quantités importantes de sédiment qui comblent le réseau karstique en profondeurs jusqu'au colmatage complet.

Donc l'outil géophysique a permis de :

-tracer une carte structurale de subsurface et a intérêt hydrogéologique.

-localiser des cavités souterraines dans le plateau calcaire de Larbaa

-avoir une idée sur l'épaisseur et la nature des remplissages qui colmate les formations calcaires en profondeurs.

-Concevoir un modèle lithologique qui interprète les transferts hydrogéologiques entre les nappes du complexe terminal et celle du continental intercalaire.

La comparaison entre les résultats des campagnes hydrochimiques indique que la composition géochimique de la nappe sénonienne de la région d'Ouargla est constante dans le temps. Le diagramme de piper indique aussi un faciès chloruré et sulfaté calcique magnésien, les eaux de la région n'ont pas subi une évolution significatif vis-à-vis la composition et le taux de pollution par les NO_3 .

Conclusion générale

Ce comportement géochimique est dû à l'infiltration des eaux des nappes sus-jacentes chargées en sel chloruré sodique et sulfaté. Les indices de saturations calculés témoignent d'une sursaturation en calcite, dolomite et aragonite. Cela peut être interprété par une phase importante d'érosion qui a affecté l'encaissant carbonaté de la nappe jusqu'à saturation provoquant une karstification importante dans ces niveaux. Cela est confirmé par l'étude des logs stratigraphiques des forages réalisés dans la région. L'origine du CO₂ dans les eaux de la région provient de l'activité agricole en sub-surface provoquant une dissolution de celui-ci dans les eaux de la nappe des sables et s'infiltrant par la suite vers les niveaux les plus profonds. En plus de ce processus, le temps de résidences des eaux dans l'encaissant carbonaté contribue à l'intensification de la karstification. Cette sursaturation en calcite, dolomite et aragonite est le résultat des échanges de base entre la roche et l'eau.

La télédétection spatiale par utilisation des images Landsat8 a contribué à déterminer les zones probables de la recharge à travers la comparaison entre les résultats de la gravimétrie et la cartographie structurale par télédétection.

La Dorsale du Mزاب constitue la zone de recharge la plus importante, elle bénéficie d'une recharge autogène. La projection du modèle de Palmer 1991 sur la zone d'étude permet de déterminer plusieurs modalités de recharge :

1-zone du Mزاب constituée des calcaires et calcaires dolomitiques ; la fracturation intense de la dorsale permet à la nappe du sénonien-turonien une recharge. Ce type de recharge couvre la totalité de la région du Mزاب et jusqu'à Hassi R'mel au Nord. Les cours d'eau contribuent par une alimentation du type inféro-flux.

2-La zone des Dayas permet le transfert des eaux superficielles vers la nappe carbonatée à travers les dolines et la fracturation.

3-En allant vers l'Est de Guerrara, Zelfana vers la vallée d'Oued Righ, la recharge diminue vu la présence de matériaux argileux à la surface et l'absence de précipitation significative. Dans cette région, le Sénonien est alimenté par l'apport des eaux de drainage du Mio-Pliocène et par un flux ascendant de l'albien à travers les grandes failles (recharge diffuse).

4-Le centre de la zone d'étude est dépourvu de fracturation. Elle est constituée de calcaire gréseux, de sable et de grès et joue le rôle de zone transitoire entre les hautes zones et les zones des chottes. Vu la présence de gradient hydraulique et de dénivelé, le flux est de direction W-E. La vitesse de la recharge dépend de la nature de l'impluvium et ces caractéristiques.

L'abondance des formations solubles dans la partie orientale évoque l'évolution de pseudo-karst ; cela est confirmé par les analyses d'eau réalisées entre Ouargla Hadjira et Hassi

Conclusion générale

Messaoud. Les eaux ont tendance à éroder les formations solubles. Ces constatations sont mentionnées dans les forages de la région de Berkaoui où la karstification a atteint le Sénonien anhydritique dans quelques endroits. Toutes ces informations permettent de conclure que deux phases de karstifications ont affecté la région : l'une ancienne qui a affecté les calcaires et l'autre en cours dans les formations du Sénonien anhydritique. Cette hypothèse nécessite d'être vérifiée par des travaux plus poussés et des études spécifiques sur le taux de l'évolution du phénomène afin d'éviter d'éventuelles catastrophes tel que l'effondrement de l'OKN32 à Haoud Berkaoui.

D'une manière générale, les travaux de terrain ont permis de voir une morphologie karstique développée en surface dans les alentours du Mزاب caractérisée par plusieurs dolines des gouffres et des avens. L'abondance des cours d'eau permet de classer cette zone comme Doline Karst (classification de Fokker, 1988). Les alentours d'Ouargla sont classés comme un karst classique caractérisé par des épaisseurs importantes affectant l'Eocène –Sénonien.

La modélisation géologique du terrain a permis de donner l'ordre de grandeurs des quantités des matériaux solubles et du volume du karst dans la région.

Le schéma fonctionnel de la région d'Ouargla explique les modalités de transferts hydrogéologiques qui s'effectuent en profondeur vue l'absence de précipitations significatives et l'évapotranspiration importantes dans la région.

Les résultats obtenus nécessitent d'être exploités car la négligence du phénomène de la karstification dans la zone d'étude peut entraîner des dégâts probables semblable à l'accident de l'OKN 32. Ces conclusions méritent d'être renforcées par des travaux supplémentaires couvrant d'autres aspects tels que l'étude de risque sur la population et sur l'environnement à travers la contamination des eaux souterraines.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques :

1. **Aissani B., Hacini M., Zeddouri A and Djidel M. (2010).** Diagnostic des effondrements et de leurs impacts sur l'environnement : cas de M'Rara, bas Sahara, Sud- Est Algérie, Annales des Sciences et Technologie, volume (2), (2).
2. **Aliev M., Aït Laoussine N. A., Avrov V., Aleksine G., Barouline G., Iakovlev B., Korj M, Kouvykine J., Makarov V., Mazanov V., Medvedev E., Mkrтчiane O., Moustafinov R., Oriev L., Oroudjeva D., Oulmi M. and Saïd A .(1971).** Geological structures and estimation of oil and gas in the Sahara in Algeria: Spain, Altamira-Rotopress, S. A., 265 p.
3. **Aliev, M., 1972 :** Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz au Sahara algérien. (Tome 1) Sonatrach -Alger, 275p.
4. **Amer R ., Kusky T, and El Mezayen A, (2012).** Remote sensing detection of gold related alteration zones in Um Rus area, Central Eastern Desert of Egypt, Adv. Space Res.49, 121-134.
5. **Anchuela O.P., Luzón A., Gil Garbi H., Pérez A., Pocoví Juan A. and Asunción Soriano M. (2014).** Combination of electromagnetic, geophysical methods and sedimentological studies for the development of 3D models in alluvial sediments affected by karst (Ebro Basin, NE Spain). Journal of Applied Geophysics, 102, 81-95.
6. **Aquilina L., Ladouche B.and Dorfliger N. (2006).** Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. Journal of Hydrology 327, 472– 485.
7. **Bakalowicz M. (1979).** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification . Thèse Doct. d'Etat Sc.Nat. Thesis, Paris VI, 269 p.
8. **Bakalowicz M. (1982).** La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste . Reunion Monografica sobre el karst, Larra, 159-174.
9. **Bakalowicz M. (1986).**De l'Hydrogéochimie en karstologie . Karst Euskadi, pp105-129.
10. **Bakalowicz M. (1995).**La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et Fonctionnement. Hydrogéologie, Vol.4, 3-21.
11. **Bakalowicz M. (1996).**les processus de la karstification et les différents type de karsts associer. mémoires société géologique de France, Vol.169, 363-371.
12. **Bakalowicz M. (1999).**Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques ; Guide technique n° 3, Lyon, Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse.
13. **Bakiewicz M., Milne D.M.and Noori M. (1982).** Hydrogeology of the Umm Er Radhuma aquifer, Saudi Arabia, with reference to fossil gradients. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 15: 105-126.

14. **Balmino G., Vales N., Bonvalot S. and Briais A. (2012).** Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy*, Volume 86, Number 7, 499-520.
15. **Barbosa V.C.F., Joao B.C., Silva Walter E. and Medeiros. (2000).** Making Euler deconvolution applicable to small ground magnetic surveys . *Journal of Applied Geophysics* 43,55-68.
16. **Bates R L. and Jackson J. (1987).** Glossary of Geology. 3ème édition, American Geological Institute. 298p.
17. **Batiot, C. 2002.** Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes. Site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, Région Nord-Montpelliéraine, Nerja (Espagne), Avignon, 247p.
18. **Bel, F. et Dermagne F., :** Etude géologique du Continental terminal. Dossier de la Direction de l'énergie et des Carburants (Ministère de l'Industrie et de l'Energie). Alger, 22p,(1966).
19. **Benac C., Juracic M., Maticec D., Ružic I. and Pikelj K. (2013).** Fluviokarst and classical karst: Examples from the Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia), *Geomorphology*. 184, 64-73.
20. **Benhouhou w., Dargiezw T.C.D. and Gilbert O.L. (2003).** Vegetation associations in the Ougarta Mountains and dayas of the Guir hamada, Algerian Sahara.
21. **Beres M ., Luetscher M. and Olivier R. (2001).** Integration of ground-penetrating radar and Microgravimetric methods to map shallow caves; *Journal of Applied Geophysics*. Vol.46. 249–262.
22. **Blakely R.J. and Simpson R.W.(1986).** Approximating edges of source bodies from magnetic and gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494-1498.
23. **Blavoux B. and Mudry J.(1986).** Influence des pluies des pluies estivales sur la qualité des aquifères karstiques sous climat méditerranéen : le rôle du sol et de l'épikarst dans la concentration des chlorures. *bulletin société géologique de France (paris)* .8,12 ,667-674.
24. **Bogli A. (1978).** KarstHydrographie und physische spelaologie. Springer Verlag, Berlin.
24. **Bouchaala A. (1991).** Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relation avec le thermalisme. Exemple de la partie occidentale du massif de Mouthoumet (Aude, France) . Thèse d'état. Université Paul Sabatier. Toulouse, 307 p.
25. **Boudjemaa A .(1987).** Evolution structurale du Bassin pétrolier Triasique du Sahara Nord Oriental (Algérie), Université Paris XI, Orsay, Thèse Doc, 256 p.

26. **Bournas N., Galdeano A., Hamoudi M. and Baker H. (2003).** Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wave number methods. *Journal of African Earth Sciences*. 37, 191–205.
27. **Braddock R.D., Kremmer M.L. and Sanzogni L.(1997),** Feed-forward artificial neural network model for forecasting rainfall run-off. Proceedings international congress on modelling and simulation (Modsim). The modelling and simulation society of Australia Inc., Hobart, Australia, pp. 1653-1658.
28. **Burden, F.R. Brereton, R.G. and Walsh, P.T., 1997.** Cross- validatory selection of test and validation sets in multivariate calibration and neural networks as applied to spectroscopy. *Analy.* 122 (10), 1015-1022.
29. **Burger A. (1983).** Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura., Gaz-Eaux-Eaux usées, Société Suisse de l'Industrie du Gaz et des Eaux, Zurich. 9, 533-583.
30. **Busson G.(1967).** Le Mésozoïque saharien. 1ère partie : L'Extrême Sud-tunisien. Edi., Paris. Centre Rech , Zones Arides . Géol. 8, 194 p. Ed. C.N.R.S.
31. **Busson G.(1970).** Le Mésozoïque saharien. 2ème partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Edit, Paris .Centre Rech. Zones Arides. Géol. 11, 811p. Ed. C.N.R.S.
32. **Busson G.(1971).** Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Edit. Paris.464p.
33. **Busson G. (1972).** Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque Saharien. Mém. Mus, nat, Hist, nat. série C, t. XXVI, Paris. Ed. MNHN, 441 p.
34. **Caloz R., Pointet A., Collet L C., Fribourg. (2003).** Approche comparee de methodes de Classification d'images aeriennes: une etude de cas, *Geographica Helvetica* Jg.58,141-153
35. **Capot Rey R. (1939).** Pays du Mزاب et région des Dayas, *Annales de Géographie*. n° 271.t. XLVIII.
36. **Chellat S. (2014).** Cadre Sédimentologique et Paléoenvironnemental des Formations Mio-Pliocènes de la région de Guerrara (Ghardaïa, Algérie), Thèse Doc, Université Mentouri ,Constantine ,Département sciences géologique.192p.
37. **Chennouf T.,khattach D.,milhi A.and keating P . (2007).** *C.R.Geosciences*. 339(6), 383-395. ·<http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.03.006>
38. **Coiffait P.E., Quinif Y.and Vila J.M. (1975).** Histoire géologique et karstification des massifs néritiques constantinois (Algérie). Acte Symp, Grenade. *Ann. Spéleol*, 619-627.

39. **Campolo, M., Andreussi, P., & Soldati, A., 1999.** River flood forecasting with a neural network model. *Water Resources Research* 35: 1191-1197.
40. **Conrad G. (1969).** L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). Centre de recherche sur les zones arides. Série géologie n°10. CNRS, Paris, 527p.
41. **Conrad G. (1969).** L'évolution continental post hercynienne du Sahara Algérienne (Saoura, Erg Echech, Tanezrouft, Ahnet Mouydir). Thèse Doctorat. Centre de recherche sur les zones aride. Série géologie. N°10. Edition du CNRS, Paris.
42. **Conrad G., Marce A. and Olive P. (1975).** Mise en évidence par le tritium, de la recharge actuelle des nappes libres de la zone aride saharienne (Algérie) *Journ. Hydrol.* 27, 207-224.
43. **Corbel J. (1957).** Les karsts du nord-ouest de l'Europe. - *Rev. Géogr. Lyon*, publi, hors série, 541 P.
44. **Cordell L. and Grauch V.J.S. (1982).** Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data. In: 52nd Ann. Int. Meet. Soc. Explor. Geophys, Dallas. The San Juan Basin, New Mexico. 246–247.
45. **Cvijic J.(1893).** Das Karstphaenomen. Versuch einer morphologischen monographie, *Geograph.Abandlungen* Band, V, Heft 3, Wien, p 114.
46. **Cvijic J.(1914).** Jedinstvo i psihic´ki tipovi dinarskih i južnih slovena (Unity and psychology types of Dinaric and South Slaves). In: Lukic´ R (ed) *Works of Jovan Cvijic´, speeches and articles (1987) (Reprinted in Serbian).* Serbian Academy Science and Arts, Belgrade, pp 237-294
47. **Dincer T., AI-Mugrin A. and Zimmermann U. (1974).** Study of the infiltration and recharge through sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *J.Hydrol.* 23, 79-87.
48. **Drever J.I . (1988).** The geochemistry of natural waters. Second edition. Prentice Hall. 437 p.
49. **Dubief J. (1953).** Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie ; Service des Etudes Scientifiques , Alger, Algérie. 451p.
50. **Dubyansky V.N. (1980).** Hydrothermal karst in the alpine folded belt of southern parts of USSR. *Kras i Speleogia, Poland*, v, 3, 12.
51. **Edmunds W.M., Shand P., Guendouz A.H., Moulla A.S., Mamou A. and Zouri K. (1997).** Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental Basin,

Final report. EC (Avicenne) Contract CT93AVI0015, BGS Technical report WD/97/46R, Hydrogeology Series. 87p.

52. **El-Awadi E., El-Qady G., Nigm A., Shaaban F. and Ushijima K. (2006).** Integrated Geophysical Survey for Site Investigation at a New Dwelling Area, Egypt .J.Envir.Engin.Geophy. 11(04), 249-259.
53. **El-Gout R., Driss Khattach., Mohammed-Rachid Houari., Olivier Kaufmann. and Hicham Aqil. (2010).** Main structural lineaments of north-eastern Morocco derived from gravity and aeromagnetic data; Journal of African Earth Sciences 58, 255–271.
54. **Emblanch M. (2003).** Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France), Journal of Hydrology, Vol. 279 , 262–274.
55. **Everaerts M. and Mansy J.L. (2001).** Le filtrage des anomalies gravimétriques , une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Bolonais et de l'Artois. Bull. Soc. géol. Fr., 3, 267-274.
56. **Ewers R.O. (1982).** An analysis of solution cavern development in the dimensions of length and breadth, Phd Thesis Geography, McMaster University, Hamilton, Ontario, 398 p.
57. **Fabre J. (1976).** Introduction à la géologie du Sahara d'Algérie et des régions voisines. SNED, Alger, 421p.
58. **Fauchard C. and Meriaux P. (2004).** Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues: Guide pour la mise en œuvre et l'interprétation. Editions Quae.
59. **Fenelon P. (1965).** Vocabulaire français des phénomènes karstiques. Comité national de géographie, collectif , 3-6.
60. **Feng-e Z ., Ji-xiang Q., Yao-ru L., Sheng Z. and Mi-ying Y. (2013).** Mechanism of karst formation in sulfate rocks. Procedia Earth and Planetary Sciences , 7: 944-947.
61. **Fookes P.G. and Hawkins A.B. (1988).** Limestone weathering, its engineering significance and a proposed classification scheme, Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, v. 21:7-31, doi:10.1144/GSL.QJEG.1988.021.01.02.
62. **Ford D.C. (1965).** The origin of limestone caverns : a model from the central Mendip Hills, England., National Speleology Society American Bulletin, 27, pp 109.
63. **Ford D.C. (1973).** Development of the canyons of the South Nahanni River, N.W.T. Canadian Journal of Earth Sciences, 13,2, pp 81.
64. **Ford D.C. (1983).** Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada., Journal of Hydrology, 61, pp 149.

65. **Frohlich R.K. and Al. (August 1994)**. Use of geoelectrical methods in groundwater pollution surveys in a coastal environment ; Journal of Applied Geophysics, Volume 32, Issues 2–3, pp 139-154.
66. **Frumkin A., Ezersky M., Al-Zoubi A., Akkawi E. and Abueladas A.R. (2011)**. The Dead Sea sinkhole hazard: Geophysical assessment of salt dissolution and collapse, Geomorphology, 134,102 -117.
67. **Gabr S., Ghulam A, and T. Kusky, (2010)**. Detecting areas of high-potential gold mineralization using ASTER data, Ore Geol. Rev. 38, 59-69.
68. **Garambois S. and al. (2002)**. On the use of cobined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near sub-surface formation ; Journal of Hydrologie, Vol 259,pp 32-48.
69. **Géze B. (1953)**. La genèse des gouffres.1^{er} congres International de Spéléologie, T.II, Paris.
70. **Géze B. (1973)**. Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. Ann. Spéléol., 28(1): 1-20.
71. **Gill L.W., Naughton O. and Johnston P. (2013a)**. Modelling a network of turloughs in lowland karst, Water Resour. Res, 49, 3487–3503.
72. **Gill L.W., Naughton O., Johnston P.M., Basu B. and Ghosh B. (2013b)**. Characterisation of hydrogeological connections in a lowland karst network using time series analysis of water levels in ephemeral groundwater-fed lakes (turloughs), J. Hydrol., 499, 289–302, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.07.002.
73. **Glendon W., GEE. and Hillel D. (1988)**. Groundwater recharge in arid regions : Review and critique of estimation methods. Hydrological process, Vol.2, 255-266.
74. **Goepfert N., Goldscheider N. and Scholz H. (2011)**. Karst geomorphology of carbonatic conglomerates in the Folded Molasse zone of the Northern Alps (Austria/Germany), Geomorphology, 130, 289-298.
75. **Goldscheider N. and Drew D. (2007)**. Methods in Karst Hydrogeology. Taylor & Francis, London, 264 p.
76. **Goudie A.S. (2010)**. Dayas: Distribution and morphology of dryland solutional depressions developed in limestones. Zeitschrift f'ur Geomorphologie, 54, 145–59.
77. **Goudie. (2013)**. Arid and semi-arid Geomorphology, Cambridge, University Press, 468pp, ISBN 978-1-107-00554-9

78. **Groves C., Bolster C. and Meiman J. (2005).** Spatial and temporal variations in epikarst storage and flow in South Central Kentucky's Pennyroyal Plateau sinkhole plain. US Geological Scientific Investigations Report 2005-5160, 64–73.
79. **Guendouz A. (1985).** Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-Est Septentrional (Algérie), Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, 243.
80. **Gupta V.K. and Ramani N. (1980).** Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a precambrian terrain. *Geophysics* 45 (9), 1412– 1426.
81. **Gvozdeckiy N.A. (1981).** Karst. Izdatelstvo Misl, Moscow, p 214
82. **Habes S. (2013).** Caractéristiques chimiques d'un lac appartenant aux écosystèmes humides du Nord de l'Algérie; Cas : Lac Fetzara Nord - Est Algérien, Thèse de Doctorat, université Badji Mokhtar Annaba, 218p.
83. **Halliday W. (1960).** Pseudokarst in the United States, *Bulletin of the National Speleological Society*, v. 22, n. 2, p. 109.
84. **Hamdani .A and al. (2006).** Essai de Cartographie Géomorphologique en Milieu Aride, Cas de Guerrara ; mem ing, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene -Alger, Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, 64p.
85. **Hamdi-Aissa B., Valles V., Aventurier A., Ribolzi O. (2004).** Soils and Brine Geochemistry and Mineralogy of Hyperarid Desert Play, Ouargla Basin, Algerian Sahara. *Arid Land Research and management*, Vol.18, n°2, pp:103-126 (24).
86. **Hamoudi M., Quesnel Y., Dymont J. and Lesur V. (2011).** Aeromagnetic and marine measurements. In: Mandeau M, Korte M (eds) *Geomagnetic observations and models*, (IAGA special Sopron book series 5). Springer, Berlin. doi:10.1007/978-90-481-9858-0-4.
87. **Herak M., Magdalenic A. and Bahun S. (1981)** .Karst hydrogeology. In: Halasi Kun GJ (ed) *Pollution and water resources*. Columbia University seminar series, vol XIV, part 1. Hydrogeology and other selected reports. Pergamon Press, New York, pp 163–178
88. **Hinderer J., C. de Linage J., P. Boy P., Gegout F., Masson Y., Rogister M., Amalvict J., Pfeffer F., Littel B., Luck R., Bayer C., Champollion P., Collard N., LeMoigne M., Diament S., Deroussi O., de Viron R., Biancale J.M. Lemoine S., Bonvalot G., Gabalda O., Bock P., Genthon M., Boucher G., Favreau L., Séguis M., Descloitres S. and Galle. (2008).** The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: description and first results. *Journal of Geodynamics*. 48 pp. 172-181.
89. **Jakucs L. (1977).** Morphogenetics of karst regions. Variants of karst evolution., *Akademiai Kaido*, Budapest, 284 p.

90. **Jennings J.N. (1985).** Karst Geomorphology. Oxford: Basil Blackwell, 293 p.
91. **Khalil M.A (2014)., F.M.Santos M. and Farzamian.** 3D gravity inversion and Euler deconvolution to delineate the hydro-tectonic regime in El-Aricharea, northern Sinai peninsula ; Journal of applied Geophysics 103 (2014) 104-113.
92. **Khettache D., Keating P., Mili E.M., Chennouf T., Andrieux P. and Milhi A. (2004).** Apport de la gravimétrie a l'étude de la structure du bassin des Triffa (Maroc nord-oriental) : implication hydrogéologique C.R Geosciences 336, 1427 -1432.
93. **Kilian C. (1931).** Les principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. Soc. Géol. Fr. Paris.
94. **Kiraly L. (1975).** Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques., In "Hydrology of karstic Terrains", I.A.H., International Union of Geological Sciences, b,3, pp 83 - 216.
95. **Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N.and Dreybrodt W (eds).(2000).** Speleogenesis; evolution of karst aquifers. National Speleological Society of America, Huntsville
96. **Kristo V. (1994).** The features of the karstic relief in the plateau of Dumrea and its development conditions, (in Albanian), Studime Gjeografike, 5, 107–115.
97. **Krutaj F. (1994).** Morfologjia karstike ne Sbjqiperi. Stud. Gjoeg. 5, Tirana.
98. **Lallehem, S. & Mania, J., (2002).** A linear and non-linear rainfall-runoff model using neural network technique: Example in fractured porous media. Journal of Mathematical and Computer Modelling. N°1, Vol. 55, N° 615.
99. **Lastennet R (1994).** Rôle de la zone Non saturée dans le fonctionnement des aquifères. Karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires des massifs de Ventoux (Vaucluse).thèse PhD, Université Avignon, France.
100. **Lefort J.P. and Agarwal B.N.P. (2002).** Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin. Tectonophysics 350, 193–213.
101. **Leverington D.W. and Moon W.M. (2012).** Landsat-TM-based discrimination of lithological units associated with the Purtuniq ophiolite, Quebec, Canada. Remote Sens. 4, 1208–1231.
102. **Lloyd J. W. (1986).** A review of aridity and groundwater. Hydrological processes, Vol.1, 63-78.
103. **Loke M.H. (1994).** The onversion of two dimensional resistivity data ; PhD Thesis, Univ. Of Birmingham, Birmingham, UK, 122p.

104. **Loke M H. and Barker R D. (1996).** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo sections using a quasi-Newton method. *Geophy. Prosp.*, 1996, 44(1), 131-152. DOI: 10.1111/j.1365, 2478. tb00142.x.
105. **Maire R. (1980).** Le karst de la forêt pluvieuse des M. Nakanai, Nouvelle Guinée. *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 472: 325-331.
106. **Maire R. (1990).** La haute montagne calcaire., *Karstologia Mémoires*, 3, 750 p.
107. **Maire R. (1992).** Tendances actuelles de la recherche en karstologie, Colloque de l'Université de Bordeaux 1, Hommage à J. Nicod. pp 511-518.
108. **Mangin A. (1975).** Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon, (*Ann. Spéléol.*, 1974, 29, 3, pp 283-332: 1974, 29, 4, pp 495 - 601 : 1975, 30, 1, pp 21 - 124).
109. **Mangin A. (1984a).** Ecoulement en milieu karstique, *Annales des Mines*, 5-6, pp 135-142.
110. **Marescot L. (2004).** Modelisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexe par la méthode des éléments finis ; Thèse d'état.
111. **Marjolet G and Salado J. (1976).** Contribution à l'étude de l'aquifère de la source du Lez (Hérault, France) ; Thèse d'état, Montpellier, 139 pp.
112. **Mazor E. (1982).** Rain recharge in the Kalahari: a note on some approaches to the problem, *J.Hydrol.* 55, 137-144.
113. **McCann D., M Jackson. and Fenning P.J. (1988).** Comparison of seismic and ground Probing radar methods in geological surveying, *IEE Proceedings*, Vol.135, 380-390.
114. **McGraw H. (1991).** Dictionary of Earth Science. S. P. PARKER ed, p. 505 et 536.
115. **McGrath R.J., Styles P., Thomas E. and Neale S. (2002).** Integrated high-resolution geophysical investigations as potential tools for water resource investigations in karst terrain. *Environmental Geology*, 42(5), 552–557.
116. **Milsom J. (2003).** Field Geophysics Third edition, ISBN 0-470-84347-0, pp.249.
117. **Mocochain L. and al. (2006).** Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France; *Sedimentary Geology*, pp 219–233.
118. **Muller P. and Sarvary I. (1971).** pure corrosive model of the development of vertical karst shafts. *International geography union europ.conf.symp.karst morphol.*
119. **Neal A. (2004).** Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress, *Earth-Science Reviews* 66 (2004) 261–330.

120. **Nicod J. (1972).** Pays et paysages calcaires. Presses Universitaires de France, Paris, pp 1-244.
121. **Nicod J. (1983).** Nouvelles recherches géomorphologiques sur le karst Méditerranéen, *Karstologia*, 1, pp 33-38.
122. **Nicod J. (1985).** Observations inédites, d'après Choppy, 1988.
123. **Njandjock N.P., H. L. Kandé., E Manguelle-Dicoum., C. T Tabod., M. T Ndougssa. and Jean Marcel. (2003).** A Turbo Pascal 7.0 program to fit a polynomial of any order to potential field anomalies based on the analytic least square method; *African Journal of Science and Technology (AJST) Science and Engineering Series*, Vol. 4, No. 2, pp 1-4.
124. **O.S.S. (2003).** Système Aquifère du Sahara Septentrional. **Observatoire du Sahara et du Sahel.** Volume 2 : Hydrogéologie. Projet SASS. Coupes. Planches. Annexes. Tunis, Tunisie. 275p. Volume 4 : Modèle Mathématique. Annexes. 229p.
125. **Ould Baba Sy M. (2005).** Recharge et paléorecharge du système aquifère du Sahara septentrional. Thèse Doc, Université Tunis ,El Manar,271 p.
126. **Palmer A N. (1975).** The origin of maze caves. *National Speleological Survey Bulletin.* 37, 3, 56-76.
127. **Palmer A N. (1983).** Karst Research in North America. *Karstologia.* 1, 39-46.
128. **Palmer A N. (1991).** Origin and morphology of limestone caves. *Geol. Soc. of Amer. Bull,* 103, 1-25.
129. **Panagiotopoulos D. (2010).** Karst depressions as geoarchaeological archives: the palaeoenvironmental reconstruction of Zominthos (Central Crete), based on geophysical prospection, sedimentological investigations and GIS. *Quaternary International,* 216, 75-92.
130. **Pour A B. and Hashim M. (2011).** Identification of hydrothermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran, *J. Asian Earth Sci.* 42 ,1309-1323.
131. **Jeannin P Y. and Zwahlen F. (2003).** Épikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site. Switzerland. *Journal of Hydrology,* 279, 106–124.
132. **Plagnes V. (1997).** Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Th. Doc. Univ Montpellier II Sciences et techniques du Languedoc, num. id. 97 MON.
133. **Ponton J. (2008).** Caractérisation hydro-géophysique par tomographie électrique d'un glissement de terrain argileux de type "coulée" à l'échelle de la parcelle et du versant .

Rapport de stage, Université Louis Pasteur – Strasbourg I, Institut de Physique du Globe, UMR 7516 ULP-CNRS.

134. **Puig J. (1987)**. Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Hydrogéologie Thesis, Faculté des Sciences d'Avignon, Avignon, 208 p,

135. **Quinif Y. (1975)**. Contribution à l'étude morphologique des karsts algériens de type hautalpin. Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn.

136. **Quinif Y. (1976a)**. Contribution a l'etude morphologique des karsts algériens de type haut alpin. Rev. Ceogr. Phys. Dyn., XVIII (1):5-18.

137. **Quinif Y. (1977)**. Quelques aspects du Djurdjura (Algérie), les zones de Tizi-Boussouil et du Djebel Haizer. îev. Géog. phys. Géol. dyn. XIX-2, 137-148.

138. **Quinif Y. (1978)**. Contribution à l'étude des cavités karstiques du Djurdjura (Algérie). Description morpho-hydro-géologique et cadre évolutif . Intern Journal of Speleology, 10 (2), 113-155.

139. **Reid A., Allsop B., Grancer M J., Millett H.A.J. and Somerton, I.W. (1990)**. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler déconvolution. Geophysics, 55, 80-91.

140. **Renault P. (1967)**. Contribution a l'étude des actions mécaniques et Sédimentologique dans la speleogenese. Ann. Speleol., 22:209-267.

141. **Renault P. (1992)**. La karstologie Française de 1900 à 1992. Colloque de l'Université de Bordeaux 1, Hommage à J. Nicod, 18-30.

142. **Roglic J. (1952)**. Les surfaces de corrosion dans le karst dinarique. 81Int.Geogr. Congress, Washington, 366-369.

143. **Roques H. (1962)**. Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. ; Annale de Spéléologie, Vol.17, Issue I et II, 11-41 et 241-284.

144. **Roy D.P. et al., (2014)** .Landsat-8: science and product vision for terrestrial global change research, Remote Sens. Environ. 145, 154–172.

145. **Rushton K R. (1988)**. Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semiarid zones. In: Estimation of natural groundwater recharge. Simmers I. (ed), NATO ISI Series C, Vol.122. Reidel publ., Dordrecht, 493-504.

146. **Salomon J.N. (1997)**. Les influences climatiques sur la géomorphologie karstique : exemple des milieux tropicaux et arides, Quaternaire 8(2-3) ,107-117.

147. **Salomon J N.and Pomel S. (1997)**. L'origine des carbonates dans les croûtes argentines. Zeit. F. Geomorph. 41, 2, 145-166.

148. **Salomon J N. and Pulina M. (2005).** Les karsts des régions climatiques extrêmes. Presses Universitaires de Bordeaux, 222 p. ISBN : 2867813808, 9782867813801.
149. **Salomon J N. (2005).** Précis de Karstologie Presse universitaire de Bordeaux, 287p, ISSN1248-8593.
150. **Siart C., Hecht S., Holzhauer I., Altherr R., Meyer H P., Schukraft G., Eitel B., Bubenzler O. and Simmers I. (1997).** Groundwater recharge principles, problems and development. In: Recharge of phreatic aquifers in (semi) arid areas. Simmers I. (ed), Balkema A.A/Rotterdam publ, 1-18.
151. **Simeoni G P. (1976).** Etude de la perméabilité des formations calcaires du Jura Neuchâtelois. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel,1, 9-18.
152. **Sonatrach. (1987)** .Document interne D.E.S – Division Exploration, Rapport inédit.
153. **Sonntag C., Thoma G., Munnich K.O., Dincer T. and Klitzsch E. (1980).** Environmental isotopes in North African groundwaters ; and the Oahna sand-dune study, Saudi Arabia. IAEA. Arid Zone Hydrology, Investigations with Isotope Techniques, Vienne, IAEA-AC-158/6, 77-84.
154. **Spector A. and Grant F.S. (1970).** Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, 35:293-302.
155. **Stephensen GR. and ZUZEL J.F. (1981).** Groundwater recharge characteristics in a semi-arid environment of southwest Idaho. J Hydrol, 53, 213-227.
156. **Stevanovic´ Z., Iurkiewicz A .(2009).** Groundwater management in northern Iraq. Hydrogeol J ,17(2), 367–378.
157. **Stevanovic´ Z. (2015).** Chapter 2 : Karst Environment and Phenomena Karst Aquifers- Characterization and Engineering, Professional Practice in Earth Sciences, DOI 10.1007/978-3-319-12850-4_2
158. **Sweeting M M. (1950).** Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough district. Geograf. J, 115, 63-78.
159. **Sweeting M M. (1966).** The weathering of limestones with particular reference to the carboniferous limestones of northern England. Essays in geomorphology , G.H/. Dury, London, 177 - 210.
160. **Sweeting M M. (1972).** Karst Landforms. MacMillan Press Ltd, London, 362 p.
161. **Syberg F.J.R. (1972).** A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. Geophys Prospect, 20, 47– 75.
162. **Thompson D.T.(1982).** EULDPH: A new technique for making computer- assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics, 47, 31–37.

163. **Vadillo I., Benavente J., Neukum C., Grützner C., Carrasco F., Azzam R., Liñán L., Valero-Garcés B L. and Morellón M.(2014).** Lacustrine carbonates of Iberian Karst Lakes: Sources, processes and depositional environments. *Sedimentary Geology*, 299: 1–29. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2013.10.007.
164. **Vanié L.T.A., Khattach D. and Houari M.R.(2005).** Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 27, 29-40.
165. **Vila J.M., Sigal J., Coiffait P.E., Lahondere J.C. and Quinif Y. (1996).** Sur l'allochtonie du Tell sétifien : la fenêtre de la Koudiat Touachra et la nappe de Djemila. *Bull. Soc. géol. France. (7), XVII. numéro di luanaj-bot nell'A Ibania Settentrionale. L'Universo* , 6, 744-758.
166. **Ville L. (1872).** Exploration géologique du Béni-M'Zab, du Sahara et de la région des steppes de la province d'Alger .Ed. Imprimerie Nationale. Paris, 540 p.
167. **Von Knebel W.(1906).** Hohlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphanomene, Braunschweig, Germany. Druck und Verlag von Freidrich Vieweg und Sohn, 183p.
168. **Waele J.D., Plan L. and Audra P. (2009).**Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction .*Geomorphology*, 106, 1–8.
169. **Waltham A.C .and Fookes. P.G. (2005).** Engineering classification of karst ground conditions .*Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 3 (1), 20p.
170. **Ward S H. (1989).** Resistivity and induced polarization methods. In *geotechnical and environmental geophysics. S.Expl.Geophy*,1,147-190.DOI:10.1190/1.9781560802785.c6.
171. **White W B. (1988).** Geomorphology and hydrology of karst terrains. New York, Oxford univ Press, 464p.
172. **Williams P.W. (1983).** the role of the subcutaneous zone in karst hydrology: *Journal of Hydrology*, v. 61, p. 45–67.
173. **Williams P.W. (1985).** Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29(4): 463–82.
174. **Xu X ., Zeng Q ., Li D. and Shen J. (2010).** GPR detection of several common subsurface voids inside dikes and dams .*Engineering Geology*, 111, 31–42.
175. **Jeng Y. and Chen C.S. (2012).** Subsurface GPR imaging of a potential collapse area in urban environments. *Engineering Geology*, 111(1), 31–42.
176. **Zeddouri A, (2007).**Caractérisation Hydrogéologique et Hydrochimiques des nappes du complexe terminale de la région d'Ouargla (Sud-est Algérien), Thèse de Doctorat, université Badji Mokhtar Annaba, 201p.

177. **Zerrouki H. (2013).** Aspects Quantitatifs et Qualitatifs de la source de Bouakkous : Impact sur le Champ captant d'Ain Chabro (zone semi aride Tebessa), Thèse de Doctorat, université Badji Mokhtar Annaba, 201p.
178. **Zhang F.E., Qi J.X., Lu Y.R., Zhang S. and YIN M.Y.(2013).** Mechanism of karst formation in sulfate rocks .Procedia Earth and Planetary Science, 7: 944 – 947.
179. **Zhang Z., He G. and Wang X. (2010).**A practical DOS model-based atmospheric correction algorithm, Int.J.Remote.Sens, 31, 2037-2852.
180. **Zhu J., Currens J.C., Dinger J.S. (2011).**Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits-A field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. journal of applied geophysics, 75,523-530.
181. **Ziu T., Sauro U. and Ferrarese F. (1997).** Il cono in roccia del Torrente Secco e la pianura carsica di Iuanaj-bot nell'A Ibania Settentrionale. L'Universo, 6,744-758.

Annexe I:
Géophysique

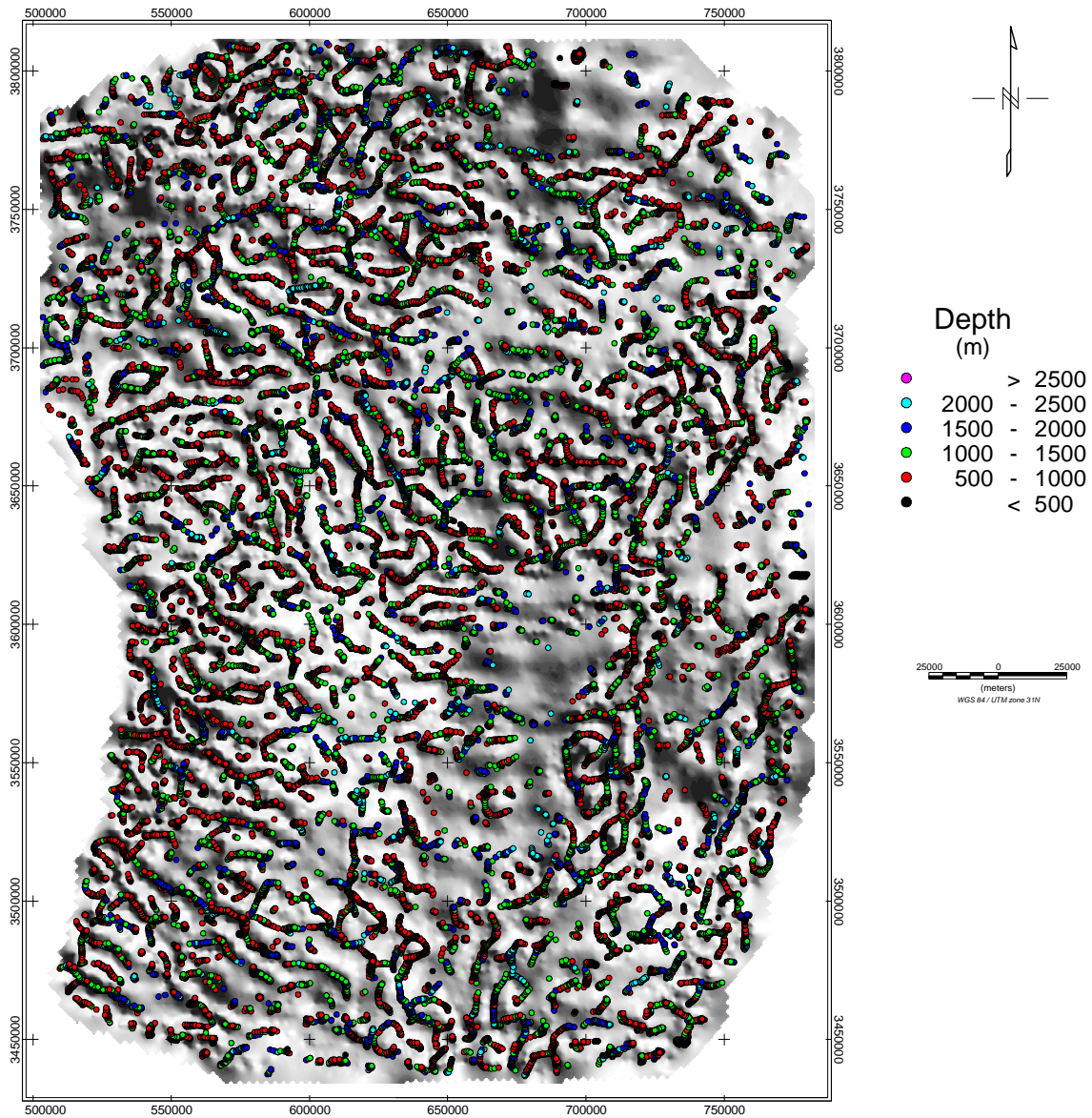


Figure 1 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=0$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

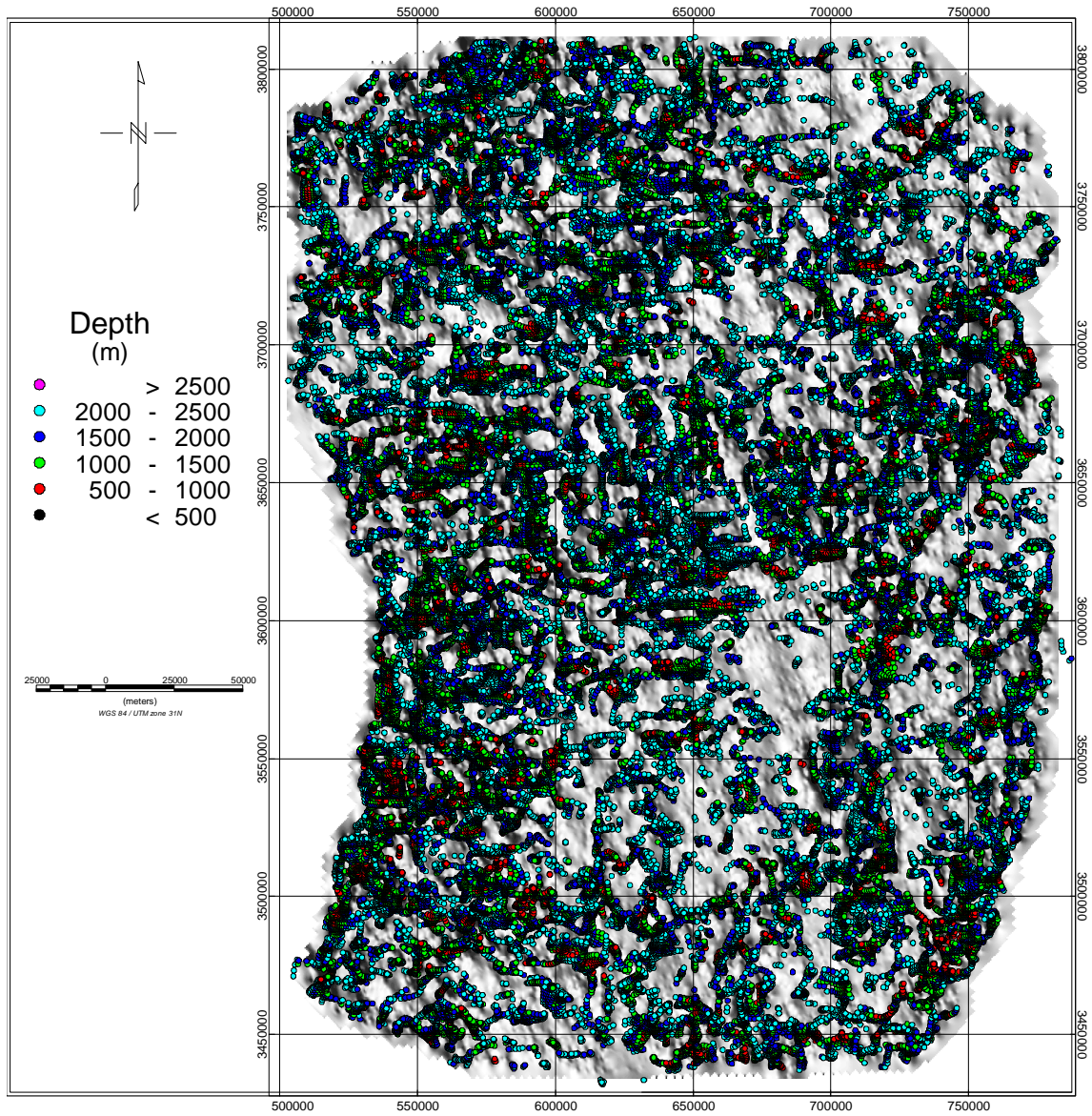


Figure 2 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=0.5$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

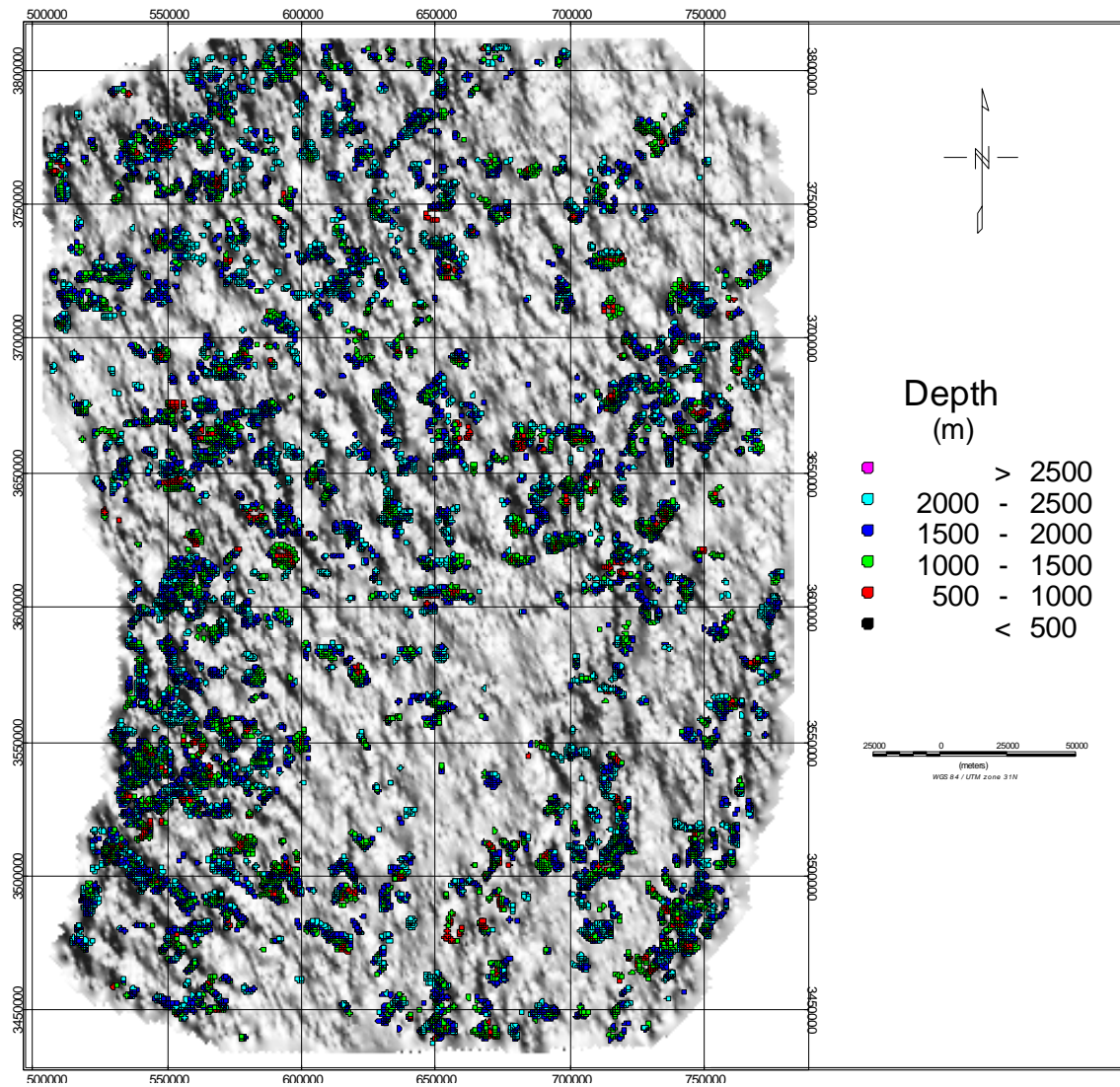


Figure 3 : résultats de la Déconvolution d'Euler pour la valeur $N=1$ de l'indice structural superposé sur le Gradient Horizontal

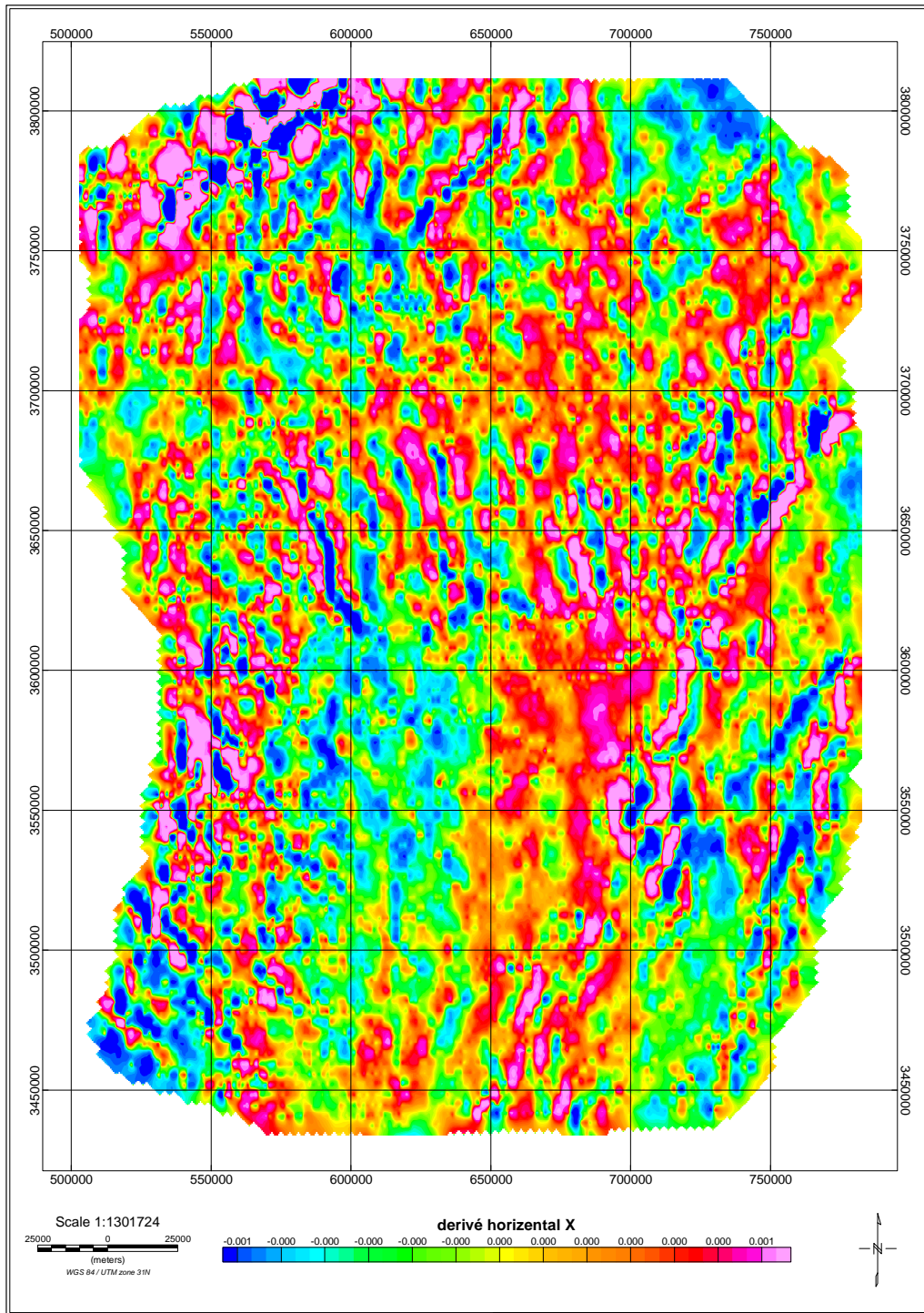


Figure 4: Dérivé horizontale selon X

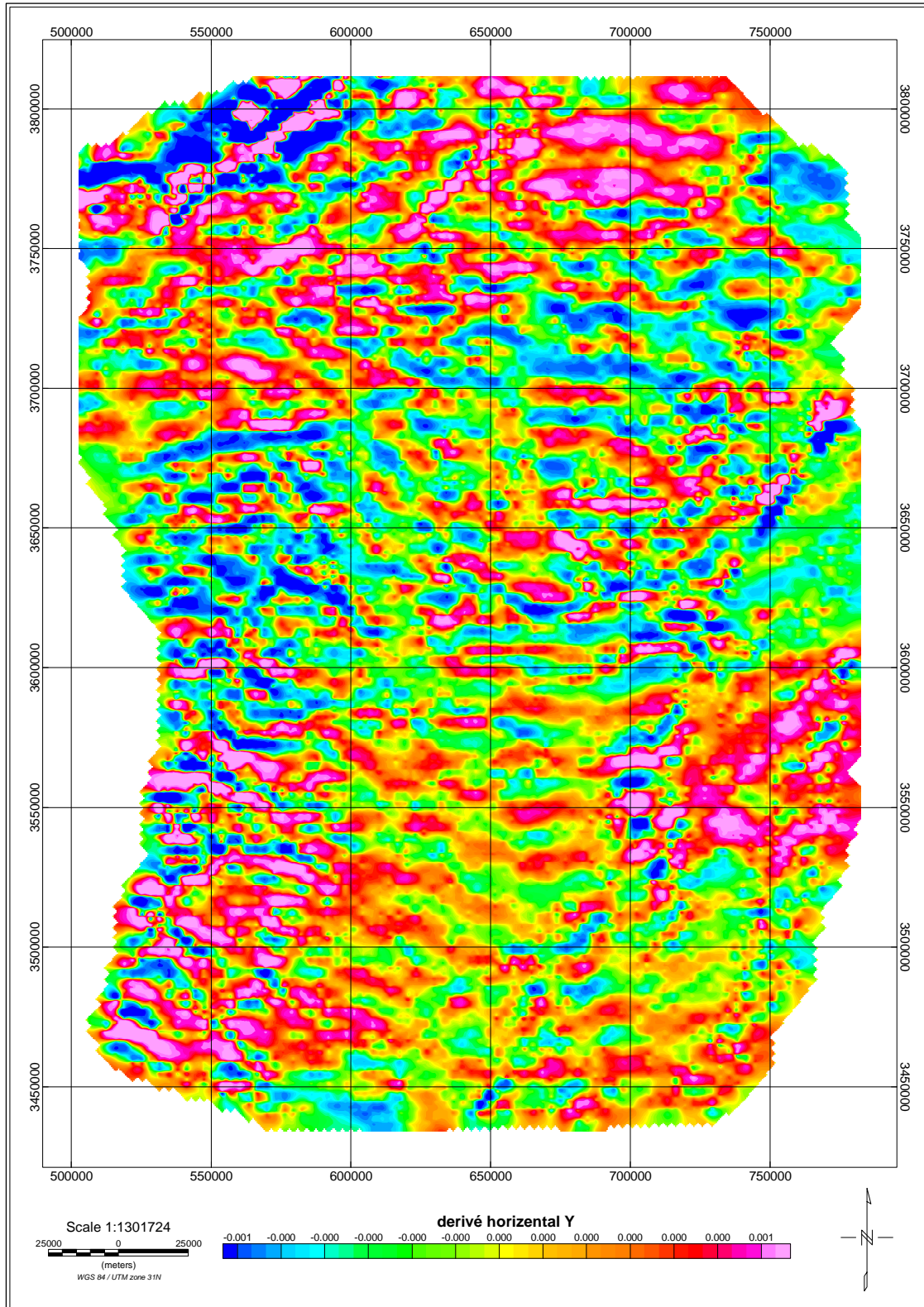


Figure 5: Dérivé horizontale selon Y

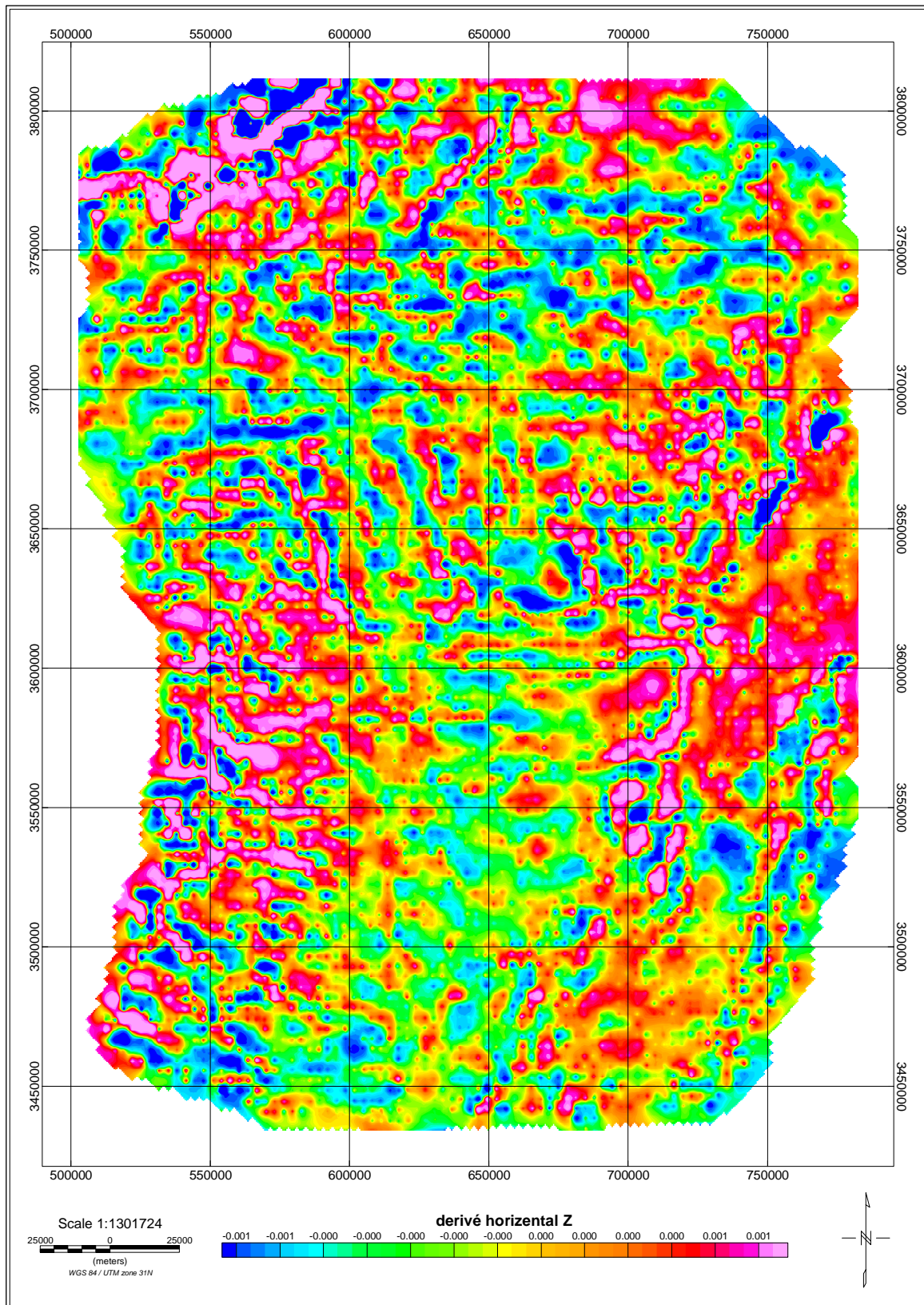


Figure 6: Dérivé horizontale selon Z

Tableau 1 : Critère de Quelques linéaments gravimétriques déterminés par la Gradient Horizontal

Linéaments Gravimétrique	X1	Y1	X2	Y2	Longueur	Orientation	Pendage
1	567092	3676118	594633	3616984	67084	155,03	90
2	600304	3681788	614075	3628325	58436,2	165,56	90
3	618935	3686244	638376	3636020	53877,2	158,84	90
4	581268	3682598	608809	3617389	72651,8	157,1	90
5	719787	3608073	708041	3574861	35844,7	199,48	90
6	733963	3701230	724647	3631565	73202,8	187,62	90
7	754214	3697584	744089	3638450	64190,5	189,72	90
8	779731	3604833	774061	3579721	26280,4	192,72	90
9	586128	3704875	601114	3687864	22670,7	138,62	90
10	764340	3663157	763935	3624680	39103,2	180,6	90
11	677664	3646146	686575	3624680	23249,9	157,46	90
12	680510	3807011	687396	3779959	27945,3	165,72	90
13	555089	3760777	555581	3712084	49368,3	179,42	90
14	668705	3727332	691330	3705199	31650,6	134,37	90
15	685428	3669294	705594	3622568	50891,3	156,66	90
16	692806	3763728	680510	3737169	29268	204,84	90
17	646572	3794715	615586	3760777	45955,5	222,4	90
18	593945	3812421	565418	3791272	35511,9	233,45	90
19	537382	3639291	564926	3608797	41092	137,91	90
20	659360	3657489	669197	3623552	35334,3	163,84	90
21	765599	3781927	766091	3746022	35908,2	179,22	90
22	661820	3804552	628374	3755367	59961,1	214,22	90
23	742482	3625519	749860	3600435	26146,6	163,61	90
24	613127	3544365	611159	3489278	55251,3	182,05	90
25	698708	3505509	681985	3476490	33492,6	209,95	90
26	753795	3520756	734121	3448946	74675,8	195,32	90
27	529513	3523215	538858	3495180	30215,2	161,57	90
28	719366	3547316	705594	3522232	28616	208,77	90
29	762156	3508952	749368	3474522	37230,4	200,38	90
30	530988	3621093	545252	3602894	23122	141,91	90
31	570336	3495180	592469	3475506	29613,1	131,63	90
32	570336	3787829	568860	3748481	39380	182,15	90
33	612635	3788321	612635	3765696	22646,4	180	90
34	543284	3730775	541317	3710609	20454,6	185,57	90
35	542793	3736185	524102	3715036	28263,1	221,47	90
36	631817	3684541	638703	3663883	21810,5	161,57	90
37	732154	3504033	736088	3482392	21996,1	169,7	90
38	652474	3487310	636244	3458291	33249,7	209,22	90
39	751336	3542397	740023	3514854	29776	202,33	90

Tableau 2 : Critère de Quelques linéaments gravimétriques déterminés par la Déconvolution d' Euler

Linéaments Gravimétrique	X1	Y1	X2	Y2	Longueur	Orientation
1	745773	3784809	725923	3766978,3	29035,8471	228,07
2	594377	3736026	611535	3735689,7	17459,6575	91,12
3	574527	3681187	550304	3682196,4	24618,2938	272,39
4	550304	3682533	524398	3664701,7	36507,0453	235,46
5	574863	3669412	581928	3644515,5	27393,143	164,16
6	607498	3679168	622301	3653262,9	32384,5223	150,26
7	606488	3673449	629366	3650571,4	36518,538	135
8	630039	3606162	662673	3614236,3	36011,8624	76,1
9	562079	3702046	565443	3689934,4	12570,2885	164,48
10	618600	3654272	617927	3636104,6	18276,3366	182,12
11	592358	3626012	620282	3616254,9	36300,6021	109,26
12	649216	3668739	648879	3650234,9	18507,0423	181,04
13	639795	3658982	654935	3658982,3	15139,623	90
14	691270	3720550	702036	3713821,4	12884,4309	122,01
15	559724	3690607	592694	3689598	35472,5902	91,75
16	552659	3649226	571163	3653599,3	19327,4619	76,7
17	519351	3712812	534827	3710457	16793,6699	98,65
18	621628	3604480	637104	3592031,5	19861,1289	128,81
19	530454	3560407	585629	3546949,1	61473,0929	103,71
20	582938	3557379	605143	3565789,5	24142,6279	69,25
21	540883	3586312	548285	3566125,9	22203,4856	159,86
22	608507	3507586	626674	3490427,8	25405,3925	133,36
23	539538	3523735	549294	3524071,4	9762,4439	88,03
24	534827	3600442	547948	3600106	14355,8087	91,47
25	535500	3768660	535164	3755539,4	13231,5998	181,47
26	503875	3775726	528435	3778753,5	25068,1448	82,97
27	570979	3786545	585090	3796775,7	18354,9996	54,06
28	745249	3508207	740310	3492332,1	16625,3311	197,28
29	515946	3493390	534643	3475399	26418,2905	133,9
30	617898	3683183	635184	3642966,4	45348,4125	156,74
31	590029	3648258	591792	3632736	16181,8005	173,52
32	591087	3810534	568509	3796775,7	27064,4314	238,64
33	690216	3762557	721613	3760792,8	31698,2621	93,22
34	710324	3759382	710324	3731159,8	33852,3924	180
35	603963	3642084	608020	3633794,3	9487,16675	153,92
36	608373	3633971	624248	3624622,2	24654,6105	120,49
37	624953	3624622	637829	3631854	18449,5491	60,68
38	717203	3759911	715440	3753384,5	6760,47081	195,12
39	717380	3754443	733607	3750738,7	16653,866	102,86

Tableau 3 : Estimation des profondeurs des sources gravimétriques par la Déconvolution d'Euler pour quelques éléments de la catégorie 0-500 m de profondeur

X	Y	Euler Z
651052,75	3441181,75	474,06
651011,06	3441121,5	493,49
644664	3441501,5	414,65
651150,94	3441569,5	393,81
651101,31	3441507,25	440,87
644619,75	3441723	444,24
644611,63	3441724,75	452,51
651236,38	3441903	327,56
651190,44	3441836,5	406,03
644598,06	3441942,5	459,65
651271,5	3442154,75	388,09
651359,06	3442487,5	390,6
651474,5	3442821	398,12
651474,88	3442885,25	427,54
645317,5	3443149,25	497,19
640161,88	3446741,75	458,69
612996,75	3444376,25	393,47
640178,94	3446859,75	498,55
733742,88	3448165,25	413,24
735698,81	3448042,5	492,43
735992,38	3448002,5	411,01

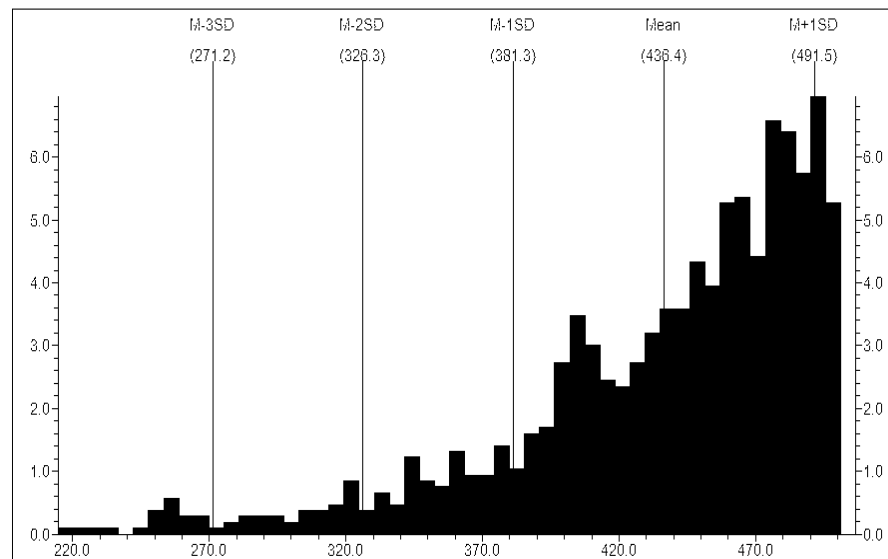


Figure 7 : statistiques sur l'ensemble des solutions d'Euler a moins de 500 m de profondeur

Tableau 4 : Estimation des profondeurs des sources gravimétriques par la Déconvolution d'Euler pour quelques éléments de la catégorie 500-1000 m de profondeur

X	Y	Z
689519,69	3437904,75	765,69
689601,25	3438513	974,23
689307,5	3438291,25	648,16
689345,31	3438906,75	790,3
679191,88	3439067,5	646,54
679280,06	3439388,25	732,22
644720,19	3440200,25	886,97
644789,38	3440288,5	766,13
644814,44	3440262,25	731,23
644810,06	3440174	731,85
644805,63	3440044,75	713,86
644869,56	3439936,5	638,45
664133,44	3439811,25	970,75
664898,69	3439618,25	930,42
679272,56	3439550	871,35
679661,88	3440047,75	597,67
688969,31	3440791,75	942,61
644354,31	3439943,75	933,77
644534,63	3440209,25	888,54
644674	3440638,75	635,25
644746,94	3440806,5	527,09
650952,56	3440543,75	589,4
650940,88	3440583,75	638,46
650914,13	3440511	634,96

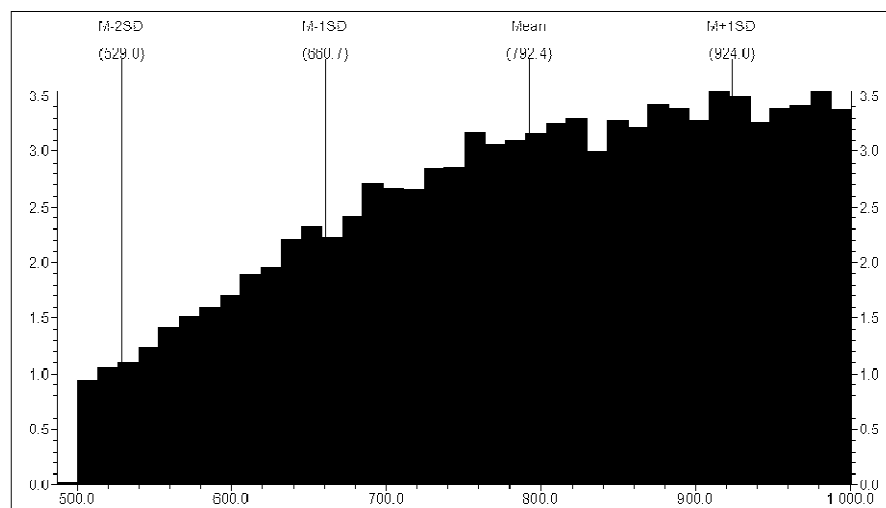


Figure 7: statistiques sur l'ensemble des solutions d'Euler a moins de 500-1000 m

Tableau 5 : Estimation des profondeurs des sources gravimétriques par la Déconvolution d'Euler pour quelques éléments de la catégorie 1000-1500 m de profondeur

X	Y	Euler Z
678548,38	3437510	1224,48
678614,5	3437929	1145,77
678617,25	3438177	1166,54
678584,31	3438352,25	1247,82
645485,88	3438578,5	1086,33
649846,44	3438595,25	1246,99
678641,44	3438599	1330,5
689221,31	3440419	1031,8
689301,63	3440637,5	1215,87
585459,75	3438380	1236,12
642750,25	3438845,25	1315,46
644175	3439633	1202,49
644456,13	3439728,5	1276,25
644589,69	3439831,75	1249,86
650744,25	3439350,5	1092,02
650751,44	3439316	1217,7
650742	3439367,25	1197,44
650740	3439276	1152,07

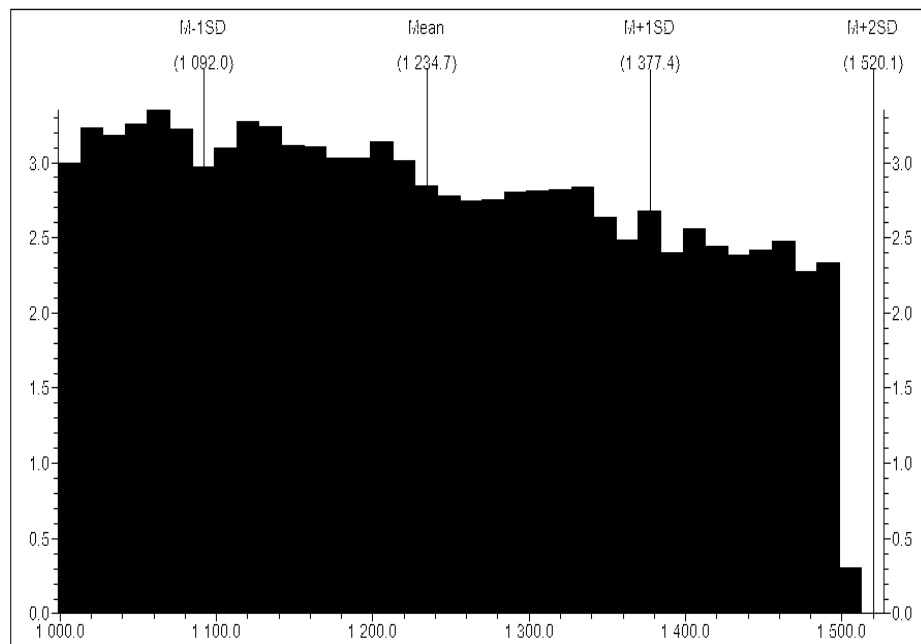


Figure 8 : statistiques sur l'ensemble des solutions d'Euler a moins de 1000-1500 m de profondeur

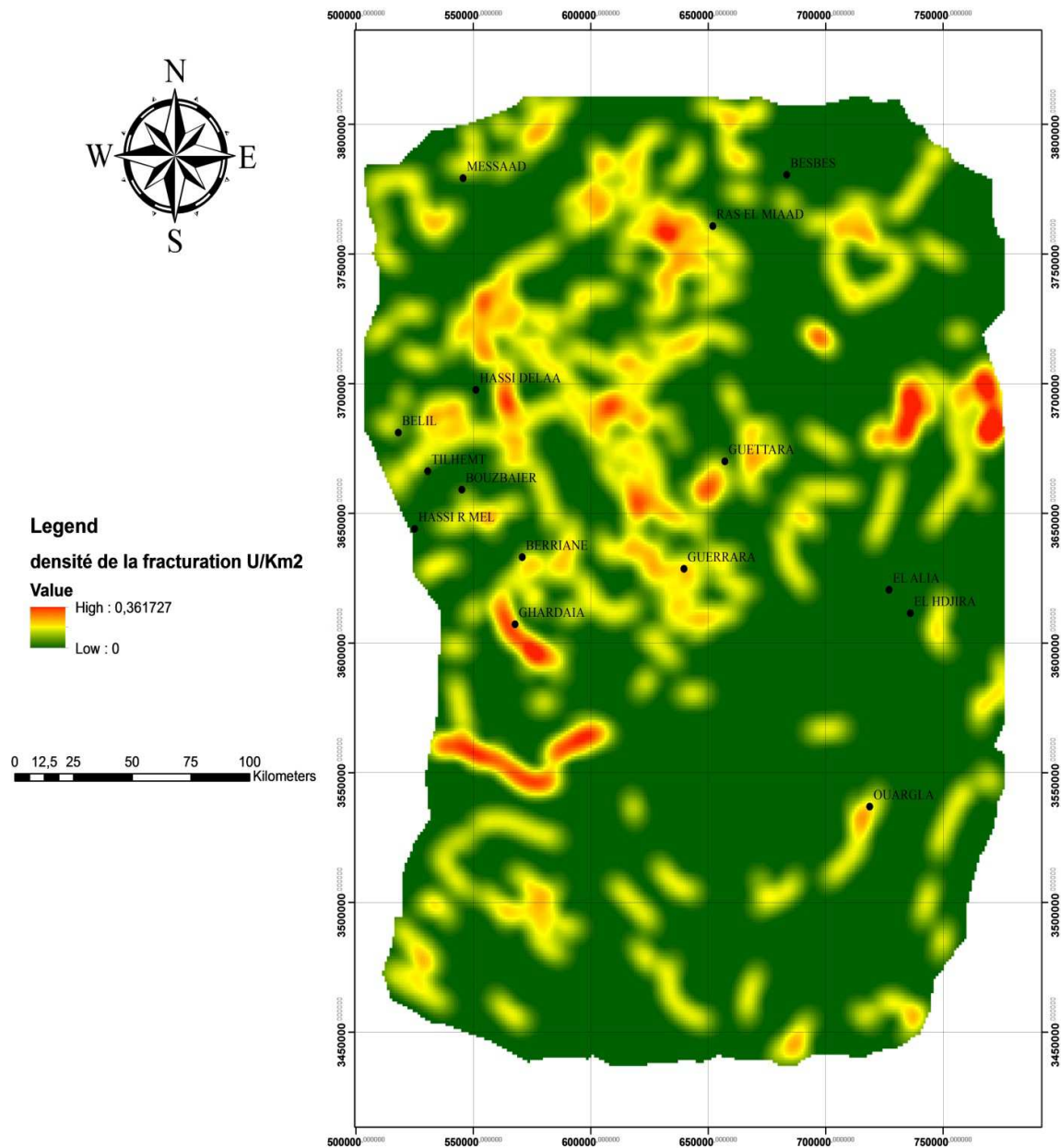


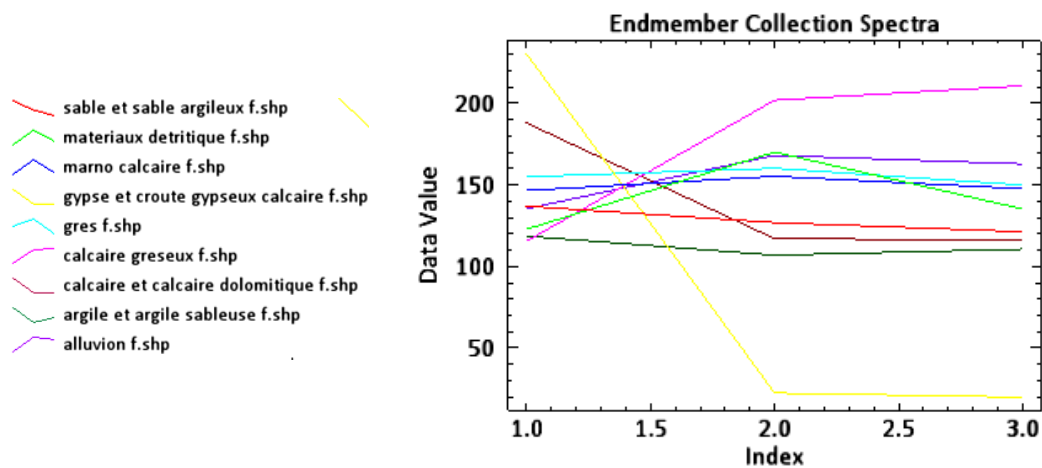
Figure 9 : Densité de la fracturation obtenue par la combinaison des techniques gravimétriques (Déconvolution d'Euler, Gradient Horizontal)

Annexe II :
Téledétection spatiale et Hydrochimie

Télédétection :

Tableau 1: résultat des statistiques basiques sur les bandes spectrales du Landsat 8

Basic Stats	Min	Max	Mean	Stdev	Eigenvalue
Band 1	0	22736	2983.9357	5134.8351	10.9838
Band 2	0	25764	3062.3679	5273.0190	0.0079
Band 3	0	28426	3852.9084	6633.7884	0.0055
Band 4	0	30688	5239.0079	9018.6451	0.0014
Band 5	0	53375	6292.5038	10833.2143	0.0005
Band 6	0	62948	7161.2538	12324.3670	0.0003
Band 7	0	58347	6402.8422	11021.2361	0.0002
Band 8	0	29369	4322.9579	7443.7434	0.0001
Band 9	0	5747	1283.0944	2204.9273	0.0001
Band 10	0	45829	8013.7269	13775.9813	0.0000
Band 11	0	37349	7355.6313	12644.5274	0.0000

**Figure 1:** Signature spectrale des formations géologiques de la zone d'étude

Cartographie structurale par Télédétection :

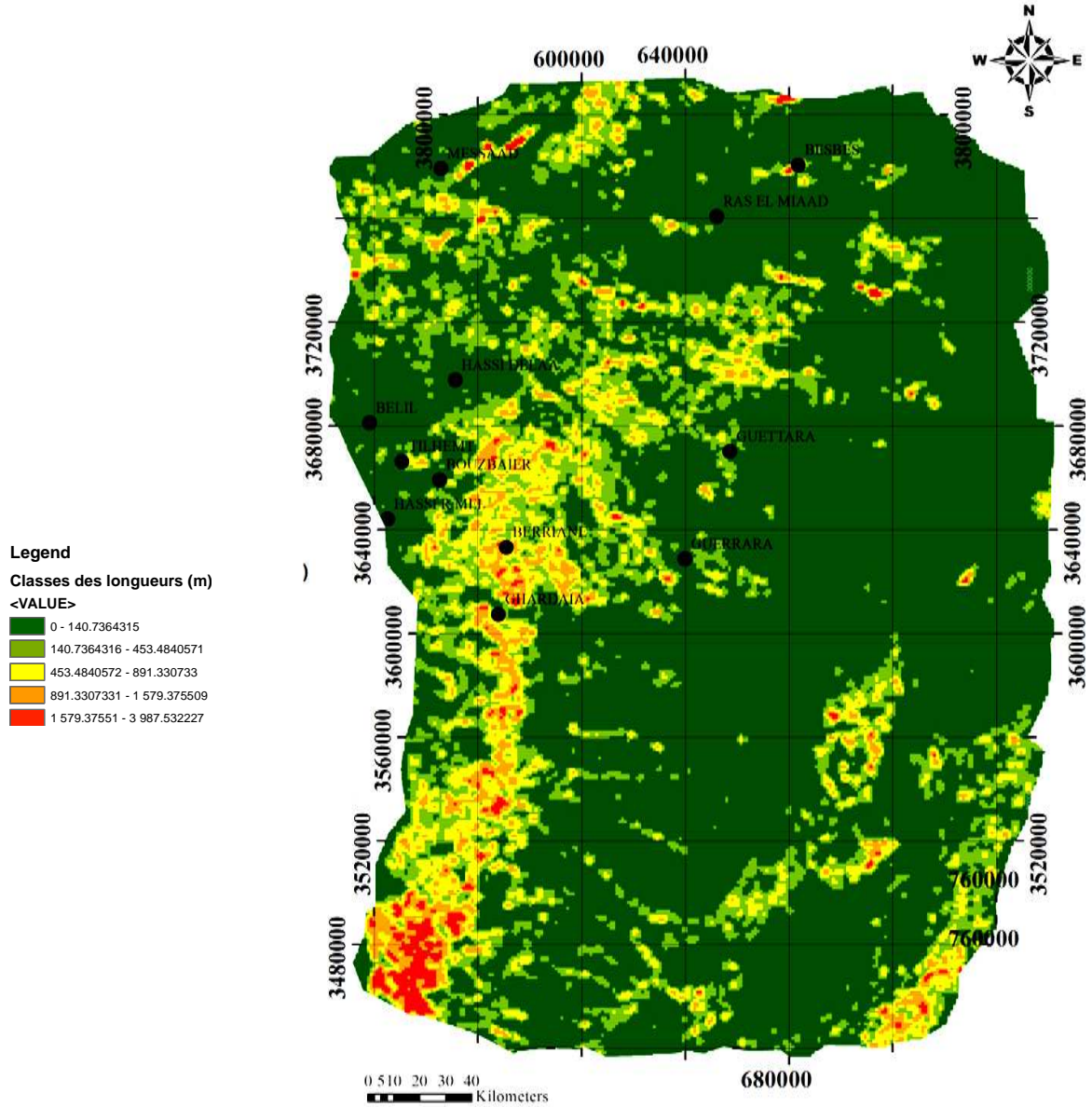


Figure 2 : Densité des linéaments selon les longueurs produite par télédétection spéciale

Hydrochimie :

Cartographie en 3D du Sénonien Carbonatées Ouargla-Oued Righ :

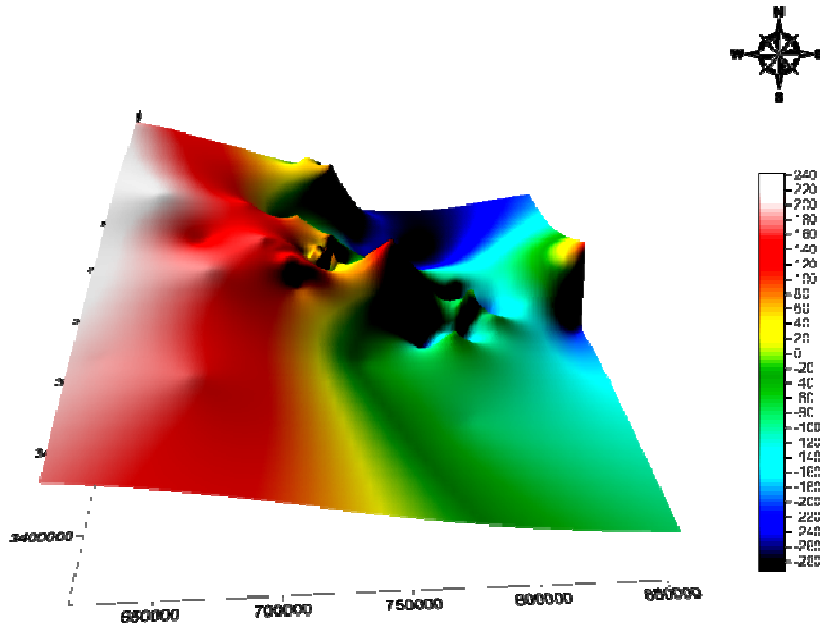


Figure 3 : représentation en 3D du sénonien carbonaté

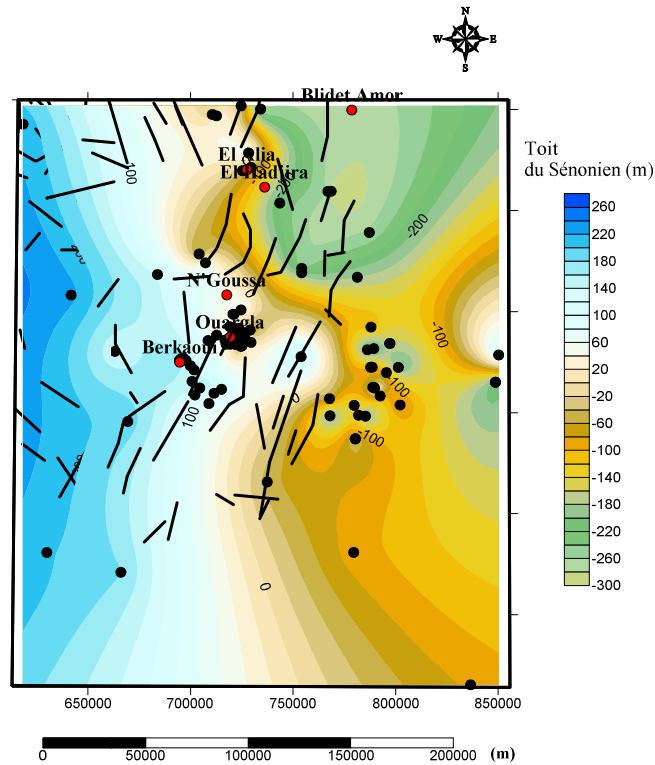


Figure 4 : représentation en 3D du sénonien carbonaté avec superposition des failles et linéament obtenus par la géophysique

Simulation par les réseaux de Neurone

Tableau 2 : Caractéristiques de la simulation RNA retenue

Simulation	MLP 9-10-1 Electric Conductivity (ms/cm)
Minimum prediction (Train)	1,77906
Maximum prediction (Train)	8,15659
Minimum prediction (Test)	1,76570
Maximum prediction (Test)	5,26182
Minimum prediction (Validation)	1,97264
Maximum prediction (Validation)	5,05463
Minimum prediction (Missing)	2.869
Maximum prediction (Missing)	3.802

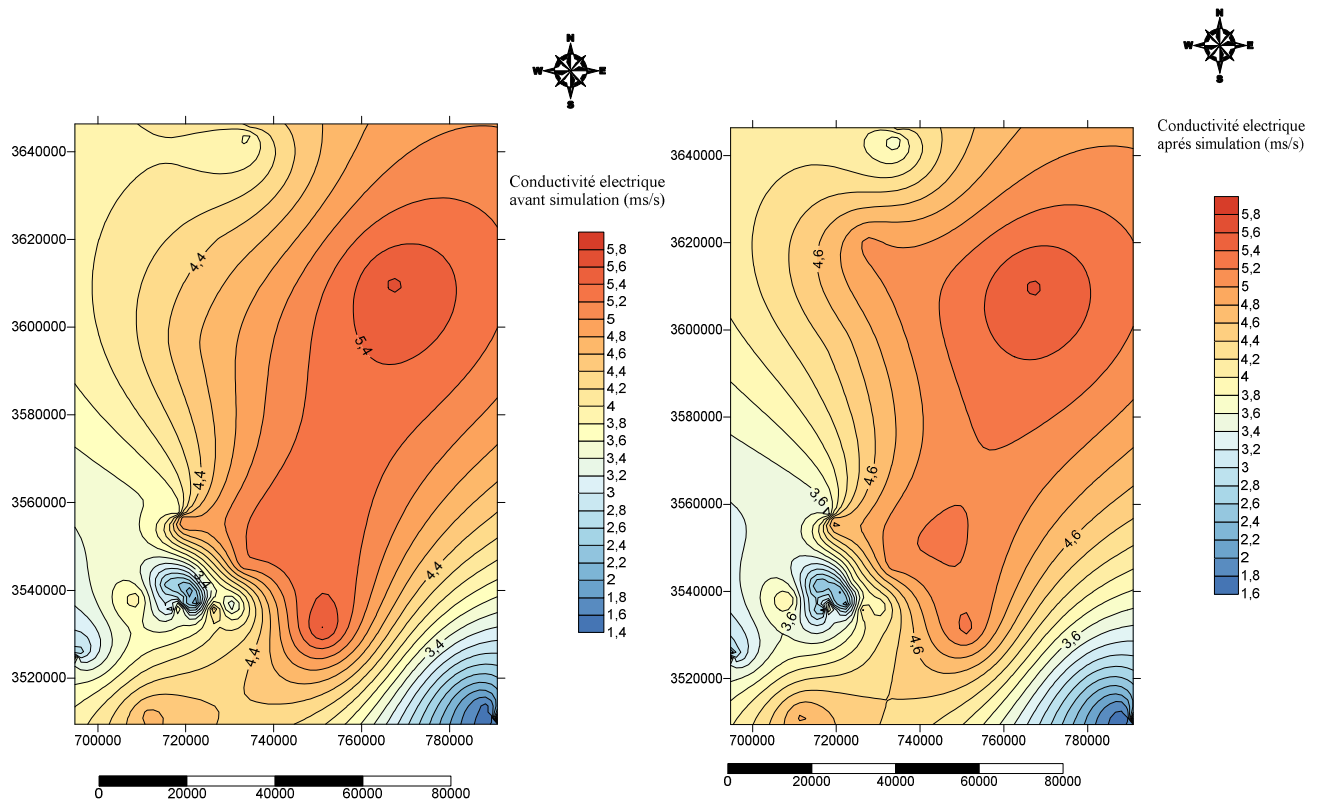


Figure 5 : Cartographie des valeurs de la conductivité électrique avant et après modélisation par réseau de neurone MLP

Annexe III :
Le karst au Nord du Sahara Algérien
Caractéristiques géologique et hydrogéologiques

Annexe 3 : Le karst au Nord du Sahara Algérien : Caractéristiques géologique et hydrogéologiques

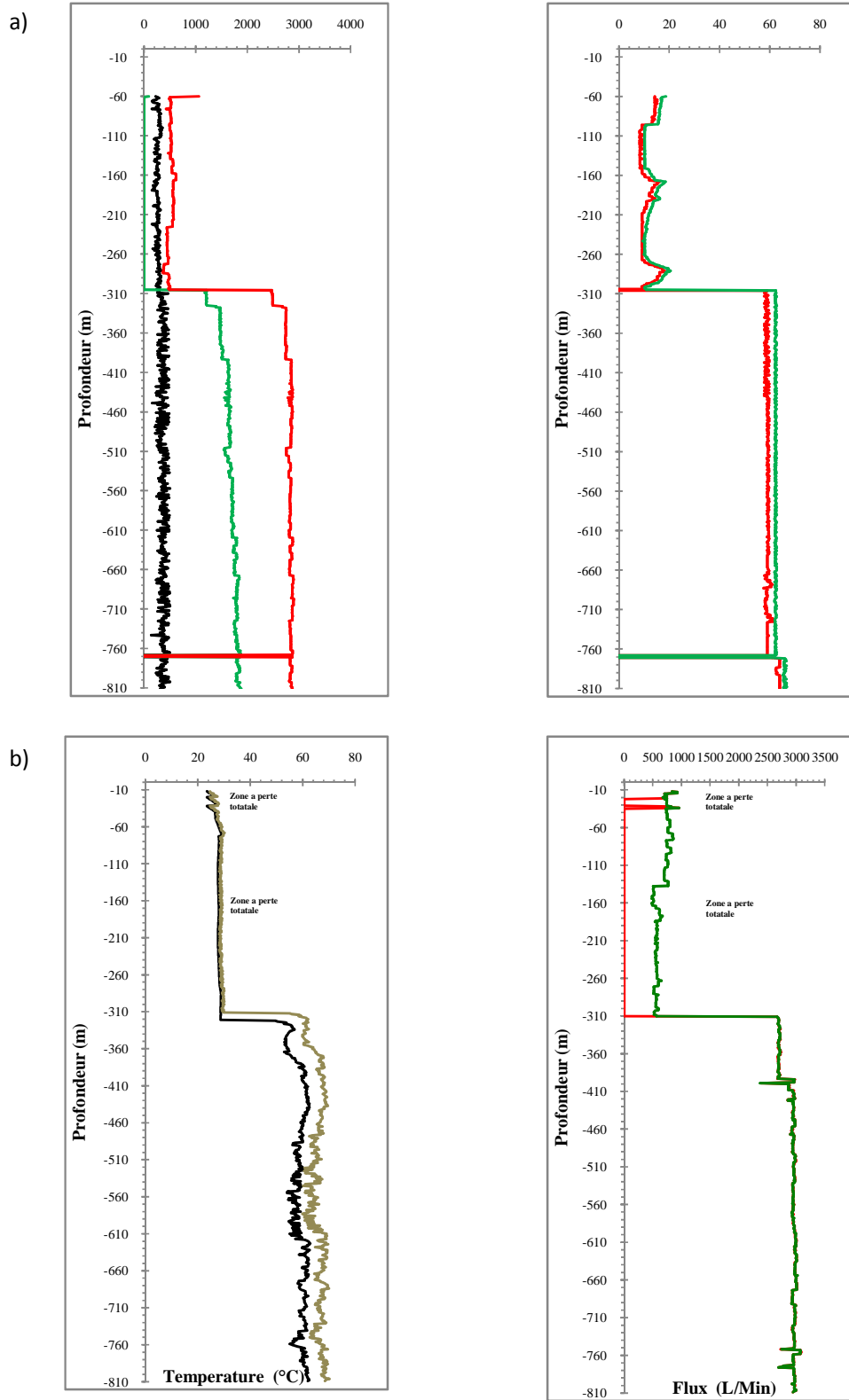


Figure 1 : Quelques caractéristiques de la diagraphie instantané dans le milieu karstique situé à Berkaoui : a) puits OKN 611, a) puits OKS 53

Annexe 3 : Le karst au Nord du Sahara Algérien : Caractéristiques géologique et hydrogéologiques

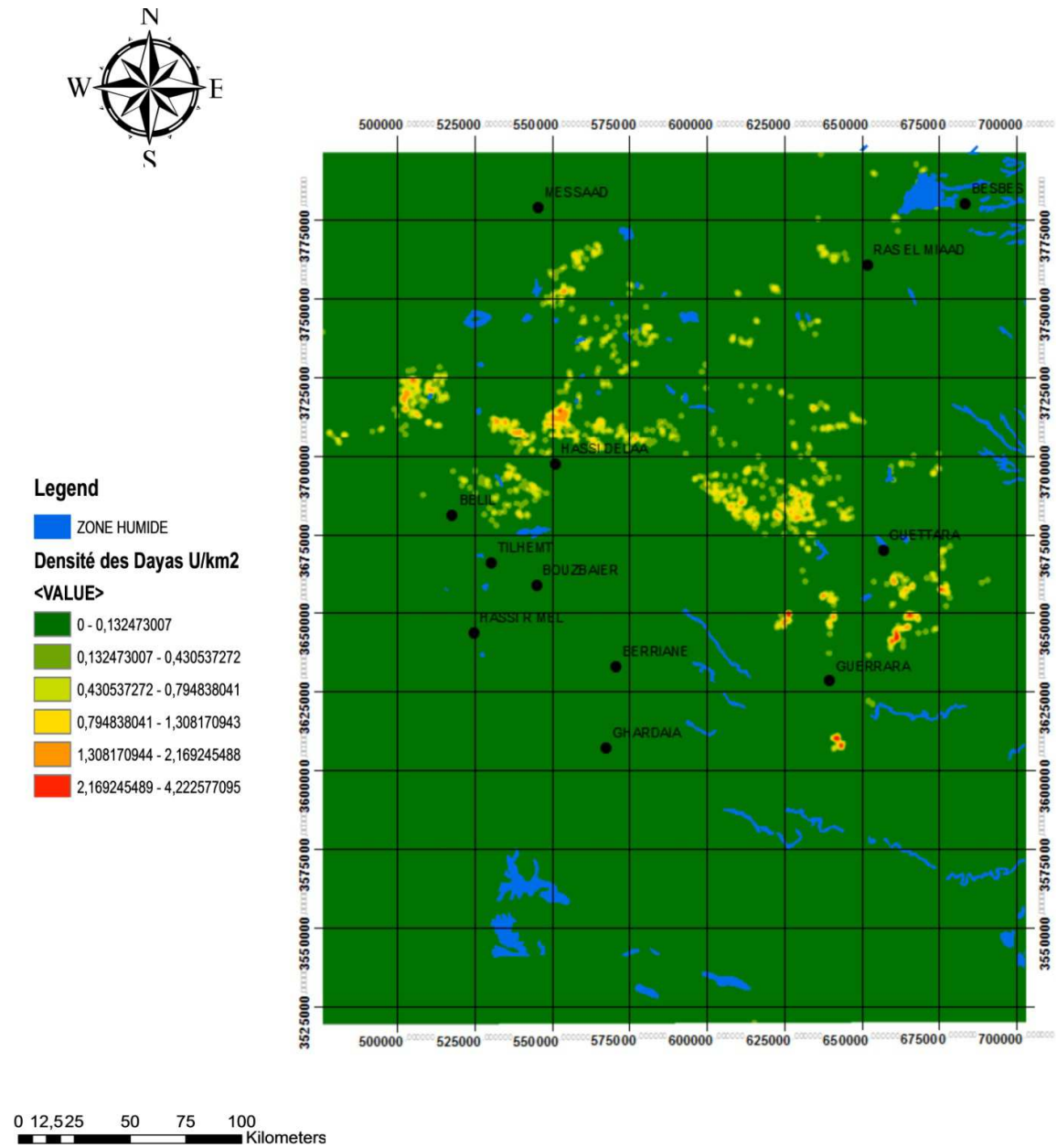


Figure 2 : densité de distribution des dayas dans le plateau de Larbaa

Annexe 3 : Le karst au Nord du Sahara Algérien : Caractéristiques géologique et hydrogéologiques**Tableau 1 :** Critère Morphologiques de Quelques Dolines dans le plateau de Larbaa

XCENTROID	YCENTROID	a/b	ORIENTATIO	PERIMETER
614561	3678580	2,34	104	1600
536521	3710110	1,63	0	1000
667255	3649310	1,73	45	1200
651744	3622130	1,66	166	15000
536571	3693590	1,00	90	800
612840	3681640	1,62	35	1600
613121	3682040	1,00	90	1200
629995	3699720	2,60	95	4200
632388	3700750	1,39	20	1400
634200	3698850	1,19	150	2200
664076	3673690	1,42	123	8800
633088	3702330	1,39	160	1400
632621	3703340	1,00	90	400
639955	3656210	1,73	45	800
639671	3655790	1,00	90	800
639921	3654540	4,00	90	800
639871	3654310	3,71	164	2000
639371	3654240	2,00	0	600
640821	3654320	1,62	124	1200
641471	3654740	1,22	0	1400
640809	3652730	1,26	135	1200
638330	3656270	2,58	127	2000
637571	3655890	3,00	135	800
637121	3655660	1,62	124	1200
637171	3655240	2,62	58	1000
644587	3709810	4,20	138	3600
643821	3710540	4,00	0	800
642601	3709720	2,89	135	1200

Annexe 3 : Le karst au Nord du Sahara Algérien : Caractéristiques géologique et hydrogéologiques

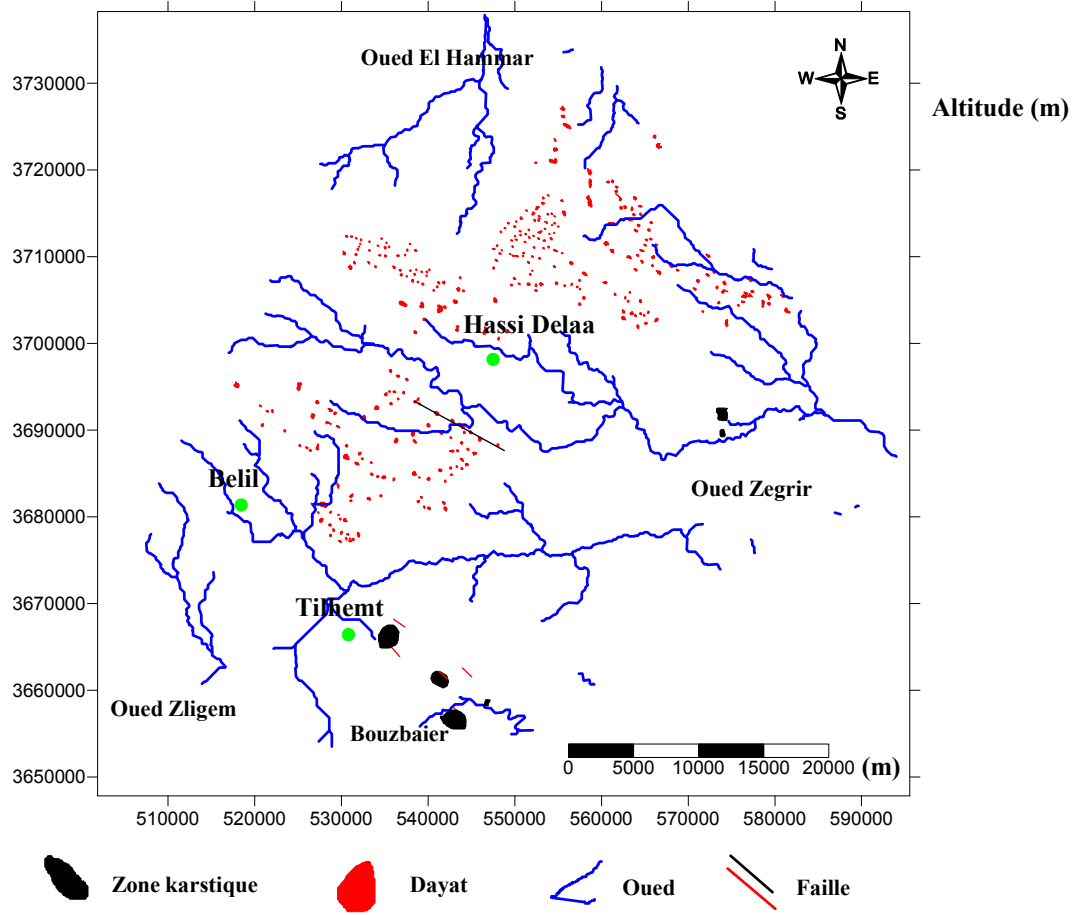


Figure 3 : Localisation des cavités karstiques a partir des donnees des sondages électrique