



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Larbi Tébessi –Tébessa-



Faculté des Sciences Exactes et Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de DOCTORAT (LMD)

Option: Hydrogéologie

**Caracterisation de la vulnérabilité à la pollution
du complexe aquifère Tébessa-Morsott
Application des méthodes de Tomographie électriques
Et du SIG**

par

BRAHMISmail

DIRECTEURS DE THÈSE

**Fethi BAALI- Professeur. U. Tébessa-Algérie
Riheb Hadji -Maître de Conférences A. U. Sétif - Algérie**

Devant Le Jury Composé De

PRÉSIDENT : Djamel BOUBAAYA M.C.A

U. Tébessa

EXAMINATEURS :

- **Karim ZIGHMI M.C.A**

U. Sétif

- **Lassaad GHRIEB M.C.A**

U. Guelma

- **Nabil DEFAFLIA M.C.A**

U. Tébessa

à mes parents, qui ont tout le temps imploré, et avec persévérance, toute l'aide et tout le succès pour moi,

un grand merci à mes frères et soeurs, pour leur soutien indéfectible et leurs encouragements..

A mon épouse pour son soutien indéfectible

A mes enfants, Ibrahim, Razane et Anfal

A mes amies, ainsi que tous les miens

Remerciements

Voilà enfin, après de longues années de travail, avec l'aide d'ALLAH, le tout puissant, qui mène toujours à bonne fin, j'ai réussi à mettre en forme le manuscrit que vous avez entre les mains.

Il n'aurait jamais vu le jour sans la contribution et le soutien de plusieurs personnes, qu'il m'est bien agréable, en terme de reconnaissance, de leur adresser mes remerciements, sachant pertinemment que quelque soient les termes, si vénérables soient-ils, que je veille à employer, jen'arriverai guère à leur rendre hommage ni leur avouer gratitude.

Je m'adresserai en premier lieu, à Monsieur **Fethi BAALI** et Mr **Riheb HADJI** qui mon fait l'honneur de diriger ce travail, avec responsabilité et rigueur scientifiques. Je salue en eux leur compréhension et indulgence.

Malgré son emploi du temps, trop chargé, il a su, et avec dévouement et démesure, me réserver le temps qu'il faut, pour mener à bien cette tâche et me permettre de profiter de son expérience et de ses conseils. Je crois que sans lui, ce mémoire n'aurait jamais connu d'aboutissement.

Je tiens à remercier également Monsieur le Docteur BOUBAAYA Djamel d'avoir accepté d'honorer par sa présence la présidence du jury et de n'avoir aucunement hésité à me permettre de profiter de ses connaissances et de son savoir.

Je dois témoigner ma gratitude à Monsieur **BRAHMI serhane** pour son soutien et son accompagnement.

Je remercie également les Docteurs **Nabil DEFAFLIA**; **Lassaad GHRIEB** et **Karim ZIGHMI** d'avoir accepté l'examen, l'évaluation et la critique de ce travail, de siéger au jury et prendre part au débat, qu'il me soit ainsi permis de leur exprimer si humblement les meilleurs formules de respect et de ma sincère estime.

Mes sincères remerciements s'adressent également à tous ceux qui nous ont autorisé l'accès à leurs propriétés, leurs puits, forages et exploitations agricoles.

Je ne saurais oublier le personnel de l'ANRH, ABH et de la DRE de Tébessa, sont oublier ceux la DSA,

Je ne pourrais passer sous silence le concours de tous les amis, notamment durant les compagnes de mesure, d'échantillonnage et lors du traitement de données et d'interprétation des résultats.

ainsi que toutes les personnes qui ont participé d'un effort, si minime soit-il, de près ou de loin, d'un encouragement ou d'une prière.

Un grand merci pour l'ensemble du personnel du département de géologie et de la faculté des sciences de la terre ;

Abstract

Geophysical tools have a clear application in revealing geological, hydrological and biogeochemical heterogeneity in the groundwater zone. Geophysical tools are very complementary to traditional tools such as the DRASTIC method, because geophysical tools are sensitive to changes in subsurface phase parameters that are not always accessible by direct measurements.

It is within this framework that hydrogeophysical methods such as electrical resistivity tomography and induced polarization have been carried out to image the subsurface.

Vulnerability assessment is a useful tool for the prevention and control of groundwater pollution. This study demonstrates the integrated approach with the GIS and DRASTIC model and sensitivity analysis to evaluate the effect of each DRASTIC parameter on the final vulnerability map, the comparison between these two methods is recommended since vulnerability grows with the interaction between various parameters.

This work was carried out in an alluvial aquifer Tebessa- Morsott, NE Algeria, in a semi-arid environment, which suffered from increasing salinity towards the northern part of the basin. Seven hydrogeological factors were used in the DRASTIC model to assess a groundwater pollution vulnerability map, and also to calculate the DRASTIC vulnerability index (DVI).

The DVI is calculated as the sum of the products of the ratings and the weights assigned to each of the parameters. Examination of the vulnerability map allowed us to identify four classes ranging from very low to very high. The northern part of the plain shows the highest vulnerability class, indicating that it is the most vulnerable to external contamination. The moderate class is scattered in the South and East as well as in the North-West, the low class vulnerability occupies most of the plain which will guarantee a satisfactory remediation in space and time, in case of accidental pollution.

A sensitivity analysis applied in this study suggests that the impact of the vadose zone, aquifer environments and hydraulic conductivity are the key factors determining vulnerability.

Keywords: geophysical tool, electric tomography, groundwater vulnerability, Tebessa-Morsott, GIS, DRASTIC.

Résumé:

Les outils géophysiques ont une application claire dans la révélation de l'hétérogénéité géologique, hydrologique et biogéochimique dans la zone eaux souterraines. Les outils géophysiques sont très complémentaires des outils traditionnels tel que la méthode DRASTIC, car les outils géophysiques sont sensibles au changement des paramètres physiques de la subsurface qui ne sont pas toujours accessibles par des mesures directes.

C'est dans ce cadre que les méthodes hydrogéophysique tel que la tomographie de résistivité électrique et la polarisation induite ont été réalisées afin d'imager le sous sol.

L'évaluation de la vulnérabilité constitue un outil utile pour la prévention et le contrôle de la pollution des eaux souterraines. La présente étude démontre l'approche intégrée avec le modèle GIS et DRASTIC ainsi que l'analyse de sensibilité pour évaluer l'effet de chaque paramètre DRASTIC sur la carte de vulnérabilité finale. La comparaison entre ces deux dernières est recommandée puisque la vulnérabilité croît en fonction de l'interaction entre divers paramètres.

Ce travail a été réalisé dans un aquifère alluvial Tebessa- Morsott, NE d'Algérie, dans un environnement semi-aride, qui a souffert d'une salinité croissante vers la partie nord du bassin. Sept facteurs hydrogéologiques ont été utilisés dans le modèle DRASTIC pour produire une carte de vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines, ainsi que le calcul de l'indice de vulnérabilité DRASTIC (DVI), comme la somme des produits des évaluations et des poids attribués à chacun des paramètres. L'examen de la carte de vulnérabilité nous a permis de déterminer quatre classes allant de très faible à très élevée. La partie Nord de la plaine montre la classe de vulnérabilité la plus élevée, ce qui indique qu'elle est la plus vulnérable à la contamination externe. La classe modérée est dispersée dans le Sud et l'Est aussi dans le Nord-Ouest, la vulnérabilité de la classe basse occupe la majeure partie de la plaine ce qui garantira un assainissement satisfaisant dans l'espace et le temps, en cas de pollution accidentelle.

Une analyse de sensibilité appliquée dans cette étude suggère que, l'impact de la zone vadose, des milieux aquifères et de la conductivité hydraulique sont les facteurs clés déterminant la vulnérabilité.

Mots clés: *outil géophysique, Tomographie électrique, Vulnérabilité des eaux souterraines, Tebessa-Morsott, GIS, DRASTIC.*

ملخص:

الأدوات الجيوفيزيائية لها تطبيقات واضحة في الكشف عن عدم التجانس الجيولوجي والهيدروولوجي والجيوكيميائي الحيوي في منطقة المياه الجوفية.

الأدوات الجيوفيزيائية مكملة جدًا للأدوات التقليدية مثل طريقة DRASTIC ، لأن الأدوات الجيوفيزيائية حساسة للتغيرات في المعلمات الطورية تحت السطح والتي لا يمكن الوصول إليها دائمًا عن طريق القياسات المباشرة. في هذا السياق ، تم تنفيذ الطرق الجيوفيزيائية المائية مثل التصوير المقطعي بالمقاومة الكهربائية والاستقطاب المستحث من أجل تصوير باطن الأرض.

تقييم قابلية التأثير هو أداة مفيدة لمنع ومراقبة تلوث المياه الجوفية. توضح الدراسة الحالية النهج المتكامل مع نموذج GIS و DRASTIC بالإضافة إلى تحليل الحساسية لتقييم تأثير كل معلمة DRASTIC على خريطة الضعف النهائية، والمقارنة بين الأخيرين هي موصى به نظرًا لأن الثغرة الأمنية تزداد وفقًا للتفاعل بين المعلمات المختلفة.

تم تنفيذ هذا العمل في طبقة المياه الجوفية الغربية تبسة- مرسط، شمال شرق الجزائر ، في بيئة شبه قاحلة ، عانت من زيادة الملوحة باتجاه الجزء الشمالي من الحوض. تم استخدام سبعة عوامل هيدروجيولوجية في نموذج DRASTIC لإنتاج خريطة التعرض لتلوث المياه الجوفية ، و لحساب مؤشر الضعف (DRASTIC DVI). كمجموع نواتج التقييمات والأوزان المخصصة لكل من المعلمات. سمح لنا فحص خريطة الضعف بتحديد أربع فئات تتراوح من منخفض جدًا إلى مرتفع جدًا. يُظهر الجزء الشمالي من السهل أعلى فئات الضعف ، مما يشير إلى أنه الأكثر عرضة للتلوث الخارجي.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

CHAPITRE I : CADRE GENERAL DE LA ZONE

I.1-Situation géographique :	19
I.2- Caractéristiques générales de la zone d'étude :	19
2.4-Cadre climatique et hydrologique :	22
a- Précipitation et Température :	22
b- L'évaporation :	23
c- Réseau hydrographique :	23
II.1- Introduction :	25
II.2- Historique des travaux :	26
II.3- Aspects structuraux de l'Atlas Saharien :	28
II.3.1- L'Atlas Saharien Oriental, limites et structuration	28
a- Les accidents majeurs.....	28
b- Les plissements.....	28
c- Les structures extensives :	29
II.3.2- Les phases orogéniques :	30
a- Au Mésozoïque.....	31
b- Au Cénozoïque	31
II.3.3- Stratigraphie régionale :	32
a. Mésozoïque :	33
1- Le Trias.....	33
2- Le Jurassique	33
3- Le Crétacé.....	33
3.1-Le Crétacé inférieur.....	33
3.2- Le Crétacé supérieur.....	35
b-Cénozoïque - Quaternaire.....	36
1- Le Miocène (Néogène).....	36
2- Le Plio-Quaternaire	36
II.3.4- Contexte paléogéographique des dépôts	37
a- Au Barrémien	38
i. L'Aptien	38
ii. A l'Albien.....	39
iii. Au Cénomaniens supérieur	41
iv. Au Turonien inférieur et moyen	42
II.3.5- Géologie de la région d'étude :	43
a. Les diapirs dans la région d'étude	44
b- Stratigraphie de la zone d'étude :	48

3- Les formations calcaires de L'Eocène et du Paléocène	49
4- Crétacé supérieur	49
5-Le Trias	52
d-Partie structurale.....	53
1- Analyse de la carte structurale régionale des confins Algéro-tunisiens	53
a- Différents axes diapiriques	53
b- Plissements	53
2- Fossés d'effondrements	54
III.1- Introduction	58
III.2- Interprétation :	61
IV.1- Introduction :	65
IV.2- Choix des stations :	65
IV.3- Caractéristiques climatiques de la région.....	66
A-Les précipitations :	66
A.1- Variation de la pluviométrie annuelle :	67
A.2- Variations annuelles des précipitations :	67
1. Station de Tébessa :	68
A.3- Calcul du coefficient pluviométrique :	70
<i>Analyse pour chaque station :</i>	<i>72</i>
B-Etude des températures :	72
B.1- Températures moyennes mensuelles :	73
B.2- Les indices thermiques :	74
B.2.a- Indice de Martonne :	74
B.2.b- Diagramme pluviothermique de Gaussen et Bagnouls :	75
1-Evaporation :	76
2- Evapotranspiration :	76
3- Evapotranspiration potentielle ETP :	76
1. Formule de Thornthwaite :	77
4- Evapotranspiration réelle ETR :	77
1. Formule de Turc	77
2. Formule de Contagne.....	78
3. Formule de Thornthwaite	78
5- Bilan hydrologique :	79
6- Ruissellements superficiels :	79
IV.4- Introduction :	82
1-Le bassin hydrographique constantinois-Seybouse -Mellegue :	82
a. Caractéristiques du bassin versant de l'Oued Mellegue:.....	82
2-Contexte hydrologique régional :	83
3-Conclusion :	84
V.1- Introduction	87
V.2-Indentifications des différents niveaux aquifères:	87

V.3-Piézométrie	88
a. Introduction.....	88
b. Inventaire des points d'eau.....	88
c. Interprétation de la carte piézométrique (Mars 2018).....	89
4-Conclusion.....	91
1-La vulnérabilité:	93
2-Apparition du concept de vulnérabilité :	93
3-Intérêt de la cartographie de vulnérabilité :	94
A-Types de vulnérabilité :.....	95
1- Critères de vulnérabilité intrinsèque :.....	95
a- Sol et zone non saturée	95
b- La zone saturée :	95
2- Critères communs au sol, à la Zone Non Saturée et à la Zone Saturée	96
3- Critères de vulnérabilité spécifique :	97
a- Nature du polluant	97
b- Capacités dispersives et épuratoires des sols :	97
c- Qualité des eaux du réseau hydrographique :	97
d- Typologie de l'occupation du sol :	98
e- Points sensibles :	98
4-Méthodes et techniques d'évaluation de la vulnérabilité :.....	98
A-Méthodes d'évaluation de la vulnérabilité.....	98
1- Méthodes de vulnérabilité intrinsèque.....	98
a- Les méthodes cartographiques :	99
b- Les méthodes numériques	101
c- Les méthodes paramétriques	101
d- Méthode à simple ponctuation ou système de classe :.....	102
e- Méthodes à ponctuation et poids :	103
f- Les méthodes statistiques	107
5-Outils d'évaluation de la vulnérabilité.....	107
a- Les Systèmes d'information géographique :.....	107
b- Historique et fonctions de base des SIG :.....	108
c- Intérêt des SIG dans la cartographie de la vulnérabilité :.....	108
6-Conclusion :.....	110
I. Présentation de la méthode DRASTIC.....	112
II. Application de la méthode DRASTIC	115
a- Description de la méthode :.....	115
b- Définition des paramètres	116
i. Profondeur à la nappe d'eau	116
ii. Infiltration efficace	116
iii. Nature du milieu aquifère	117
iv. Nature du sol.....	117

v.	Topographie.....	118
vi.	Impact de la zone vadose.....	118
vii.	Conductivité hydraulique	118
c-	Indice de vulnérabilité :.....	118
d-	Interaction entre les paramètres.....	119
e-	Application de la méthode DRASTIC à l'aquifère Tebessa-Morsott:.....	120
i.	Carte de la profondeur à la nappe d'eau	120
ii.	Carte de la recharge :	121
iii.	Nature du milieu aquifère	122
iv.	Carte du type de sol	123
v.	Carte de la pente de terrain.....	124
vi.	Carte de l'impact de la zone vadose	125
vii.	Carte de la conductivité hydraulique	126
viii.	Carte de vulnérabilité selon DRASTIC	127
	7-Conclusion :.....	1299
I.	Méthodes géophysiques.....	132
I.1	Méthode de résistivité électrique.....	132
I-2	Méthodes traditionnelles de résistivité électrique.....	133
I.3	Méthodes modernes de résistivité électrique	134
II.	Développements récents des applications géophysiques.....	136
II-1.	Présentation de la tomographie de résistivité électrique	136
A.	La tomographie de résistivité électrique 2D	137
B.	Principe et Mécanismes de la polarisation provoquée (PP)	141
III-	Les différents dispositifs de mesures	143
IV.	Traitement et modélisation des données.....	155
V-	Applications de la tomographie électrique.....	162
V.1	Matériel d'acquisition et traitement des données.....	163
V.2	Description du résistivimètre.....	163
V.3	Application de l'imagerie électrique 2D pour la caractérisation de la pollution dans la zone d'étude...165	
V.3.1	Introduction.....	165
V.3.2	Matériels et méthodes.....	165
V.3.3.	Méthodologie d'acquisition des données d'imagerie 2D.....	166
VI.	Résultats et discussion.....	166

CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Caractéristiques des deux stations	65
Tableau 2	Moyennes pluviométriques interannuelles des stations de la zone d'étude	67
Tableau 3	Coefficient pluviométrique des stations de Tebessa, Morsott	71
Tableau 4	Températures moyennes annuelles	72
Tableau 5	Températures moyennes mensuelles	73
Tableau 6	Indice d'aridité annuel de Martonne	75
Tableau 7	Moyennes mensuelles de l'évaporation à la station de Tébessa	76
Tableau 8	valeurs de ruissellement superficiel Période (1987-2016).	79
Tableau 9	bilan hydrique de la station de Tébessa (1987-2016)	80
Tableau 10	bilan hydrique de la station de Morsott (1987-2012)	81
Tableau 11	Caractéristiques du bassin versant de l'Oued Mallegue (STAMBOUL.Med 2017)	84
Tableau 12	Principales méthodes et données relatives pour l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution (Michaud et al, 2003 modifié)	99
Tableau 13	Classes d'indice de vulnérabilité AVI (Van Stempvoort et al., 1992)	101
Tableau 14	Intervalles des valeurs de l'indice GOD et classes correspondantes (Murat et al., 2003)	103
Tableau 15	Critères d'évaluation des degrés de vulnérabilité DRASTIC selon Engel et al.(1996)	104
Tableau 16	Classes de vulnérabilité selon la méthode GALDIT (Chachadi et al., 2003)	107
Tableau 17	Intervalles et cotation des différents paramètres de la méthode DRASTIC (Aller et al., 1987)	114

LISTE DES FIGURES

Figure 01	Catre de Situation de la zone d'étude	20
Figure 02	Carte topographique de la zone d'étude	22
Figure 03	Carte du réseau hydrographique	23
Figure 04	Carte géologique du Nord Est Algérien (Extrait de la carte géologique au 1:500000)	25
Figure 05	Schéma structural du Nord de l'Algérie (Bracène et al., 2002)	29
Figure 06	Carte structural simplifié du Sud Est Constantinois (Kheidri.L.H, 2001,)	30
Figure 07	Carte géologique de la zone d'étude	32
Figure 08	Log synthétique des monts du Mellègue in L.,Sami. 2003	37
Figure 09	Paléogéographie au Barrémien (F.Belfar,2005)	38
Figure 10	Paléogéographie a l'Aptien (F. Belfar, 2005)	39
Figure 11	Paléogéographie a l'Albien inférieur (F. Belfar, 2005)	40
Figure 12	Paléogéographie à l'Albien supérieur (F. Belfar, 2005)	41
Figure 13	Paléogéographie au Cénomanién (F. Belfar, 2005)	42
Figure 14	Paléogéographie au Turonien inférieur et moyen (F. Belfar, 2005)	43
Figure 15	Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions	44
Figure 16	Coupe Géologie schématique de la zone d'étude	45
Figure 17	Esquisse tectonique des environs de Tébessa d'après W. M. Kowaleski et al. 2002	47
Figure 18	Coupe Géologique schématique dans la zone d'étude (d'après J. Ricard 1975)	56
Figure 19	Carte de situation des sondages électriques (C.G.G, 1978)	59
Figure 20	profils électriques : Bekkaria ,Tebessa,Hamamet,Morsott	60
Figure 21	Coupe géo-électrique (Tebessa-Ain Chabro)	61
Figure 22	Carte de substratum	62
Figure 23	Carte bioclimatique de l'Algérie (Cote M., 1998)	66
Figure 24	Précipitations moyennes annuelles de la station de Tébessa	68
Figure 25	Contribution de la pluviométrie mensuelle moyenne de la station de Tébessa	69
Figure 26	Précipitations moyennes annuelles de la station de Tébessa	69
Figure 27	Contribution de la pluviométrie mensuelle moyenne de la station de Morsott	70
Figure 28	Températures moyennes annuelles de la station de Tébessa	73
Figure 29	Températures moyennes mensuelle de la station de Tébessa	74
Figure 30	Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne	75
Figure 31	Courbe pluviothermique de la station de Tébessa	76
Figure 32	Graphe du bilan hydrique par la méthode de THORNWAITE	80-81
Figure 33	Carte d'inventaire des points d'eau	89
Figure 34	Profondeur de la nappe d'eau	120
Figure 35	Carte représentative de la recharge nette	121
Figure 36	Carte de la nature de la zone saturée	122
Figure 37	Carte de la nature du sol	123
Figure 38	Carte de pente de terrain	124
Figure 39	Carte d'impact de la zone non saturée	125
Figure 40	Carte de la conductivité hydraulique dans la zone d'étude	126
Figure 41	Carte finale selon la méthode DRASTIC	127
Figure 42	Schéma montrant le flux de travail des fonctions R	135
Figure 43	Dispositif de mesure de tomographie électrique	137
Figure 44	Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour le dispositif Wenner	140
Figure 45	Dispositif des électrodes pour la prospection électrique sur un terrain homogène	141
Figure 46	Forme du courant	142

Figure 47	Arrangement des électrodes pour différents dispositifs (D'après Aizebeokhai 2010 modifié)	144
Figure 48	Les sections de sensibilité pour le dispositif Wenner	146
Figure 49	Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Wenner-Schlumberger	147
Figure 50	Comparaison entre les dispositifs Wenner et Wenner-Schlumberger	148
Figure 51	Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Dipôle-dipôle	150
Figure 52	Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Pôle-pôle	151
Figure 53	Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Pôle-depôle	152
Figure 54	Comparaison entre les pseudo sections pour les dispositifs	153
Figure 55	Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Gradient	154
Figure 56	Etapes du traitement des données d'imagerie électrique 2D	156
Figure 57	Modalité d'inversion de la tomographie électrique dans le Res2Dinv	158
Figure 58	Élimination des mesures douteuses	160
Figure 59	Matériel d'acquisition multi-électrodes	163
Figure 60	Carte de position des cas d'étude	165
Figure 61	pseudo-section de Profil I a) résistivité apparente mesurée, b) résistivité apparente calculée et c) Modèle inverse de résistivité	168
Figure 62	pseudo-section de Profil II a) résistivité apparente mesurée, b) résistivité apparente calculée et c) Modèle inverse de résistivité	169
Figure 63	pseudo-section Profil I: a) chargeabilité mesurée, b) chargeabilité calculée et c) Modèle inverse de chargeabilité	169
Figure 64	pseudo-section Profil II: a) chargeabilité mesurée, b) chargeabilité calculée et c) Modèle inverse de chargeabilité	170
Figure 65	Profil I de tomographie de résistivité et de chargeabilité	171
Figure 66	pseudo-section de Profil II a) résistivité apparente mesurée, b) résistivité apparente calculée et c) Modèle inverse de résistivité	172

INTRODUCTION GENERALE

Aucune forme de vie ne peut se développer sans présence d'eau, d'autant plus, aucun progrès économique ne peut exister en absence d'une gestion efficace et rationnelle capable de garantir la qualité et la durabilité de cette ressource.

La politique d'eau doit parvenir au maintien de l'équilibre délicat existant entre la satisfaction de la demande croissante, en raison de l'augmentation de la population et de l'activité économique et la préservation des sources d'alimentation exposées à la contamination et à la surexploitation. La capacité d'approvisionnement n'est pas infinie, surtout en périodes de sécheresses. L'eau disponible doit être répartie entre divers types d'usages, principalement domestiques, agricoles et industriels.

La ressource en eau est incluse dans un monde en évolution constante et soumis à des pressions diverses. La situation est plus critique pour les pays à ressources en eaux limitées, comme le cas de notre zone d'étude. En effet, à côté des activités anthropiques affectant la nappe, s'ajoute la forte salinité qui est due par la présence des formations triasiques qui constituent un facteur supplémentaire de dégradation de qualité des systèmes aquifères en particulier la partie Nord de la zone objet de la présente étude.

C'est dans ce contexte, que l'engagement des actions sur la connaissance et sur la protection des ressources en eaux, constitue un besoin immédiat pour un développement durable. Face aux difficultés liées aux techniques de dépollution qui nécessitent souvent des coûts inabornables. La protection des nappes phréatiques impose en premier lieu des mesures préventives qui consistent d'abord dans la délimitation des zones susceptibles d'être atteintes par la pollution que l'on qualifiera de vulnérables ou à risques.

Dans ces conditions, on a tenté d'élaborer des cartes de vulnérabilité à la pollution et à risque de dégradation qui constituent des documents d'aide à la décision et qui permettent de subdiviser la zone d'étude en classes selon le degré de sensibilité à toute sorte de dégradation.

Pour ce faire, on a consulté les données multidisciplinaires existantes (géologiques, structurales, géophysiques, hydrogéologiques et hydrochimiques) concernant la zone d'étude, complétées et actualisées par des données de terrain. Le traitement de ces dernières par le logiciel Arc GIS 10.1 permet d'établir des couches d'informations géographiques spatialisées.

Ces couches constituent un document de base des méthodes de la cartographie de la vulnérabilité et du risque de contamination.

Le présent travail est structuré de la façon suivante :

- une première partie consacrée à la présentation des concepts de vulnérabilité à la pollution et du risque de contamination, des méthodes paramétriques DRASTIC et GODetc, ainsi qu'à la présentation de l'outil ou la technique qui a facilité leur application à savoir les différents composants et logiciels des systèmes d'informations géographiques (SIG). Cette partie englobe aussi la présentation du contexte général de la zone d'étude (contexte géographique géologique, structural, climatique et hydrogéologique).
- Une deuxième partie est destinée à l'application de la méthode de vulnérabilité (DRASTIC) dans notre zone et l'étude de la validité cette méthode par les tests de sensibilité et par les comparaisons de la répartition des nitrates dans la nappe étudiée avec la répartition des classes de vulnérabilité.

Des conclusions générales et des recommandations suite à cette étude ont été présentées au terme de ce travail. Cette partie ouvre sur des propositions de futurs axes de recherches.

Objetif de travail

Ce travail, consiste à étudier la vulnérabilité à la pollution de l'aquifère de Tebessa -Morsott- dans le but de contribuer à la protection et au sauvegarde des ressources hydriques souterraines dans leur gisement avant qu'elles ne soient contaminées.

Ce document pourra donc être utilisé dans la planification et l'aménagement d'un territoire en conseillant l'installation des activités humaines à risques à des endroits où le potentiel de détérioration de l'environnement est le plus faible. En effet cette problématique pourra être abordée depuis plusieurs points de vue, cependant on a choisi une approximation basée sur l'étude des techniques d'évaluation de la vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines. Traditionnellement, ce type de techniques se classent en trois catégories ; les méthodes basées sur des processus de simulations d'ordinateurs (process based computer simulations), les méthodes hydrogéophysique (physical analyses) et les méthodes d'indexation et de superposition cartographique (index and overlay méthodes). Chacune des catégories a ces avantages et ces inconvénients, pourtant la troisième catégorie fournit universellement les meilleures résultats et, par conséquence, étant celle qui a été servit de base pour notre étude. Une tendance récente pour la cartographie de la vulnérabilité des aquifères à la pollution consiste en l'évaluation quantitative et qualitative du risque de contamination.

CHAPITRE I :
CADRE GENERAL
DE LA ZONE
D'ETUDE

CHAPITRE I CADRE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

I.1-Situation géographique :

Tébessa est une ville très ancienne, connue sous le nom de Thevest, durant l'époque romaine.

Elle est située à l'extrémité de l'Est Algérien, faisant partie des frontières Algéro-Tunisienne, à environ 240 Km au Sud de Annaba, à 200 Km au Sud-Est de Constantine et à 90 Km au Nord de Bir-el Ater.(fig.1):

I.2- Caractéristiques générales de la zone d'étude :

La plaine de Tebessa-Morsott fait partie du bassin versant de la Medjerda et du sous bassin d'oued Mellègue, dont l'altitude moyenne varie de 750 m au Nord et 900 m au Sud. Elle est allongée grossièrement Nord-West/Sud-Est et correspond à une vaste dépression fermée d'une superficie d'environ de 600 Km². Elle est délimitée au Nord par Dj. Zitouna, au Sud par Dj.Tazbent, à l'Ouest par Dj. Matloug et à l'Est par Dj. Djébissa et Bouramane.

Exceptionnellement, nous n'y retrouvons pas de chott comme dans la majorité des autres bassins. Seul, l'oued qui draine les eaux de la plaine, forme au Nord de Morsott de petites zones marécageuses.

Sa population estimée à 80 000 habitants se caractérise par son extrême jeunesse et son fort taux d'urbanisation. Tébessa est le chef lieu de la wilaya de Tébessa dont la population est estimée à près de 360 000 habitants. La wilaya de Tébessa couvre une superficie de 13 396 km². La majorité de la population est concentrée dans la ville de Tébessa reliée aux zones urbaines de Bekkaria, Boulhef-dyr, Hammamet, Bir D'heb, Ain Foda et Morsott.

Tébessa est une région à vocation agropastorale célèbre par la qualité de son mouton, la majesté de son cheval et la splendeur de ses tapis. Foyer artisanal, Tébessa est aussi un important centre commercial et agricole et possède beaucoup de ressources, minières de notoriété mondiale (fer et phosphates), et forestières. Les cultures céréales et maraîchères prédominent. Morsott au Nord, Hammamet à l'Ouest et Bekkaria au Sud-Est représentent les trois centres agricoles les plus importants.

Tébessa, la ville natale de la grande figure Cheikh Larbi Tébessi dont la mémoire est toujours honorée, préservée, restaurée et classée, n'échappe pas, loin s'en faut, à la modernité. Malgré l'ancrage de son glorieux passé, Tébessa s'est résolument tournée vers l'avenir.(figure.1).

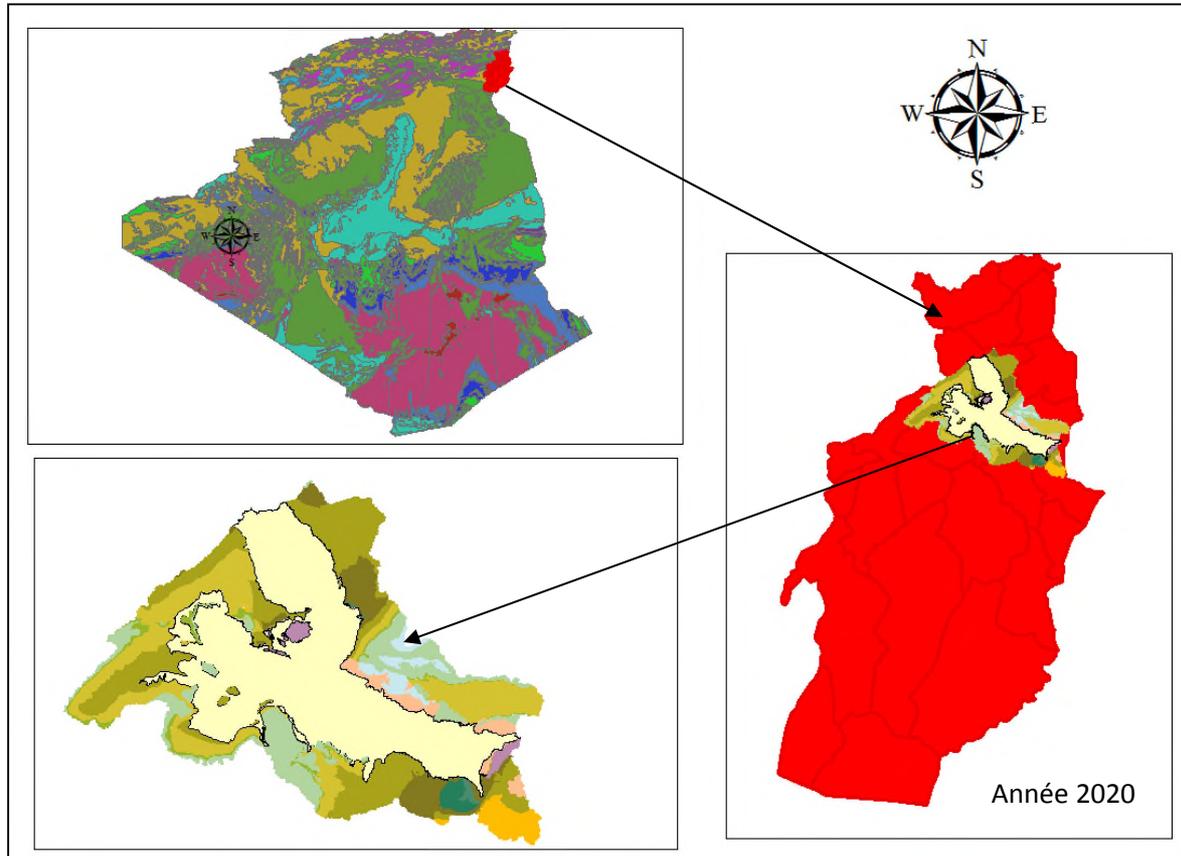


Figure 1: Carte de Situation de la zone d'étude

2.1- Réseau hydrographique:

Les eaux de surfaces de la plaine de Tébessa–Morsott sont drainées par oued El-kébir qui prend le nom d'Oued Ksob, après sa confluence avec oued Chabro. La plus part de ces cours d'eaux sont caractérisés par un écoulement temporaire lié aux pluies irrégulières de la région(fig.4).

2.2- La couverture végétale:

La couverture végétale se présente comme un facteur essentiel pour la préservation des sols contre l'érosion et la désertification. Dans la bassin de Tebessa-Morsott, elle est presque inexistantes ou détériorée. On remarque la présence d'une couverture végétale discontinue qui se développe sur les sols calcaires, le pin avec le genévrier et localement le chêne qui constitue de très beaux forêts.

Sur la plaine, les alluvions ne permettent que des récoltes de céréale, par contre on note la

présence de figuier de barbarie, par ailleurs une végétation de saison envahit les sols salés du centre de la plaine.

2.3-Aperçu géomorphologique(fig.2):

La plaine de Tebessa-Morsott correspond à un grand fossé d'effondrement qui s'élève à une altitude de 800 m, entourée de part et d'autre par deux grands ensembles de masses calcaires, séparées par des dépressions.

Le développement morphologique dans cette région a conduit à la constitution de reliefs typique pour un terrain sédimentaire, défini par une distinction lithologique qui se matérialise par l'opposition des pentes très faibles au centre de la plaine (2%), et les pentes fortes aux niveaux des bordures (18%). Ces reliefs sont formés d'un ensemble de synclinaux et anticlinaux à faciès prédominants de calcaires et de marnes qui datent du Crétacé, de l'Aptien jusqu'au Maestrichtien et paléogène avec la mise en place des formations striasiques.

A - Les monts septentrionaux:

Le passage des hautes plaines de Mellègue aux monts de Tébéssa se manifeste par le rétrécissement des plaines et par l'agrégation des unités géomorphologiques tel que les vallées perchées de Dyr et celui de Bou Rbaia. La plupart des plis dans cette bordure septentrionale sont coupés par des failles transversales.

B - Les monts méridionaux:

Au sud, le fossé de Ain Chabro tranche les monts de Nememcha, interrompant les formes des reliefs qui possédaient, auparavant une certaine symétrie.

Le relief devient de plus en plus complexe à l'Est de Dj.Doukkane, une barrière orientée de l'Ouest vers l'Est avant de s'incliner vers le Nord-Est où elle ferme la plaine de Tébéssa. Cette barrière présente en petits massifs tels que Dj.Anouel, Dj.Azmor, Dj.Bouramane et Dj.Djebissa.

CHAPITRE II
APERÇU
GEOLOGIQUE

II.1- Introduction :

La structure géologique du Nord de l'Algérie est très complexe. Les plus importantes unités de l'ensemble du Maghreb sont : l'Atlas Tellien, le Rif et Pré-rif. Ces ensembles sont formés par des nappes de charriage superposées dont les éléments situés le plus au sud dépassent l'autochtone des Hautes Plaines (Hauts Plateaux) à structure tabulaire. Plus au sud, nous avons l'Atlas Saharien dont les longs et larges plis sont orientés vers les limites du Sahara et ont une direction WSW-ENE. La ligne limite est formée par la principale faille saharienne.

Par endroits nous observons un caractère de flexure et en d'autres, nous avons des discontinuités se caractérisant par des rejets pouvant atteindre 2000 m et plus. Cette structure a été générée par les mouvements tertiaires, principalement du Miocène. Les massifs de Grande et Petite Kabylie, d'Alger et du Chenoua en Algérie et Tétouan au Maroc, sont formés par des formations paléozoïques ou plus anciennes, métamorphisées. Au Sud, ces massifs sont bordés par des formations calcaires dressées, du Mésozoïque- Eocène, formant des « écailles ». Ces écailles forment sur le territoire algérien une chaîne de Monts calcaires (La Dorsale Kabyle) et au Maroc (la dorsale calcaire).

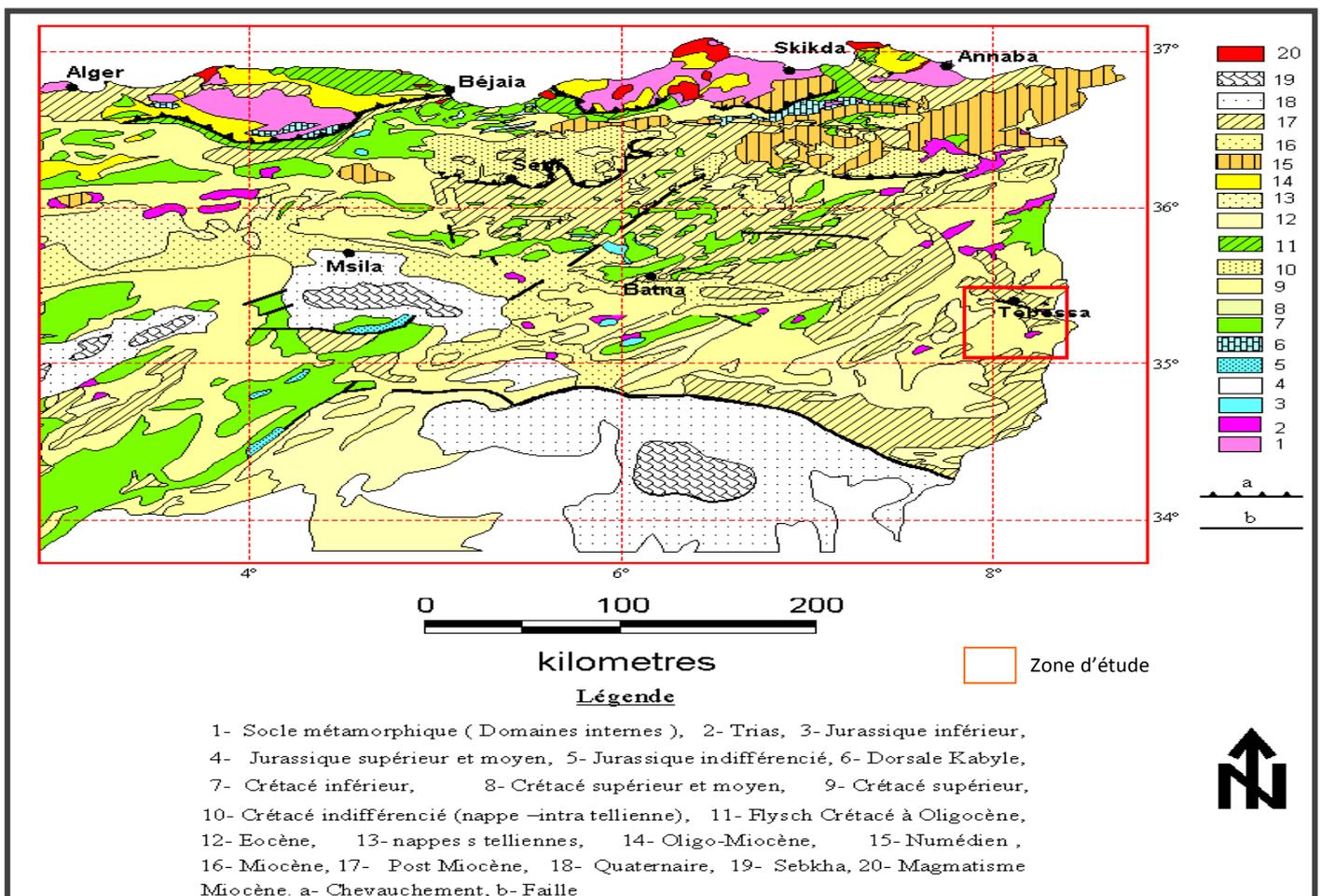


Figure 4: Carte géologique du Nord Est Algérien (Extrait de la carte géologique au 1 : 500 000) (in FEHDI 2008, D'après Gacem)

II.2- Historique des travaux :

De nombreux travaux ont déjà été entrepris par différents auteurs pour l'étude du domaine atlasique et les zones telliennes. Sur le domaine atlasique les premiers travaux sont dus à Flamand 1911. D'autres travaux ont suivi dont Bassoulet., 1966 - 1973; Kulke.,1972; Delfaud., 1974; Abed et al., 1982; Douihasni., 1976; Guiraud., 1973; Elmi., (1978- 1982- 1986- 1998) ; Kazi-tani., 1986; Ait-Ouali., 1991; Tlili., 1995; Mehadji., 1995; Meddah.,1998 ; Vially et al., 1994; Elmi et al., 1998 ; Frizon de Lamotte et al., 2000; Yelles et al., 2001; Bracene., 2002 et bien d'autres études. Ces travaux ont développé dans le cadre de la recherche universitaire ou industrielle et traitent principalement les aspects stratigraphiques, structuraux, sédimentologiques et pétroliers.

Les principaux travaux sont cités dans les références bibliographiques. Nous résumons les aspects abordés dans quelques uns de ces travaux.

FLAMAND (1911): Ce travail constitue le premier découpage stratigraphique des séries de l'Atlas Saharien.

CORNET (1952): Décrit la structure du domaine atlasique et définit les principaux accidents: Nord et Sud atlasique.

J.DEVAUX (1966): a étudié le Crétacé inférieur et moyen des confins Algéro-Tunisiens.

MACOIN (1969): effectue la synthèse biostratigraphique du gisement de f, dans le Dj.Foua, l'objectif, essentiellement pétrolier du forage a permis de reconnaître l'extension vers l'Est des calcaires subrécifaux du Coniacien. En utilisant la même méthode que pour HTG⁻¹, il individualise une série stratigraphique, allant de l'Albien au Campanien.

AUGIER (1970): a présenté une classification lithologique des formations du Crétacé sur la plate forme et attire l'attention sur la possibilité de développement des faciès récifaux aux confins Algéro-tunisiens.

FAHMY et N.TEWFIK (1972): réalisent une étude sur la nature des sédiments du Crétacé dans le Sud-Est constantinois, ils ont établi des cartes en isopaques et de lithofaciès ainsi que des coupes paléogéographiques tout en évoquant les zones a potentialités en hydrocarbures.

GUIRAUD (1973): par son étude sédimentologique des terrains post-triasiques, au Crétacé supérieur, dans l'avant-pays de la chaîne alpine et de la nappe néritique constantinois, aboutit à une différenciation paléogéographique très nette.

BEGHOUL (1974): retrace la paléogéographie du Sud- Est Constantinois et de l'Ouest tunisien par une étude détaillée de la région des Hamimats. Il entreprend des études de

sondages effectués par la Sonatrach et il s'aide de la microfaune benthique et planctonique pour établir des datations et une reconstitution des paléoenvironnements.

J. M. VILLA (1980): a effectué une étude des formations autochtones à partir d'un secteur relativement central des monts de Ain Yaghout au Sud de Constantine dans le secteur de Dj. Toumbait (du Lias au Bériasien) et Hannout El kebir et Hannout sghir, l'Aptien supérieur et l'Albien de Oum kechrid, l'Aptien de Dj. Sidi Reghiss et l'ensemble du domaine allochtone de Nord Algérien.

N-KAZI-TANI (1986): fait un important travail de synthèse géodynamique, il intéressel'ensemble des bassins du domaine intra plaque du Nord de l'Algérie; ce travail fondé sur une approche méga séquentielle aboutit à la définition des principaux phénomènes géodynamiques ayant régit l'évolution des bassins au cours du Mésozoïque et propose une typologie de ces bassins.

S- ELMI (1978, 1982, 1986): souligne les différences de l'évolution géodynamique entre les domaines atlasiques (Monts de Ksour), pré atlas (Nador et Tiaret) et Tlemcenien (Monts de Rhar Roubane) l'Ouest Algérien.

R.GUIRAUD (1990): reprenant ses travaux de 1973, fait une étude synthétique et complète consacrée à l'évolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne Alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines.

TLILI (1995): Il aborde le phénomène Récifal du Bajocien de la bordure méridionale de l'Atlas Saharien Occidental (secteur d'Ain Ouarka).

B. ADDOUM (1995): a effectué un travail sur la dynamique du sillon atlasique dans la bordure orientale de l'Atlas Saharien avec l'interprétation de l'évolution dynamique des bassins du Bériasien à l'Eocène.

M.HERKAT (2002): a réalisé un travail qui porte sur l'étude stratigraphique des coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental qui a permis de mettre en évidence l'organisation séquentielle des dépôts et d'entreprendre une première révision des attributions stratigraphiques.

BRACENE (2002): Ce travail présente plusieurs coupes régionales et synthétise les principales connaissances du Nord de l'Algérie. Il dresse les principales relations structurales entre les différents ensembles structuraux composant le Nord de l'Algérie.

II.3-Aspects structuraux de l'Atlas Saharien :

L'Atlas Saharien au sens large, forme l'avant-pays de la chaîne tellienne des Maghrébides, résultant de la fermeture de la Téthys (Bouillin., 1986). Séparé dans sa partie méridionale de la Plate Forme Saharienne par l'Accident Sud Atlasique, il est classiquement interprété comme une chaîne intracontinentale (Mattaueur et al. 1977). Il est composé de trois faisceaux de plis organisés en échelons et formant du SW vers le NE; les Monts des Ksour, le Dj Amor, les Monts de Ouled Nail, les Aurès et les Mont de Mellègue.

L'Atlas Saharien est marqué par de nombreux époinçements de masses évaporitiques du Trias affleurant sur plusieurs kilomètres et ayant une direction générale NE-SO formant des diapirs, (figure 5), ils présentent une allure oblongue et perçant souvent les structures anticlinales. Parfois, le matériel est mobilisé en profondeur mais bloqué sous le Jurassique. Ce matériel triasique est également retrouvé re-sédimenté au sein du Jurassique supérieur (Herkat, 1992). Il est aussi décrit au sein du Crétacé dans le Tell (Leikine,1971). Ces différentes positions structurales et sédimentaires traduisent une remontée diapirique à différentes périodes.

L'Atlas Saharien est bordé par deux accidents majeurs; l'Accident Nord Atlasique et l'Accident Sud Atlasique.

II.3.1- L'Atlas Saharien Oriental, limites et structuration

a- Les accidents majeurs

L'Atlas Saharien Oriental est traversé par de nombreux accidents d'orientation variable, dont les plus importants sont ceux de Biskra-Négrine et de Morsott à déplacement dextre. Ces derniers ainsi que l'Accident Sud Atlasique sont des accidents de socle (Vially et al., 1994). Cette zone est affectée par de nombreuses structures tectoniques fragiles se traduisant par le développement de trois familles principales de failles (Figure 6). Parmi les plus importantes, nous distinguons les directions.

- NE-SW, longitudinales, soulignées par les époinçements diapiriques.
- NW-SE, transversales à décrochement dextre.
- E-W déterminant les flexures Sud Aurésienne et Sud Atlasique.

b- Les plissements

Les différentes ceintures de chevauchement-plissement constituant l'Atlas Saharien Oriental se développèrent sur anciens grabens initiés pendant le rifting triasico-liasique (Piqué et al, 2002, Frizon de Lamotte et al, 2006). Elles résulteraient de l'inversion Cénozoïque liée à la convergence Europe-Afrique (Frizon de Lamotte et al, 2006).

Dans le domaine Atlasique Oriental, les systèmes de plissement montrent (1) des directions NE-SW, (2) des directions E-W et (3) des directions variant de NE-SW à E-W.

- Les plis de direction NE-SW ont été reliés à la phase de raccourcissement NW-SE d'âge fini-Eocène (phase Atlasique) (Laffite, 1939; Vila, 1980; Aissaoui, 1984 et Kazi Tani, 1986).

Elle correspond à la phase majeure d'inversion tectonique initiée dans les grabens triascoliasiques. Les travaux récents montrent que cette inversion a débutée au Maestrichien (Herkat et Guiraud, 2006).

- Les plis de direction ENE-WSW à E-W, affectant les séries villafranchiennes correspondent

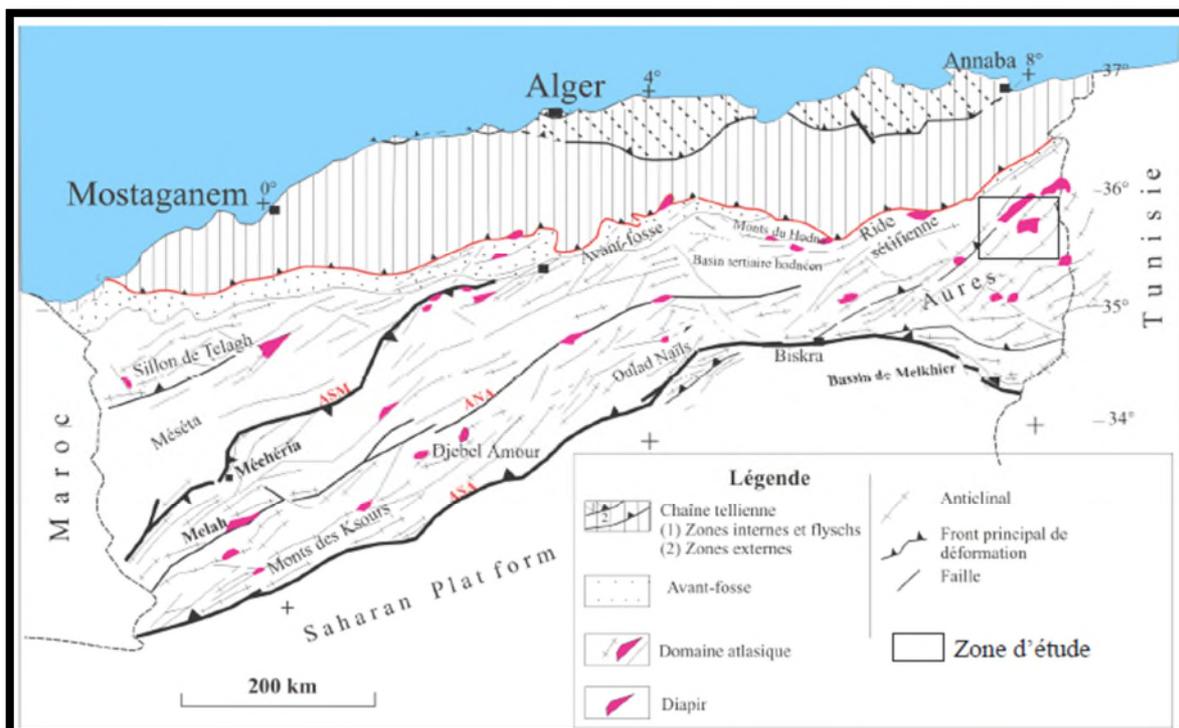


Figure 5: Schéma structural du Nord de l'Algérie (Bracène et al., 2002)

à la phase post-pliocène décrite dans les monts de Nemmentcha (Aissaoui, 1984 et Kazi Tani, 1986). Ils sont engendrés par un raccourcissement N-S.

- Les directions de plissement passant de NE-SW à E-W montrent des formes sigmoïdes induites par des décrochements de direction NE-SW. On notera également que certaines directions de plis correspondent à la réorientation de plis NE-SW liée à la phase atlasique. La réorientation de ces plis est compatible avec des décrochements dextres.

c- Les structures extensives :

Dans le domaine Atlasique Oriental tous les fossés d'effondrement coupent des structures atlasiques d'âge fini-lutétien. Ces fossés (Dubourdieu., 1956), sont comblés par des dépôts Plio-Quaternaires pouvant atteindre une puissance de 170 m (fossé de Tebessa-Morsott).

La phase distensive du Miocène se manifeste par la création des fossés d'Oulad Soukies, de Foussana-Kasserine et du bassin d'ELMa Labiod.

Il existe deux phases de plissements post miocènes dans les environs de Tébessa :

- les plissements du Pliocène inférieur, dont le stade distensif a provoqué l'effondrement du fossé de Morsott; les plissements du Villafranchien inférieur, dont le stade distensif a provoqué l'effondrement du fossé de Tébessa, ainsi que celui de Hammamet.

Le substratum des fossés de Tébessa et Hammamet est constitué d'une mosaïque de horsts et grabens.

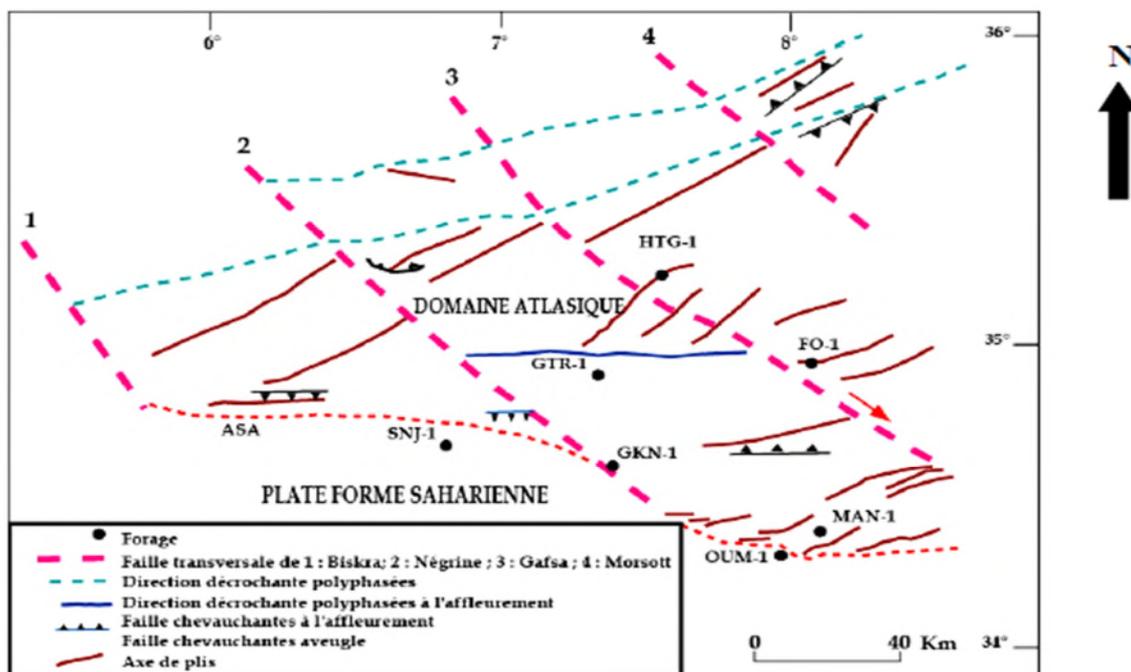


Figure 6: carte structural simplifié du Sud Est Constantinois (Kheidri.L.H, 2001)

II.3.2- Les phases orogéniques :

La structure actuelle de l'Atlas Saharien Oriental en plis coffrés de direction NE-SW devenant E-W à l'approche de l'Accident Sud Atlasique (monts de Négrine) ainsi que la fracturation de direction NNE-SSW, NW-SE, NE-SW, E-W et N-S est le résultat d'une phase majeure compressive atlasique qui a affecté cette région à l'Eocène, d'Ouest en Est.

Cependant, d'autres phases orogéniques sont identifiées, elles sont antérieures ou postérieures à cette dernière.

a- Au Mésozoïque

- **La Phase Néocimmerienne (Berriasien moyen)**

C'est la phase anté-néocommienne de [Durand Delga., 1949](#), elle affecte l'Atlas Saharien ([N,Kazitani., 1986](#)) et la Plate Forme Saharienne ([Conrad., 1970- 1980](#)) et génère des plis concentriques droits orientés N110-N120. Les structures qui en résultent ne sont cependant décrites que localement.

- **La phase Autrichienne (Aptien et Albien moyen)**

Cette phase engendre des plis de directions différentes, et se traduit par des structures plissées de direction NW-SE dans les confins Algéro-tunisiens ([N, Kazi Tani., 1986](#)). C'est une phase de raccourcissement E-W, matérialisée par des jeux inverses sur des failles et des décrochements de direction NE-SW, et des plis N-S ([Boudjemaa., 1987](#)).

- **La phase Laramienne (Turonien terminal au Sénonien)**

Cette phase a été reconnue dans l'Atlas Saharien en régime distensif (structures synsédimentaires distensives à Khenchla), elle a donnée naissance à des plis de direction NW-SE et des failles d'orientation NE-SW ou ENE-WSW ([N. Kazi Tani., 1986](#)).

b- Au Cénozoïque

- **La phase Pyrénéenne (fini Éocène)**

Cette phase correspond à la phase Atlasique compressive de direction N120 à N150; liée à la fermeture de la Tethys occidental lors de la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie Oriental de l'Alboran et la marge Africaine tellienne, elle engendre de grands plis de direction NE-SW (Anticlinaux de Hamimat et de Dj Doukkane) à ENE-WSW (anticlinaux de Dj. Boudjellal ; Dj Bottena; Dj. Onk kemaken; et celui du Dj. Abiod) et une fracturation parallèle ou oblique aux structures anticlinales E-W, NW-SE, WNW-ESE ([Kazi Tani., 1986](#); [D. Bureau., 1986](#) et [R.Guiraud.,1990](#)) ainsi que des rejeux en failles inverses sur les directions NE-SW et ENEWSW ([Boudjemaa.,1987](#)).

- **La phase intra Néogène**

Elle apparaît dans les Aurès et elle traduit un effondrement du bassin lié aux jeux de décrochements et des failles normales ([N. Kazi Tani., 1986](#)). Les déformations résultantes sont des mouvements verticaux de vaste étendue, des discordances et des compressions engendrant un soulèvement par saccades successives du massif des Aurès. Ces déformations sont produites pendant le Miocène inférieur et moyen et elles se poursuivent jusqu'à Miocène

terminal où on a une surrection des Aurès à la suite d'une compression au niveau de la marge septentrionale de l'Afrique du Nord.

- **La phase Plio-Quaternaire**

Cette Phase génère des directions de plis E-W et des failles de direction ENE-WSW dans la région méridionale de l'Atlas Saharien (Burolet., 1956).

D'autres auteurs décrivent des phases bien distinctes au cours de cet intervalle.

- **Une phase orogénique datée Fini Pliocène**

Elle est décrite comme étant aussi importante que la phase Atlasique engendrant des plis et des fractures de direction ENE-WSW et des plissements E-W (N. Kazi Tani., 1986 et R.Guiraud., 1990).

- **Une phase Quaternaire distensive**

Elle forme des grabens de direction subméridienne (N. Kazi Tani., 1986), (Boudjemaa., 1987) a décrit une phase post villafranchienne compressive de direction N-S qui s'exprime entre Biskra et Négrine.

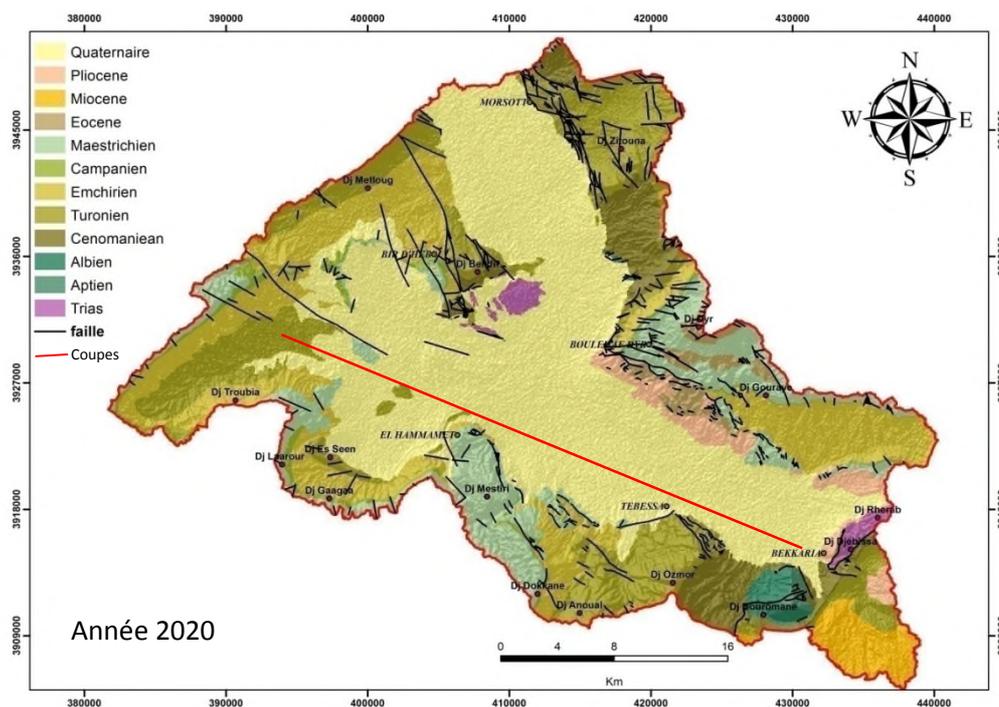


Figure 7 : Extrait de carte géologique de la zone d'étude

II.3.3- Stratigraphie régionale :

La stratigraphie du Nord Algérien est généralement d'âge Méso-Cénozoïque, constitué de faciès essentiellement marins, argilo-carbonatés intercalés épisodiquement par des dépôts argilo-gréseux correspondant, Au Néocomien, au Barrémien, à l'Albien inférieur et au Miocène. Ces séries montrent des variations remarquables de faciès induisant des aires paléogéographiques bien distinctes, ainsi, on distingue:

- Un haut fond situé au Nord-Ouest, il s'agit du môle d'Ain M'lila.
- une plate forme localisée dans la région de Tébessa au Sud-Est qui favorise le développement de faciès de type néritique parfois récifal.
- la partie centrale du périmètre est caractérisée par des dépôts de type pélagique surtout à partir de l'Albien supérieur qui marque l'importante transgression marine du Vraconien.

a. Mésozoïque :

1- Le Trias

Le Trias affleure en position stratigraphique anormale, on le rencontre essentiellement sous forme de diapir le long des accidents longitudinaux et l'intersection des accidents NW-SE et NE-SW. Le matériel triasique est rencontré en diverses régions (Morsott, Mesloulia...), il présente la même composition pétro-sédimentaire: Argiles versicolores, dolomies rubanées; cargneules, gypses, des grès et des sels. Le Trias est parfois resédimenté dans les formations Albo-aptiennes (J.M. Vila., 1993).

2- Le Jurassique

Le contact Jurassique/Crétacé n'est observable que dans la région des Aurès, vers le Sud en direction de la Plate Forme Saharienne et sur le môle de Constantine. Dans le bassin Sud Est Constantinois, ce contact n'est atteint par aucun sondage, excepté celui du Dj Djahfa (JHF-1 Bis) (Fig. 14) qui a pu atteindre le Jurassique terminal (Tithonien) à une profondeur de 4000 m où il est constitué par des dolomies massives, argileuses à intercalations de marnes et de calcaire argileux, avec la présence de grès, d'anhydrites et de pyrite.

3- Le Crétacé

3.1-Le Crétacé inférieur

- **Le Bérriasien**

Il est constitué dans les Aurès par des faciès profonds de mer ouverte constitués par une série de 600 m de marnes et de calcaires argileux à calpionelles et ammonites, tandis que sur le môle d'Ain M'lila ce sont des faciès peu profonds ou néritiques avec développement de

dépôts carbonatés à haute énergie (Barrières récifales et oolithiques) dont l'épaisseur est d'environ 500 m.

- **Le Néocomien**

Au Nord (Ravin bleu) le Néocomien est épais de 1120 m; représenté essentiellement de marnes à intercalations de grès et de calcaires. Dans les Hammimats, le forage HTG-1 à traversé une série épaisse de 1230 m, constituée par des quartzites à intercalations d'argileuses et de grés et des passées de calcaires argileux attribuées au Néocomien. A JHF-1bis le Néocomien est représenté par une alternance de grès quartzitiques et de dolomie avec de fines passées d'argiles silteuses, son épaisseur atteint les 1000 m.

- **Le Barrémien**

Représente une continuation des étages précédents, mais avec des conditions de faciès de moindre profondeur indiquant une phase régressive importante. Il affleure dans les Aurès, à Dj. Azreg, le long de l'axe Dj. Bou Arif et Dj. Fedjoudj. Dans le sillon Aurès-Kef le Barrémien est composé de grès quartzitiques et de dolomies avec de minces intercalations d'argiles caractérisant le faciès de carbonates orthoquartzitiques développés en milieu de mer profonde ou néritique. Au Dj. Jahfa et les Hammimats le Barrémien est représenté par des dolomies à la base et des grès quartzitiques au sommet. Plus au Nord à Dj. Guelb et Souabah, le Barrémien comprend des marnes silteuses à intercalations de calcaire argileux qui pourrait indiquer un approfondissement du milieu de sédimentation.

L'épaisseur du Barrémien varie considérablement, elle peut atteindre 1500 m (GE-1 et SB-1) et 110 m dans le môle d'Ain M'lila.

- **L'Aptien**

L'Aptien est représenté par une importante série sédimentaire, il affleure dans la région des Aurès, où il est représenté par 500 à 800 m de calcaires et de dolomies avec des intercalations d'argiles et de marnes. Cette série comporte des épisodes détritiques matérialisés par des intercalations de grès et d'argile. Au Nord Est du périmètre Ain Beida (SER-1, GE-1 et SB1); l'Aptien est représenté par des marnes et des calcaires argileux à rares intercalations de grès. De tel faciès s'est déposé dans un milieu marin profond infra néritique à pélagique. Dans la partie NW, l'Aptien occupe la plus grande partie des affleurements du Djebel Mesloula et ses calcaires récifaux constituent tous les reliefs importants du massif (Dubourdieu, en 1959).

Différenciés sous trois termes; série antérieure aux calcaires récifaux, les calcaires récifaux et la couverture des calcaires récifaux.

- **L'Albien inférieur**

Il est caractérisé par des faciès de mer peu profonde. Au Nord du sillon Aurès Kef, la sédimentation est constituée par des dépôts marins riche en faunes pélagiques à quelques passées de calcaire gréseux. Dans la partie méridionale l'Albien inférieur est caractérisé par une sédimentation argilo- carbonatée et gréseuse. Au niveau de Dj. Bou Djellal et Kemakem on note l'absence de l'Albien inférieur marquée par la discordance intra albienne liée à la phase autrichienne.

- **L'Albien supérieur**

Durant cette période on assiste à une transgression marine généralisée marquée par des dépôts carbonatés avec des passées de marnes et de marno-calcaires et une activité halocinétique très intense le long des accidents de direction NE-SW liée étroitement à la phase autrichienne. Cette dernière a contribué aux développements d'édifices récifaux décrits dans la région d'Ouenza et des confins Algéro-tunisiens, à Dj. Aidel et constitue la plupart des affleurements du Dj. Mesloul. Notons aussi l'installation de barrières oolithiques dans la zone de Tebessa.

3.2- Le Crétacé supérieur

- **Le Cénomani**

Dans le sillon Aurès- Kef le Cénomani est bien développé (800 à 1200 m) constitué essentiellement de marne et d'argile avec des intercalations de calcaire argileux. Ce faciès est caractéristique d'un environnement infra néritique à bathyal. Sur le môle d'Ain M'lila la série du Cénomani est réduite, elle est composée de dépôts carbonatés de mer peu profonde ou néritique, souvent à caractère récifal surmontés en discordance par les dépôts du Sénonien, à la fin du Cénomani la région a connue un soulèvement généralisé et fut soumise pendant le Turonien à une érosion différentielle.

- **Le Turonien**

Il est très bien développé, sa puissance peut atteindre les 1000 m (Dubourdiou 1956-1959). Le Turonien est constitué par des calcaires et marno-calcaires à la base avec de nombreuses empreintes d'Inocéramus. Ces calcaires et marno-calcaires sont suivis par une puissante série de marnes argileuses riches en Ammonites, Huîtres, et divers Laméllibranches.

L'assise calcaire du Turonien disparaît au Nord-est de Mesloul près du diapir de Débidba, ceci est contrôlé par une déformation tectonique légère (Dubourdiou., 1959) matérialisée par une discordance au Djebel Mesloul. Cette discontinuité est caractérisée par un hard grounds

ferrugineux qui disparaît progressivement vers le Sud-ouest, en même temps qu'il augmente légèrement sa teneur en argile.

- **Le Sénonien inférieur (Coniacien, Santonien)**

Le Sénonien inférieur est représenté essentiellement par des marnes, d'argiles et de calcaires argileux. Dans la partie inférieure il y'a eu localement au cours du Coniacien le développement de dépôts carbonatés de mer peu profonde ou néritique parfois récifaux à haute énergie. Le môle d'Ain M'lila qui était émergé pendant le Turonien fut de nouveau submergé, et on distingue différents horizons du Sénonien y surmontent en discordance les niveaux du Cénomaniens.

- **Le Sénonien supérieur (Campanien, Maestrichtien)**

Il est constitué par une série pouvant atteindre 800 m composée essentiellement de carbonates néritiques partiellement récifaux à intercalations de marnes.

b-Cénozoïque - Quaternaire

1- Le Miocène (Néogène)

L'épaisseur du Miocène peut atteindre une centaine de mètres (100 m). Il débute par des formations marines transgressives et discordantes sur les terrains anciens. Ils sont représentés par des calcaires roux, suivis de marnes très argileuses de couleur verte devenant rouge foncé et enfin par des argiles à intercalations de grès grossiers.

2- Le Plio-Quaternaire

Les plus anciennes formations continentales appartiennent au Quaternaire supérieur (Dubourdiou., 1959). Celui-ci est représenté essentiellement par des dépôts argileux et conglomératiques. Il est à noter qu'aucun dépôt Pliocène ou Pléistocène ancien n'a été observé dans la région. Selon Dubourdiou (1956 et 1959), ce phénomène serait à mettre en relation avec une surrection régionale suivie d'une érosion intense à cette époque.

Ces formations Quaternaires sont composées de :

- a. Argile rouge (O. Oglat Rbaib ; O. Kebir ; Kt el Kramassa ; O. Serdiess) ;
- b. Conglomerats (contreforts E du Dj. Djebissa). Au Kt Sefra et dans l'O. Naguess (pres Tebessa), l'argile et les conglomerats, alternant, n'ont pas été distingués.

Ces sédiments présentent, la plupart du temps, un pendage qui, s'il tient parfois à leur origine (dépôts de pente anciens à l'E du Dj. Djebissa), peut être aussi d'origine tectonique (O. Naguess, pres de Tebessa). À cette série se rapporte la plus grande partie des terrains de comblement du fossé d'effondrement. Un sondage exécuté pour la recherche d'eau dans la basse plaine de Tebessa les a traversés sur 171 m. Ils renferment, en général, une faune d'Helicoides. L'origine des sédiments détritiques est toujours immédiatement proche.

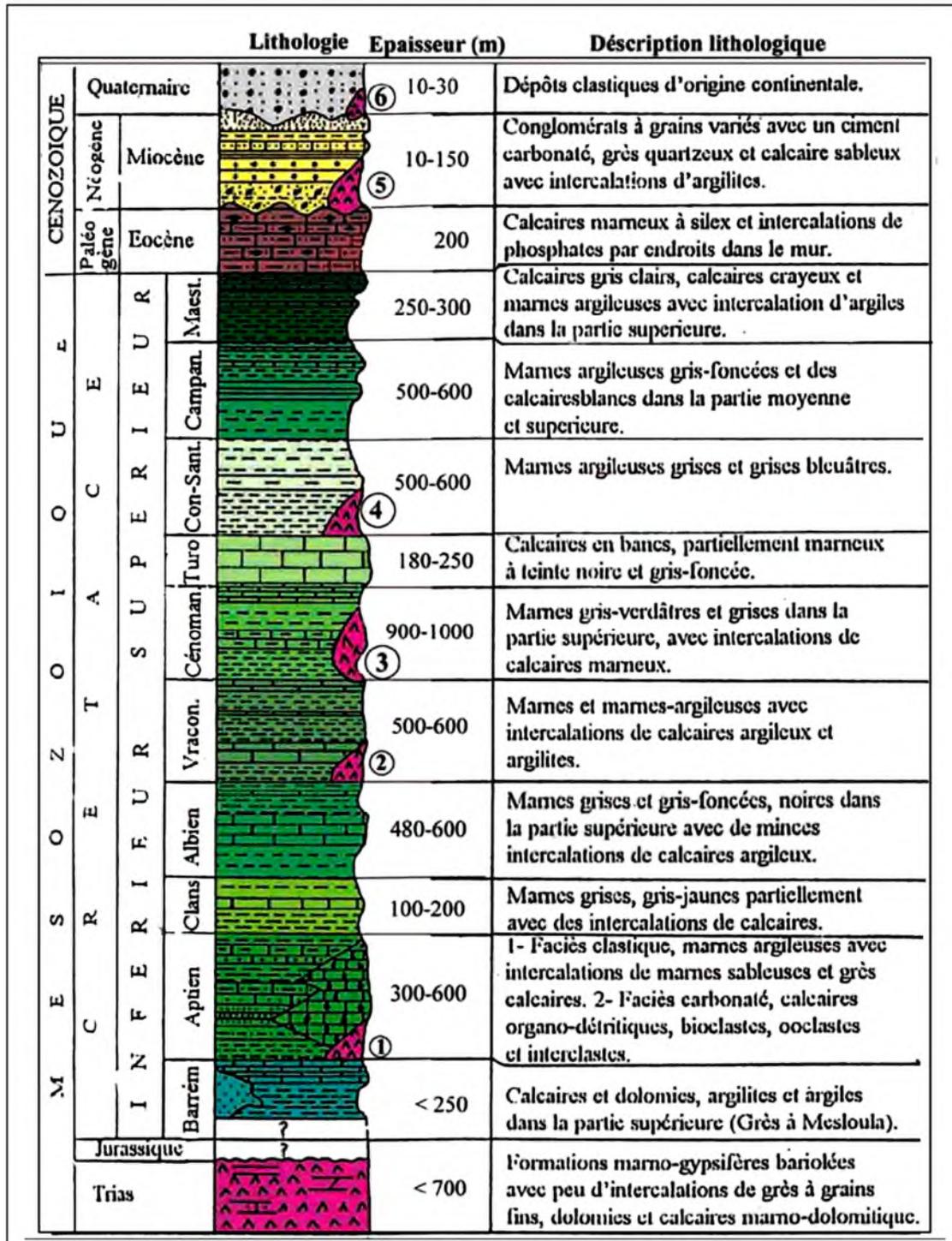


Figure 2: Log synthétique des monts du Mellègue (D'après: Dubourdieu., 1956- 1959; David., 1956; Madre., 1969; Fleury., 1969; Thibieroz et Madre., 1976; Chikhi., 1980; Otmanine., 1987; Bouzenoune., 1993 et Vila et al., 2000) in L.,Sami. 2003

II.3.4- Contexte paléogéographique des dépôts

Ces résultats sont déduits à l'aide de l'interprétation des données de forages existantes pour des intervalles allant de L'Aptien à L'Albien supérieur, (F. Belfar, 2005).

a- Au Barrémien

Le Nord Algérien est caractérisé au Barrémien par une sédimentation mixte argilo-carbonatée. Du point de vue paléogéographique, on assiste à un développement d'importants système fluvio deltaïque occupant toute la partie NE de la zone atlasique, ce système passe dans le bassin de Timgad à des faciès de plus en plus profonds intertidal à infratidal.

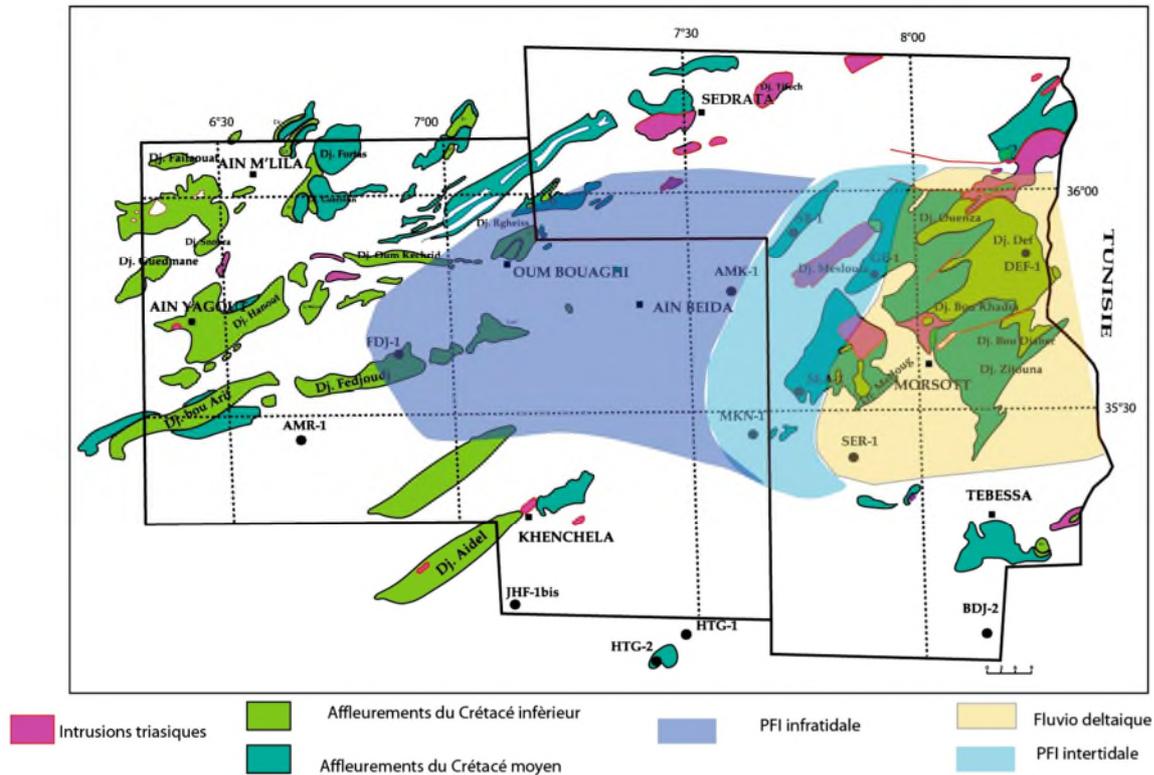


Figure 9: Paléogéographie au Barrémien (F. Belfar, 2005)

i. L'Aptien

La partie Nord est constituée par une importante barre carbonatée représentée par des calcaires cryptocristallins parfois oolithiques et bioclastiques au niveau du Dj Bou Djellal et de dolomies cristallines à rares passées d'argiles. Plus au Nord, vers la région où se localise les puits SLA-1, MKN-1 et SER-1 le faciès devient un peu plus argileux avec des passées de calcaires bioclastiques et oolithiques associés à une faune pélagique passant vers la région de Souabah à des calcaires carrément argileux. Dans le môle d'Ain M'lila des constructions récifales ont été signalées, à l'instar de Dj. Oum Kechrid, Dj. Hanout, Dj. Rgheiss, Dj. Bou Djaber, Dj. Boukhadra où on décrit des calcaires récifaux dont l'âge est Albo-aptien indifférencié.

Du point de vue paléogéographique Quatre (04) zones se distinguent.

- Zone intertidale à subtidale supérieur avec localement des barrières oolithiques, des plages intertidales et des levées grainstones (JHF-1bis, HTG-1 et BDJ-2) dont l'extension est indéterminée et des barrières bioclastiques. Ces dernières constituent un important développement d'édifices récifaux isolés à rudistes, polypiers associés aux algues rencontrées à Dj. Khenchela, Dj. Chélia, Dj. Ich Moul, Dj. Rhgeiss et Hanout El Kebir. Ce qui constitue une véritable ceinture au niveau du Môle d'Ain M'lila.
- La zone subtidale inférieure à quelques influences détritiques, le faciès associé à cette zone a été rencontrée dans les puits MKN-1 et SLA-1 où on note une alternance de marnes et d'argiles carbonatées à quelques passées de calcaire argileux gris foncé localement crayeux, fossilifère, des dolomies gris beige microcristallines à quelques niveaux gréseux (SLA-1).
- La zone de plate forme externe proximale à grand développement de barrières récifales liées au diapirisme, ces barrières ont été rencontrées au Dj. Bou Djaber, Dj. Boukhadra, Dj. Ouenza passant à des faciès marins plus profond infra néritique à pélagique à quelques influences détritiques.
- Plate forme externe distale située à l'extrême Est à quelques influences détritiques.

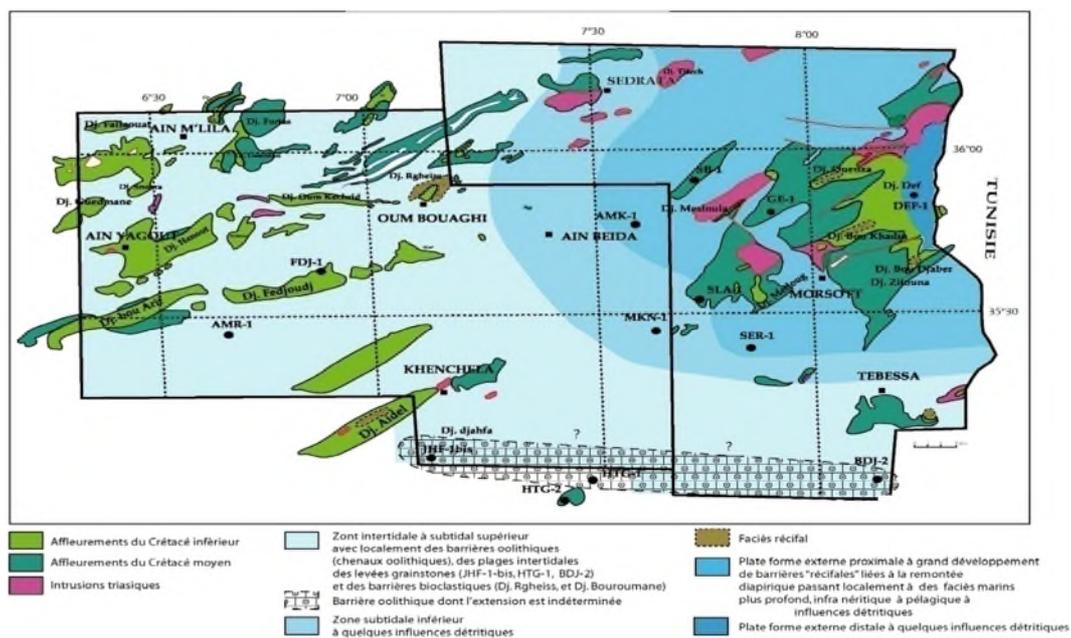


Figure10: Paléogéographie à l'Aptien (F. Belfar, 2005)

ii. A l'Albien

Cette période coïncide avec la grande transgression amorcée dès le Vraconien et qui a envahi la majeure partie du bassin Sud-est Constantinois. L'interprétation des données

sédimentologiques a permis de mettre en évidence plusieurs domaines paléogéographiques distincts (Figures 11 et 12)

- **Domaine de plate forme externe**

Il couvre presque la totalité du bassin de Timgad et représenté par des marnes gris- noir, des marno-calcaires et des calcaires argileux à microfaunes pélagiques.

- **Domaine subtidal supérieur**

Il occupe essentiellement la plate forme de Tébessa, Le Nord de Khenchela et la région d'Oum Bouaghi. C'est un milieu légèrement profond de faible énergie, favorisant ainsi le dépôt de calcaires packstones et mudstones à foraminifères benthiques et planctoniques.

- **Domaine subtidal inférieur où se développent des faciès récifaux**

Il concerne essentiellement le môle d'Ain M'lila, se caractérise par une alternance de calcaires néritiques à faune benthique associée à des Polypiers, des Rudistes et des Algues et de calcaires oolithiques à quelques passées de marnes.

- **Domaine intertidal**

Il occupe la partie Sud, et à l'Ouest, le faciès consiste en calcaire dolomitique, localement argileux (Dj. Amrane).

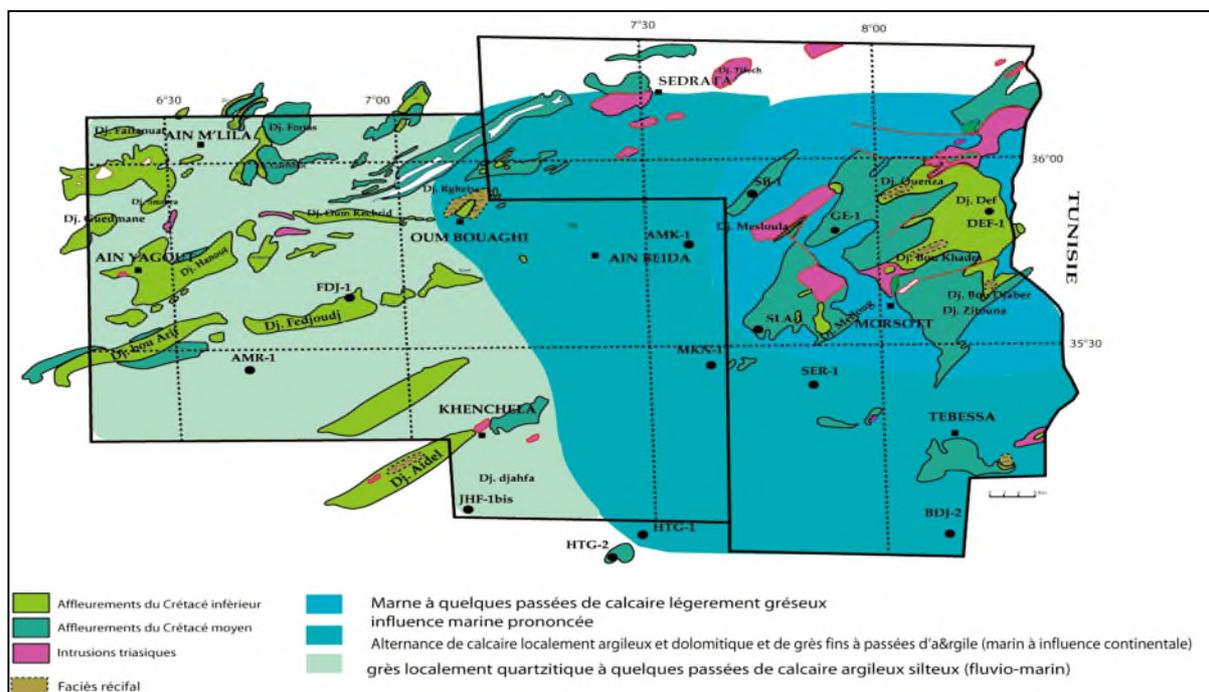


Figure 11: Paléogéographie a l'Albien inférieure (F. Belfar, 2005)

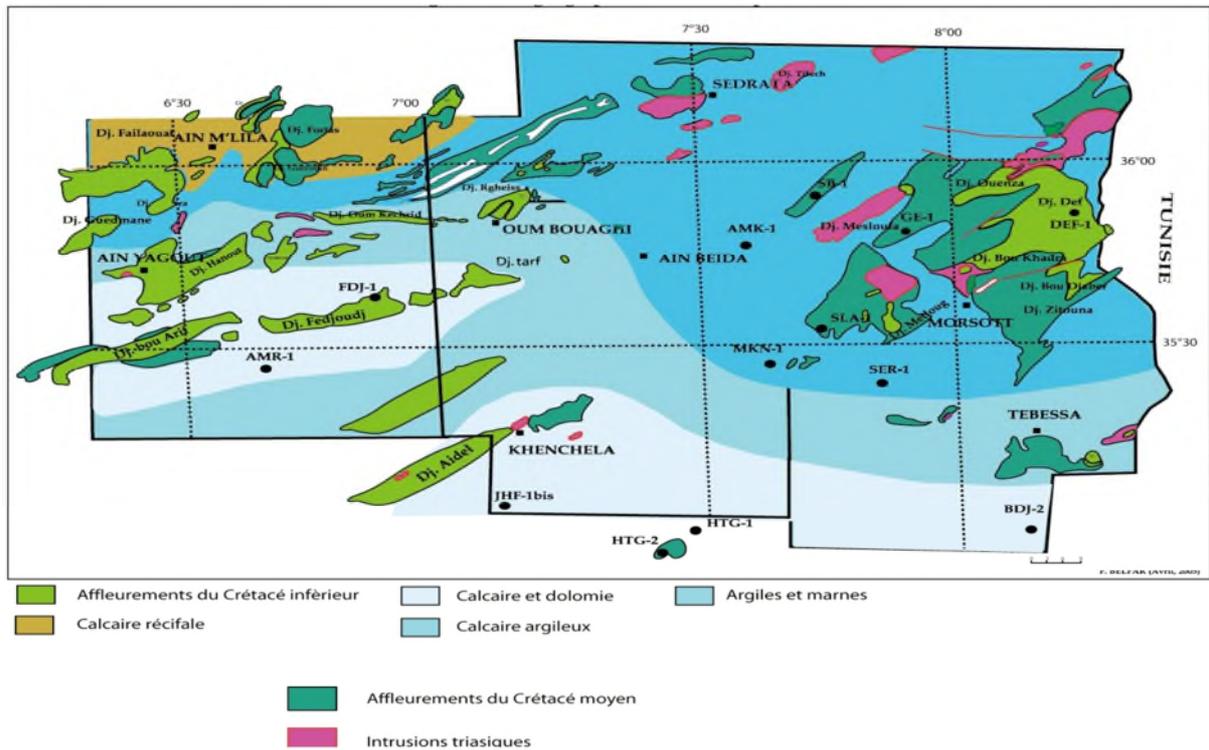


Figure 12: Paléogéographie à l'Albien supérieur (F. Belfar, 2005)

iii. Au Cénomanién supérieur

La carte paléogéographique établie sur la base des travaux de F. Belfar 2005; montre trois zones paléogéographiques bien distinctes (Figure 13).

- **Zone subtidale supérieur:**

Caractérisée par des dépôts de type plate-forme interne à faible énergie, caractérisés par des calcaires packstone bioclastiques, riche en débris de Mollusques et d'Echinodermes, à Foraminifères benthiques, parfois à débris de Rudistes et Polypiers (Dj. Amrane et Bou Arif) et à rares Foraminifères planctoniques.

- **Zone subtidale inférieur:**

Caractérisée par des faciès de faible énergie et paraissent relativement profonds par rapport à ceux cités précédemment. Cette zone est localisée au Sud du bassin, caractérisée par des calcaire wackstone à packstone à abondants Foraminifères planctoniques, notamment des Pithonelles, Dicarinella, Rotalipores et de rares débris de Mollusques.

- **Zone de plate forme externe:**

Représentée par des marnes et de calcaire, biomicritiques légèrement argileux riche en Foraminifères planctoniques indiquant ainsi un approfondissement du milieu.

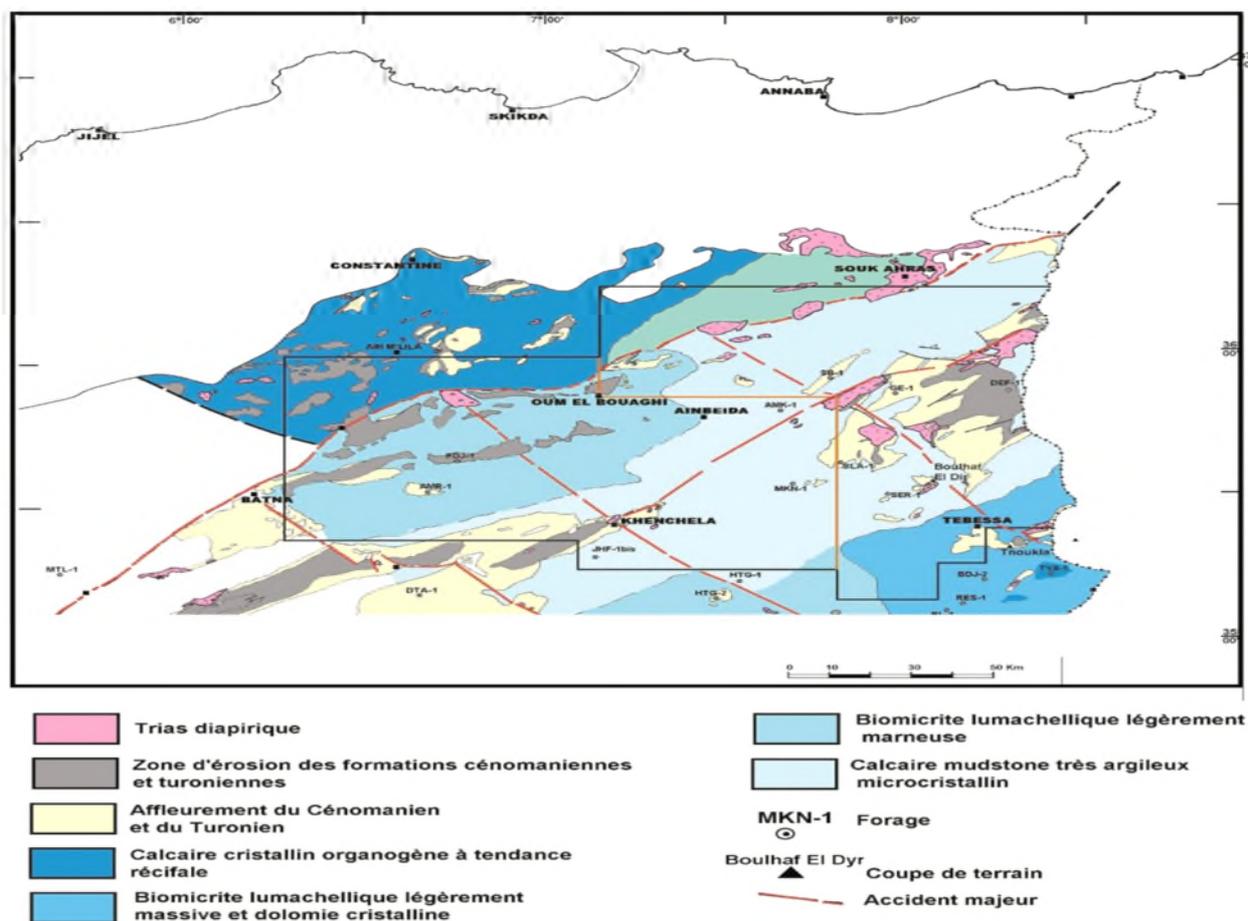


Figure 13: Paléogéographie au Cénomanien (F. Belfar, 2005)

iv. Au Turonien inférieur et moyen

La carte de faciès (Figure 14) montre que les dépôts de plate forme interne occupent une grande partie du bassin. Ils sont généralement caractérisés par des calcaires wackstone à packstone, parfois Grainstone oosparitique ou des dolomicrites, très riches en bioclastes. Ces faciès admettent un développement de construction récifale à Dj. Amrane. Il s'agit de calcaire boundstone de haute énergie, représenté essentiellement par des Polypiers.

- Dans la partie Sud-est du bassin, nous rencontrons des calcaires mudstone à wackstone biomicrocrites à Foraminifères planctoniques abondants.
- Par ailleurs, le milieu s'approfondit vers la partie Nord-est du bassin et nous y rencontrons essentiellement des calcaires mudstone à Foraminifères planctoniques, à quelques passées de marnes.

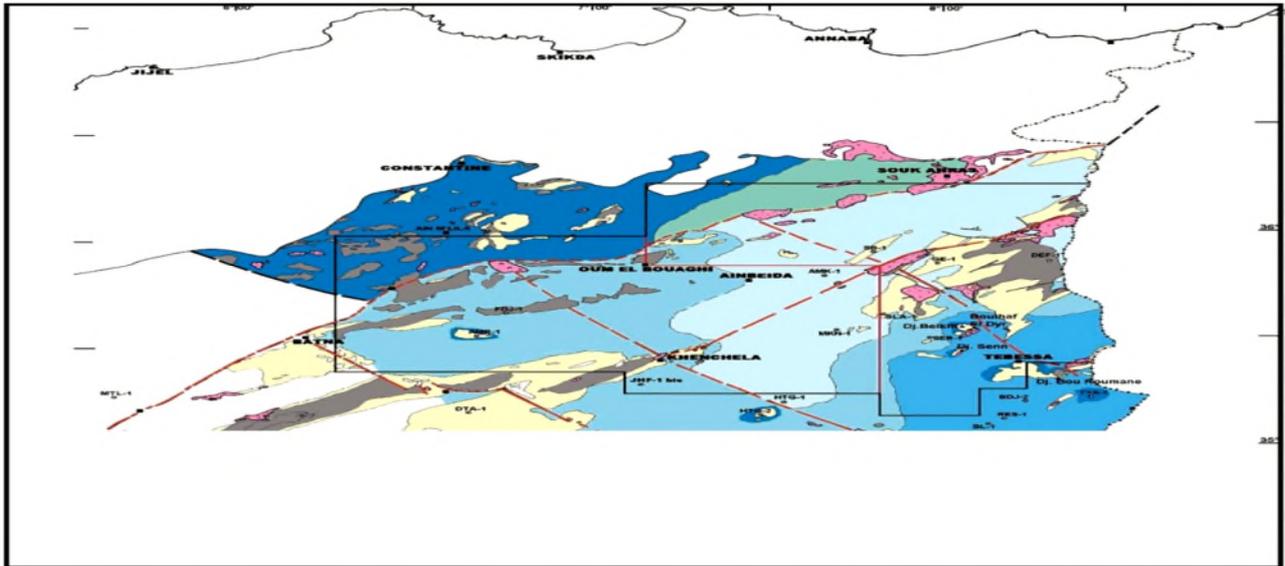


Figure 14: Paléogéographie au Turonien inférieur et moyen (F. Belfar, 2005)

II.3.5- Géologie de la région d'étude :

a- Introduction

Le terrain d'étude appartient à la terminaison orientale de l'Atlas Saharien oriental, caractérisée par un Trias évaporitique porté à la surface suite à des déformations tectoniques souvent très violentes, et par une couverture qui va du Crétacé inférieur (Barrémien) au Miocène. Celle-ci est, en partie, recouverte par du matériel clastique Quaternaire d'origine continentale.

Les marnes bariolées à gypse, les dolomies et des débris de roches de différentes natures constituent les formations typiques du Trias dans cette région. Les assises d'âge Crétacé (Barrémien-Maastrichtien) sont représentées par des alternances de marnes et de calcaires. L'Eocène est constitué de calcaires marneux à silex et enfin les dépôts miocènes essentiellement conglomératiques et gréseux marins sont transgressifs sur les formations plus anciennes.

L'ensemble des formations sédimentaires est plissé suivant une direction d'axe NE-SW. Les plis résultent d'une tectonique compressive correspondant à la phase Atlasique d'âge Eocène (Dubourdiou et Durozoy, 1950 ; Dubourdiou, 1956 ; Vila, 1980 ; Kazi-Tani, 1986). La partie méridionale de ces plis est recoupée par des fossés d'effondrement (ex: Ouled Boughanem et Tébessa-Morsott, Foussana-Kasserine) remplis par des formations quaternaires. Ces fossés, orientés NW-SE à N-S, résultent d'une tectonique distensive d'âge miocène (Dubourdiou, 1956;Castany, 1954). La succession des déformations (compression, distension) est accompagnée d'épisodes d'ascension et de percement des formations triasiques (diapirisme) depuis l'Aptien (Thibiéroz et Madre, 1976;Aoudjehane et al. 1992;Pertuisot et al. 1998) jusqu'à l'Actuel(Fig.15).

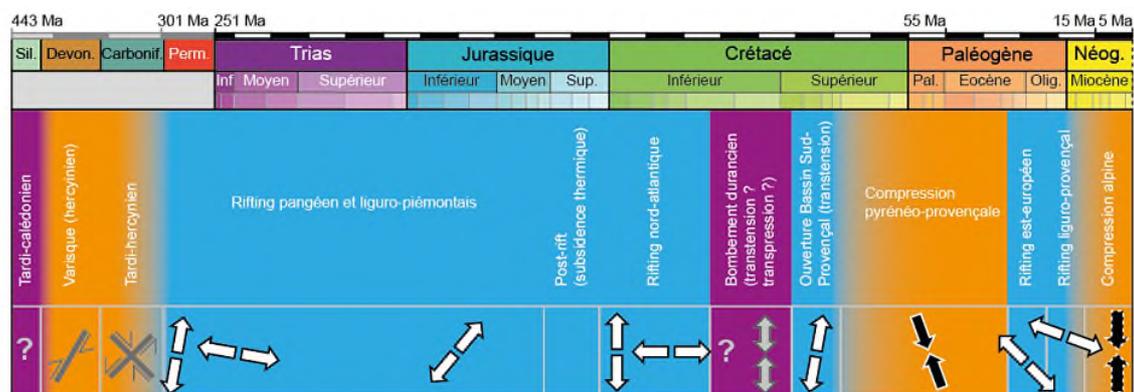


Fig. 15: Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions (Fournillon, 2012)

b. Les diapirs dans la région d'étude

Les nombreux diapirs de Trias évaporitique présentent deux types morphologiques principaux des corps de section elliptique, parfois très étirés de direction NE-SW et des corps à contours quasi circulaires, de faibles dimensions, souvent en relation avec les fractures.

Il est probable que les deux types d'appareils ont été édifiés à partir de la même série triasique constituée par un ensemble salifère épais à la base, puis un ensemble principalement détritique et carbonaté.

Les pointements triasiques sont considérés comme diapiriques pour certains auteurs comme Dubourdiou (1956 et 1959), Thiébéroz et al (1976) ; Bouzenoune et al.(1993 ;1995). Plus récemment, une nouvelle interprétation a été donnée à ces pointements triasiques. En effet, J. M Villa (1993) et ses collaborateurs interprètent une partie de ces derniers comme étant des glaciers de sel sous marin à matériel triasique resédimenté.

Cependant, Kowalski et Hamimed (2000) ont réfuté cette théorie de « glaciers de sel » et suggèrent pour les régions situées entre Tébessa et Ouenza, un diapirisme polyphasé, lié aux

distensions albo-aptienne et mio-plio-quaternaire. Ceci, est argumenté par les observations de terrain :

- Réduction des sédiments albo-aptiens,
- Contacts verticaux et intrusifs avec des séries plus anciennes que l'Albien (Barrémien) ou plus jeune que celui-ci (Cénomaniens, Turonien et Miocène d'Ouenza).

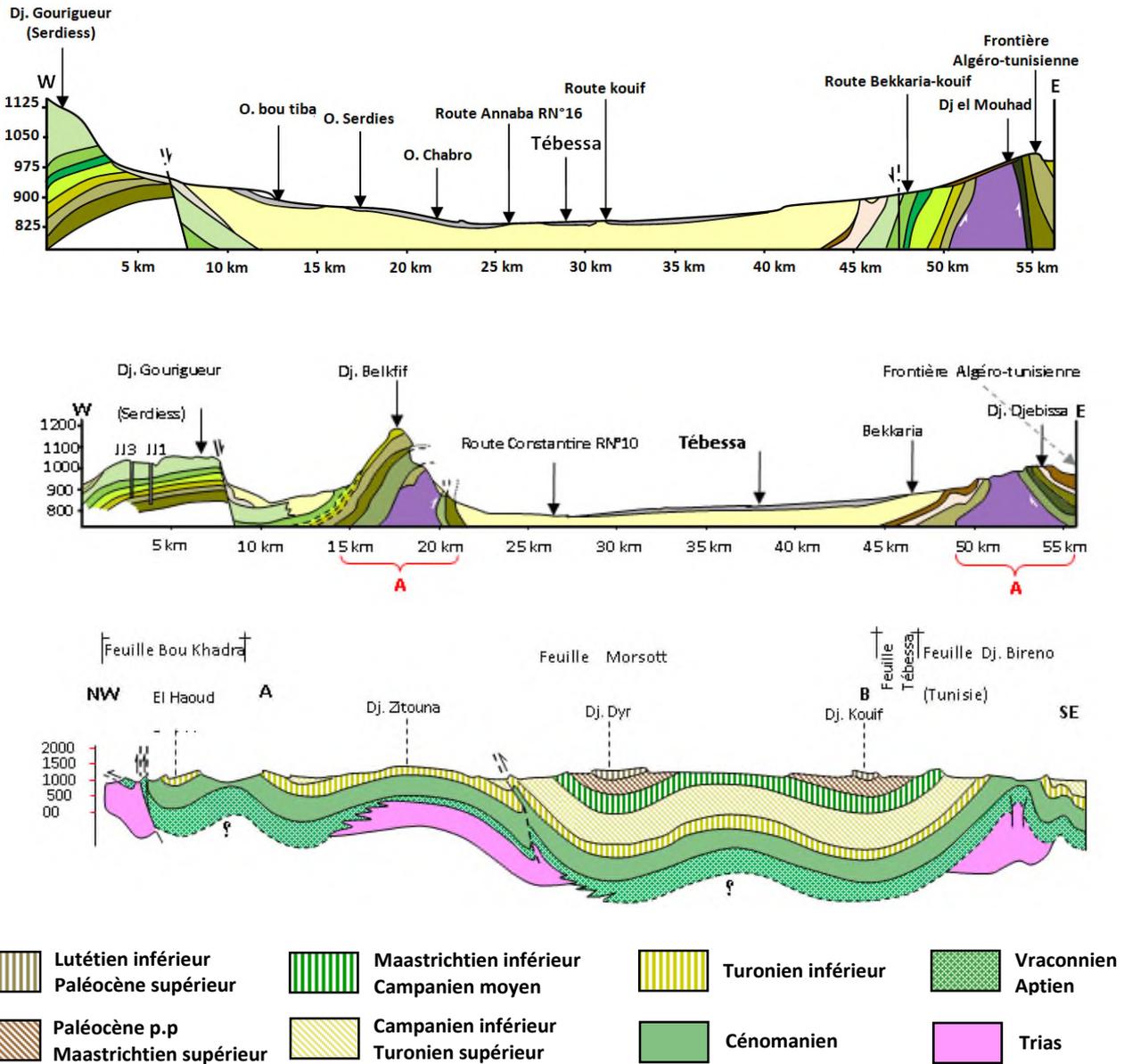


Fig. 16: Coupe Géologie schématique de la zone d'étude (in Amor Hamad 2018)

Lithologie du Trias

Ces Formations présentent les faciès typiques des affleurements attribués au trias en Afrique du nord (figure 16).

La description par ordre chronostratigraphique est difficile à établir étant donné la complexité structurale. On distingue :

- ***Les argiles et les marnes bariolées***

C'est la formation dominante, aux teintes noires ou vives vertes, violacées, jaunâtres et rougeâtres. Les argiles noires sont souvent gypsifères, faiblement gréseuses. Elles renferment aussi des cristaux de quartz bipyramidés.

- ***Les Cargneules***

Elles sont généralement brunes ou jaunâtre, en bancs désordonnés de différentes épaisseurs. Le degré de dissolution de ces roches calcaro-dolomitiques est variable.

- ***Les calcaires et les dolomies.***

Leur aspect évoque beaucoup les calcaires jurassiques formés de bancs mal stratifiés épais, durs à la cassure

- ***Le gypse et le sel gemme***

On trouve le gypse dans les argiles ; il est généralement saccharoïde, d'environ 2 à 5 cm d'épaisseur, en ce qui concerne le sel gemme, sauf en période de sécheresse, on ne le trouve pas en surface, sa présence est attestée principalement par l'existence des sources ou des cours d'eau salés.

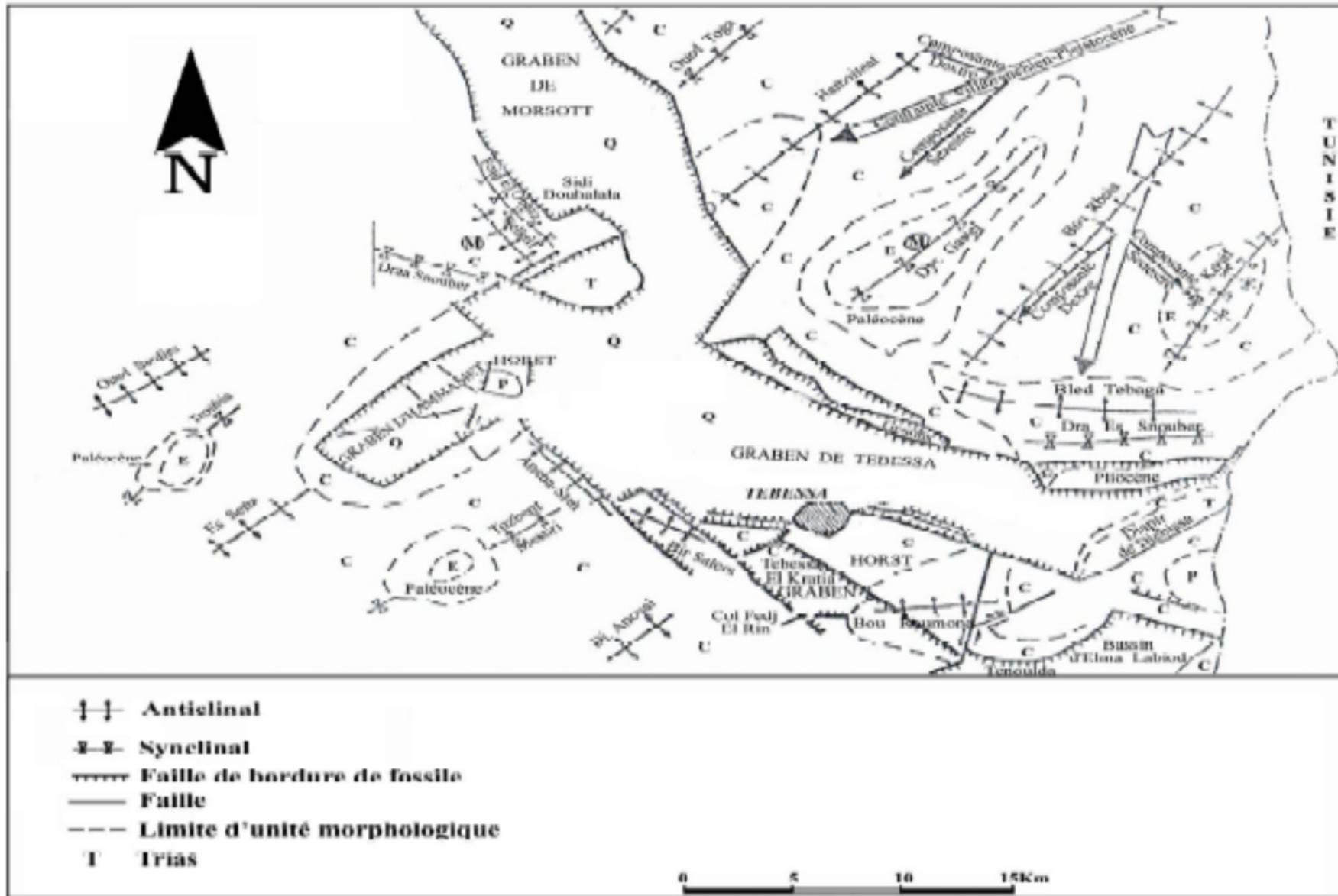


Figure 17: Esquisse tectonique des environs de Tébessa d'après W. M. Kowalski et al. 2002.

c- Stratigraphie de la zone d'étude :

1- Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont d'origine continentale et sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles). Ils sont formés de croutes calcaires, limonséboulis, cailloutis et poudingues. La puissance du Quaternaire varie entre 10 et 30 m (Dubourdiou, 1956). Les formations lithologiques qui peuvent être distinguées sont les formations actuelles, les formations anciennes et le Plio-Quaternaire.

a- Formations actuelles et récentes:

- Eboulis actuels. Ils existent au pied de tous les grands reliefs calcaires, mais ils se confondent, la plupart du temps, avec les éboulis anciens.
- Travertins : Ils se déposent par les sources de Tebessa et de Tenoukla.
- Alluvions actuelles. Elles n'existent que rarement car, en règle générale, les oueds recoupent les formations sur lesquelles ils coulent. Sur les bordures de la plaine, elles affectent l'allure de dépôts torrentiels.
- Limons récents : ils sont développés surtout dans la grande vallée de l'Oued Kebir.

Dans la Merdja de Tebessa, des dépôts de gypse alluvionnaire font l'objet d'exploitations locales.

- Croûtes calcaires : Ce sont des dépôts superficiels dus à l'évaporation d'eau chargée de calcaire développé surtout sur les alluvions caillouteuses anciennes.

b- Formations anciennes :

- Alluvions anciennes : Elles constituent les basses terrasses des oueds et se raccordent généralement à des formations anciennes occupant latéralement de plus grandes surfaces ainsi que de niveaux localement discernables (cours amont de l'Oued Oglat elRbaib).
- Alluvions anciennes de piedmont : Ce sont des formations de bordure de la plaine de Tebessa, argileuses ou caillouteuses. Dans le premier cas, elles sont constituées à partir des marnes sénoniennes à l'W et au NE de Tebessa, dano-montiennes au NW, cenomaniennes au SE et dans le second cas, à partir des calcaires maestrichtiens à l'W et au NE, éocènes au N, turoniennes à l'E, enfin d'éléments très divers aux flancs du Dj. Djebissa. Ce sont, la plupart du temps, des cônes de déjection.

2- Formation continentale Néogène

- **Le Miocène**

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent de façon transgressive sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grès dont l'épaisseur peut atteindre dans le bassin de Oulad Soukies (NW de l'Ouenza) 1000 m (Dubourdiou, 1956; Kowalski et Hamimed, 2000). A leur base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993). Le remaniement de silex, réputé d'âge Yprésien à la base du Miocène témoigne de l'existence d'une mer éocène ou se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur à moyen. La sédimentation à la fin du Miocène indique le début d'une phase de régression.

La puissance moyenne du Miocène dans la région d'étude est de 150 m (Dubourdiou, 1956). Formations Marines cénozoïques et mésozoïques

3- Les formations calcaires de L'Eocène et du Paléocène

- **L'Eocène**

Des calcaires à silex et d'autres à Nummulites caractérisent l'Eocène inférieur et moyen, près de 200 mètres de la région de Tebessa. Leur puissance est de 200 mètres

- **Le Paléocène**

Ces formations, de près de 200 m d'épaisseur ont été subdivisées en deux ensembles :

Sa base présente des marnes analogues à celles du Maestrichtien supérieur qui s'intercalent à des couches phosphates vers les niveaux supérieurs.

4- Crétacé supérieur

- **Le Maestrichtien**

Il est marqué par des calcaires blancs bien lités, d'environ 60 mètres d'épaisseur, recouverts par une très forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150m). Ces dernières admettent à leur base quelques intercalations de calcaires (Dubourdiou, 1956).

Le régime sédimentaire au Campanien supérieur et au Maestrichtien, indique toujours la continuité des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond et de mer chaude (Chevenine et al, 1989) avec une prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux.

- **Emschérien :**

Ils ne sont pas subdivisés à cause du manque d'éléments de datation. Ils sont représentés par des marnes argileuses gris verdâtre et jaune gris à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur puissance varie de 200 à 600 mètres.

- **Turonien**

Il se fait remarquer par son changement rapide de sédimentation vers des calcaires compacts donnant lieu à des reliefs accusés. Le Turonien constitue les flancs des grands anticlinaux et synclinaux et ses formations affleurent également en dehors des zones diapiriques.

L'analyse lithologique faite par Salmi-Laouar (2004) montre que la partie inférieure du Turonien dans le massif d'Essouabaa, épaisse de 200 mètres environ, est formée d'une série d'alternance stratocroissante de marnes, de calcaire marneux et de calcaires. Les marnes sont parfois argileuses de couleur grisâtre, d'ordre métrique à plurimétrique. L'épaisseur des bancs de calcaires marneux et des calcaires fins micritiques sont aussi d'ordre métrique à plurimétrique. L'étude de la microfaune à travers des sections du genre *Weithenella* et du genre *Hedbergella*. Sachant que ces genres sont très abondants à la limite Cénomaniens-Turonien ainsi que dans le Turonien inférieur, l'âge turonien inférieur pour ces niveaux est admis et confirmé.

À partir du Turonien inférieur, les conditions abyssales qui régnaient, commencent à changer vers des conditions de mer chaude moins profonde. Au Turonien supérieur, une mer relativement profonde s'installe avec une accumulation d'une assise marneuse. Ce régime continue jusqu'au Campanien.

- **Cénomaniens**

Dans la région de Tebessa, une série monotone de marnes argileuses verdâtres s'installe au Cénomaniens inférieur. Au Cénomaniens moyen, ces marnes admettent diverses intercalations calcaires peu développées avec une faune plus au moins abondante et de veinules de calcite fibreuse. Au Cénomaniens supérieur, la sédimentation devient carbonatée. L'épaisseur totale de la formation cénomaniens est estimée entre 750 et 1100 mètres.

La sédimentation cénomaniens s'est déposée dans des conditions abyssales (profondes). Cette époque est caractérisée par des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (Othmanine, 1987). À l'approche du Turonien, la sédimentation change rapidement en même temps que disparaissent les fossiles. Les marnes argileuses sont remplacées par des couches chargées en carbonate de chaux (Duboudieu, 1956). La limite supérieure du Cénomaniens est difficilement distinguable (Duboudieu, 1956). Crétacé inférieur

- **Albien**

Généralement, la formation albienne débute par un faciès carbonate qualifié de « récifal » dans sa partie inférieure et marneux et marno-calcaire dans sa partie moyenne à supérieure. Dans la région de Tébessa, il est marqué par une faune benthique dans des zones peu profondes. À l'Albien supérieur, la couverture albio-aptienne est percée par le Trias, entraînant le redressement des couches et la complexité des structures (plis évases, plis en champignon, etc.) généralement scellées par le Vraconien (Bouzenoune, 1993; Othmanine, 1987; Nedjari-Belhocene et Nedjari, 1984). Une série monotone de marnes à argiles d'un gris foncé avec passage de calcaires à marnes noires. Sa puissance varie de 20 à 150 mètres.

- **Aptien**

Sur de vastes surfaces, l'Aptien prend dans "la zone des diapirs" de la région de Tébessa une grande importance par la nature de ses dépôts et leur développement substantiel (300 à 600 m d'épaisseur) (Fig. 11). Il est formé de roches carbonatées néritiques qui se sont déposées dans des eaux chaudes peu profondes. Ces conditions ont favorisé l'essor des processus organogènes de la sédimentation qui a mené à la formation de différentes constructions. À l'Aptien, la mer était plus étendue qu'au Barrémien. Le fait le plus marquant de cette période est la formation des récifs sur des rides allongées (Dubourdiou, 1956).

Durant l'Aptien supérieur, la région de Tébessa a connu le développement de nombreuses plates-formes isolées dont l'architecture est contrôlée par des remontées diapiriques (Dubourdiou, 1956). Ce complexe fait partie du domaine des hauts-fonds qui se paraît, durant l'Aptien un domaine profond (sillon de Sellaoua) d'un autre très subsidant (sillon atlasique oriental). Ces faciès aptiens annoncent une régression finie-aptienne.

La formation aptienne débute par un Aptien essentiellement marneux composé par une alternance de marnes, d'argile, des grès et de calcaire à Gastéropodes, Mollusques et Echinoïdes. Cet Aptien marneux est surmonté par un Aptien calcaire, formé de puissants blocs calcaires à ciment dolomitique, bioclastiques à orbitolines, rudistes et qualifiés de récifaux (Dubourdiou, 1956).

Le Clansayésien est composé quant à lui par des marnes grises à jaunes avec des intercalations gréseuses et calcaires (Dubourdiou, 1956). L'Aptien et les successions du Clansayésien apparaissent au cœur des anticlinaux de la région.

1. L'Aptien marneux:

Il est présente par des gros bancs massifs et épais de calcaires béchiques à ciment dolomitique, de calcaires graveleux et bioclastiques à Orbitolines et de Mollusques. Parfois, on rencontre des intercalations de quelques niveaux de marnes feuilletées de couleur rouge

violacée ou verte. On note la présence de quelques Lamellibranches, de moules internes de Gastéropodes au niveau de Djebel Bouroumane. Cette formation peut atteindre 450 m d'épaisseur.

2. L'Aptien calcaire:

Il surmonte l'Aptien marneux et renferme le plus souvent des milioles, des rudistes et des lamellibranches (Chikhi-Aouimeur, 1980) et une abondance de quartz automorphe. L'épaisseur de cette formation varie entre 100 et 170 mètres. Ces calcaires sont considérés comme un metallotecte lithologique puisqu'ils encaissent l'essentiel de la minéralisation ferrifère et/ou polymétallique (Dubourdiou, 1956; Bouzenoune, 1993) ;

- **Barrémien:**

Les seules formations qui se rapportent au Barrémien, affleurent au petit anticlinal de Sidi Embark au NE de Dj. Ouenza, sur le flanc SW de l'anticlinal de Mesloulou et le long de l'oued Batma et au NW de Dehar Mesloulou (Dubourdiou, 1956). Ailleurs des mouvements d'effondrements (Boukhadra-Hameimat) et la poussée triasique (Ouenza, Boujaber, Dubourdiou, 1956), empêchent d'observer les sédiments antérieurs à l'Aptien.

Les formations barrémiennes sont représentées essentiellement par des marnes grises ou jaunes assez argileuses, à ammonites pyriteuses. Vers le sommet, ces marnes sont intercalées par de minces passées de calcaires noduleux gris clair à patine ocre (Dubourdiou, 1956).

Ces formations ne dépassent pas les 250m d'épaisseur. Elles se sont déposées sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdiou, 1956), et témoignent des conditions de sédimentation en mer peu profonde. Ces conditions de sédimentation se sont poursuivies jusqu'au début de l'Aptien.

5- Le Trias

Le Trias affleure en de nombreux endroits, à la faveur de pointements diapiriques, qui seraient manifestés pour la première fois à l'Éocène.

Il constitue la majeure partie du Dj. Djebissa à l'extrémité est de la plaine. On le retrouve au Sud du Dj. Belkif, près du Dj. Hameimet Nord et enfin au Nord de Morsott où l'affleurement s'étend très largement en direction d'El Aouinet

Il est représenté par de grandes masses de gypses gris bleuté et parfois rougeâtre, et par des argiles vertes et bariolées. Ce faciès, indique l'existence d'importantes lagunes où se sont déposées de grandes quantités de marne, de gypse et probablement de sel (F Morel, 1955, Buisson 1974).

d- Partie structurale

1- Analyse de la carte structurale régionale des confins Algéro-tunisiens (Fig. 17)

a- Différents axes diapiriques

D'après [Rouvier et al. \(1990\)](#), il existe une continuité des grands ensembles structuraux de part et d'autre de la frontière Algéro-tunisienne.

- la limite Sud de la zone des nappes est sensiblement orientée ENE-WSW, depuis Ghardimou en Tunisie jusqu'à Souk Ahras en Algérie.
- le sillon tunisien se poursuit au Sud Ouest par le sillon des Sellaoua ([Vila, 1980](#)), mais le domaine subsident au Crétacé déborde largement au Sud et correspondrait au domaine subsident d'Ain Beida ([Kieken, 1972, 1974](#)) qui est sensiblement orienté NE-SW.

Les alignements NE-SW des diapirs triasiques, se poursuivraient en Algérie, respectivement du Nord vers le Sud selon les axes suivants:

- L'axe Ghardimou (Cap Serrat) se prolonge par les affleurements triasiques de Souk Ahras, entraînés par le déplacement des nappes ([Rouvier, 1977](#)).
- L'axe Bizerte-Hedils, fortement déformé par la tectonique tangentielle, s'ennoie sous la plaine de la moyenne Medjerda, ressortirait au niveau du diapir de Sakiet Yousef, au Sud de la zone des nappes.
- L'axe des diapirs de Thibar-le Kef-J. Slata se prolonge par celui de l'Ouenza-Mesloula.
- L'axe Lansarine- Fedj el Adoum-Bou Khilil-Kebbouch, est dans le prolongement hypothétique de celui de Boukhadra- M'Zouzia en Algérie.
- L'axe Medjez el Bab-J. Cheid-J. Lorbeus, J. Slata se poursuit par celui de Bou Jabeur et de Hamimet-Belkif.

Ces différents axes diapiriques subissent des inflexions axiales qui les font disparaître au SW du fossé de Tébessa sous le Quaternaire et sous le Crétacé- Eocène des monts des Nementcha.

b- Plissements

Du Sud au Nord de la région d'étude on individualise les structures suivantes (**Figure 18**)

- La zone anticlinale de Djebel Belkif, Djebel Es Sen, Hameimat (ed Dahra et el Guebla), Djebel Bou Jaber où s'individualisent deux structures diapiriques: structure Djebel Belkif- Hameimat et structure Djebel Bou Jaber.
- La zone du synclinal d'Oued Taga et de l'anticlinal Morsott-Ain Zitouna représente des structures sans affleurements diapiriques.

- deux phases de diapirisme dont la première est liée à la distension Albo- Aptienne, responsable de la réduction de la série Albo-aptienne. La deuxième phase, liée à la distension Mio-pliocène, a perturbé la structure plicative fini éocène.

2- Fossés d'effondrements

D'après A. Othmanine., 1987, ils sont un caractère marquant de la région, dont le plus important est celui de Tebessa-Morsott. Il est constitué de deux branches distinctes, la branche méridionale orientée N110 et la branche septentrionale de direction N 150.

L'effondrement dans toute la région étudiée n'est observable qu'après la phase atlasique fini-lutétienne qui se manifeste dans l'Atlas Saharien par des plis dirigés SW-NE. Le fossé de Morsott dirigé NNW-SSE s'est formé après le stade compressif de la phase Pliocène inférieur. La jonction entre le fossé de Morsott et le fossé de Tebessa a été établie au cours du Villafranchien inférieur.

Les sédiments du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur) appartenant au premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa ont été en grande partie érodés en liaison avec le deuxième stade d'effondrement affectant presque toute la surface du fossé au Villafranchien supérieur (Pléistocène inférieur). Dans le fossé de Foussana les sédiments du Miocène sont couverts par la formation de Segui (Villafranchien inférieur) qui est contemporaine des sédiments du premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa.

Les puissantes séries de cailloutis témoignent dans le fossé de Tébessa de l'importance du deuxième stade d'effondrement du Pléistocène inférieur. Une subsidence beaucoup plus modérée après le deuxième stade d'effondrement a favorisé, au Pléistocène moyen, la sédimentation d'argiles au cours du troisième stade d'effondrement.

Au Pléistocène supérieur a eu lieu un quatrième stade d'effondrement très important dans la zone axiale du fossé de Tébessa. Selon A. Zerdazi (1990), cet effondrement a provoqué la formation d'un graben d'une largeur d'environ 2Km. L'ampleur de l'effondrement a provoqué l'érosion partielle des sédiments de Q2 et le dépôt des galets de la série Q3 dans les zones érodées.

La subsidence était ralentie rapidement au cours de l'Holocène, mais elle se poursuit encore actuellement. Trois séismes d'intensité 4-5 sur l'échelle de Richter ont eu lieu au cours de l'année 1995, semblant bien être en relation avec le stade de distension de la phase plioquaternaire.

La zone axiale du graben de Tébessa, qui est actuellement le siège des dépôts alluvionnaires, poursuit son affaissement parallèlement aux soulèvements des marges du fossé lui-même.

- **Conclusion**

La région de Tébessa fait partie de la structure autochtone Nord-aurésienne (Aurès Nememcha) de l'atlas saharien (Durozoy, 1956 ; Blès, 1969 ; Fleury, 1970 ; Vila, 1974 ;Kowalski et al., 1995, 1996, 1997). Elle est constituée essentiellement des formations suivantes :

- Une formation triasique diapirique disloquant des formations sujacentes au niveau du Djebel Djebissa, Dj Belkif et l'hmaïma..
- Des formations carbonatées représentées par d'importantes couches calcaire-marneuses et demarnes d'âge Crétacé à Tertiaire. Certaines de ces formations sont observables au niveau desbordures de la plaine de Tébessa- Morsott, sujet de cette étude.
- Un important dépôt alluvionnaire Mio-Plio-quaternaire qui repose en discordance avecles formations précédentes et forme ainsi le remplissage de la dépression, actuellement laplaine. Cette formation est observable surtout au piedmont des reliefs accidentés.

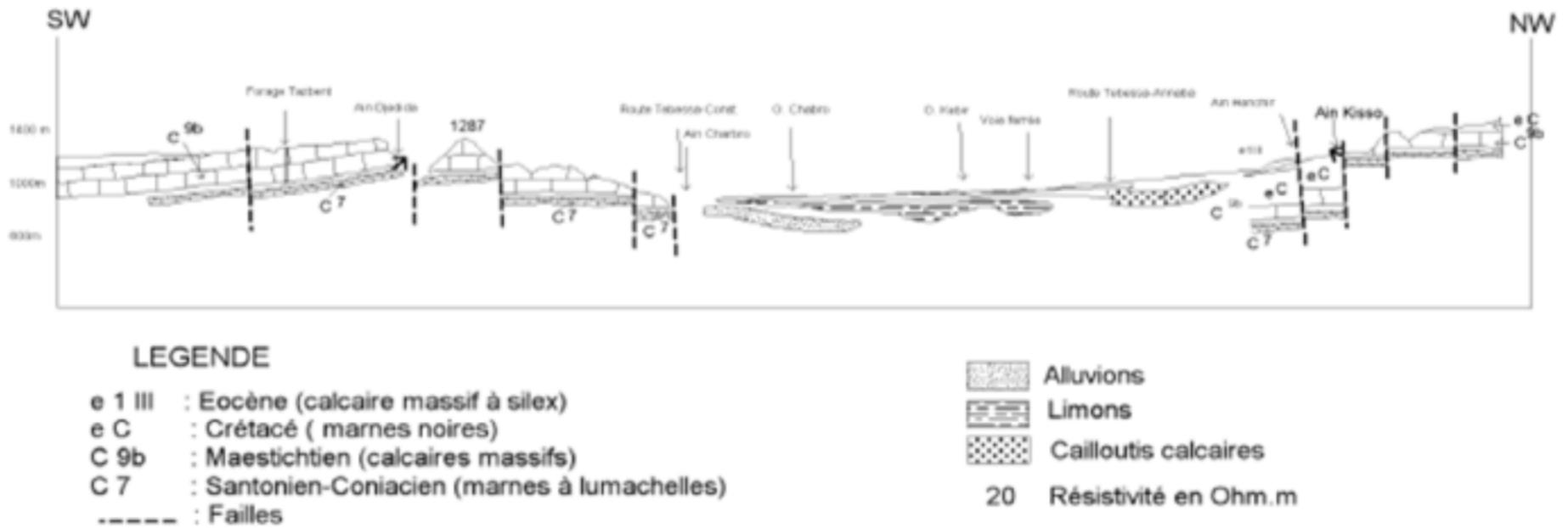


Figure 18: Coupe Géologique schématique dans la zone d'étude (d'après *J. Ricard 1975*).

CHAPITRE III
GEOMETRIE
DE
L'AQUIFERE

CHAPITRE III - GEOMETRIE DE L'AQUIFERE

III.1- Introduction

Nous entendons par le bassin d'effondrement de Tebessa-Morsott, la région qui s'étend de Bekaria au Sud-Est à Morsott au Nord-Ouest.

La ville de Tebessa tire ses besoins actuels en eau potable à partir des forages implantés au niveau de la plaine, et cela depuis les années soixante dix. Avant, les besoins en eaux sont obtenus par le captage des sources qui prennent naissance dans les calcaires qui bordent la plaine (Ain Chabro, Kissa, Youkous.....etc).

Ici, nous intéressons uniquement aux formations alluvionnaires qui constituent l'aquifère le plus sollicité dans le bassin.

- Le bassin de Tebessa-Morsott a été couvert par deux prospections géophysiques assez importantes réalisées par la compagnie de géophysique (C.G.G) en 1970 et Stroj Export Brague 1978. L'étude comporte plus de 570 S.E.V en ligne AB= 2000 m et AB= 6000 m, ce qui correspond à une profondeur d'investigation réelle de 350 m et 1000 m. Les sondages électriques ont été réalisés suivant des profils espacés de 1 Km orientés sensiblement SW-NE. A la suite de cette étude, des forages ont été entrepris, exploitant les formations du remplissage alluvionnaire.

L'objectif de cette prospection géophysique était donc de déterminer:

- Les lentilles à lithologie grossière dans le remplissage alluvionnaire, avec la reconnaissance des zones à forte salure des eaux ;
- La profondeur et la nature du substratum, en particulier la position du Trias salifère;
- Les grands accidents de bordure qui accompagnent le fossé d'effondrement.

Au centre de la plaine, les sondages électriques révèlent la présence d'un complexe conducteur intercalé en plusieurs fois par un niveau résistant dont la résistivité varie de 10 à 25 Ohm.m

En profondeur moyenne, le forage N69 (soviétique) a mis en évidence une épaisse formation de sables consolidés ou grès tendres ayant une matrice plus au moins argileuse entre 253 à 325 m de résistivité 100 Ohm.m (fig.19) qui sont attribués aux formations de Pliocène (W.Kowalski et al.).

En grande profondeur, le terrain est conducteur de résistivité faible (1.5 Ohm.m)

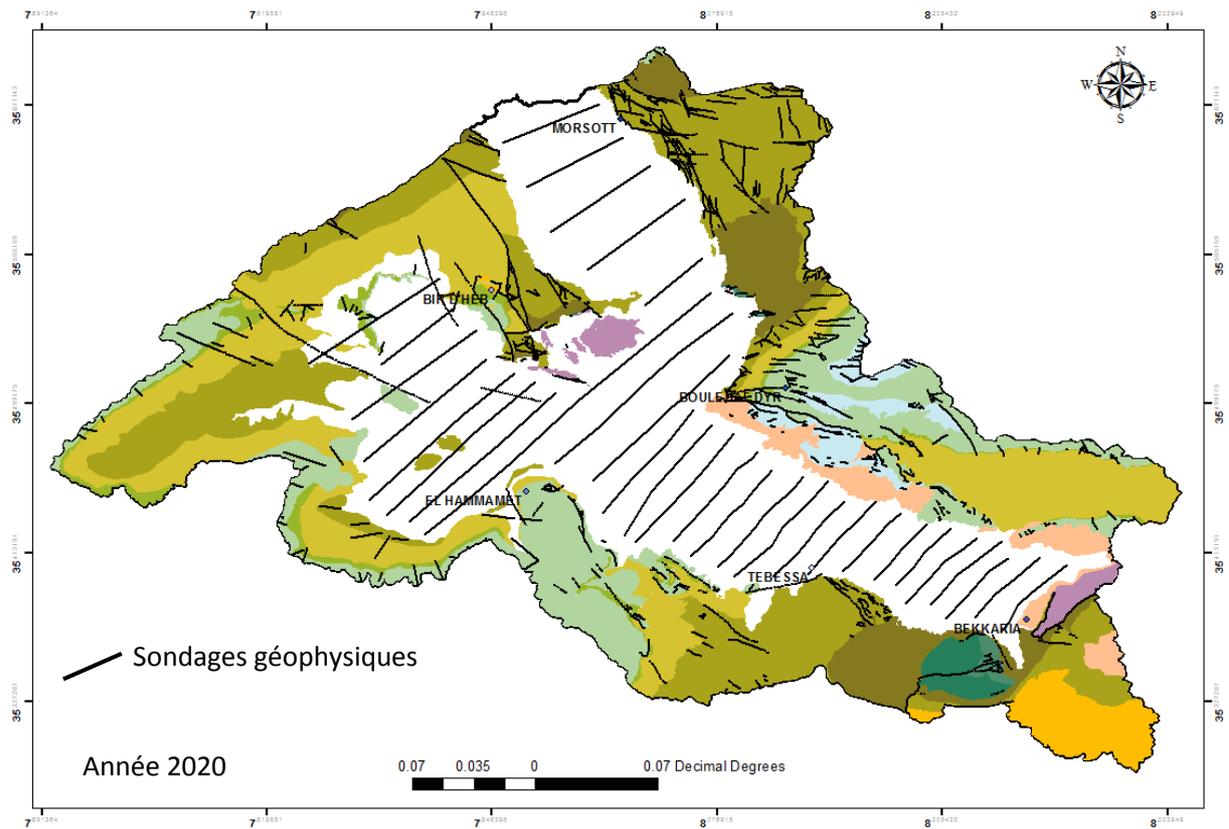


Fig.19. Carte de situation des sondages électriques (C.G.G, 1978)

Aux bordures, principalement sur la rive gauche depuis Ain Chabro jusqu'à Tebessa, la résistivité est plus importante et varie 40 à 250 Ohm.m pour une épaisseur d'environ de 270 m de sédiments.

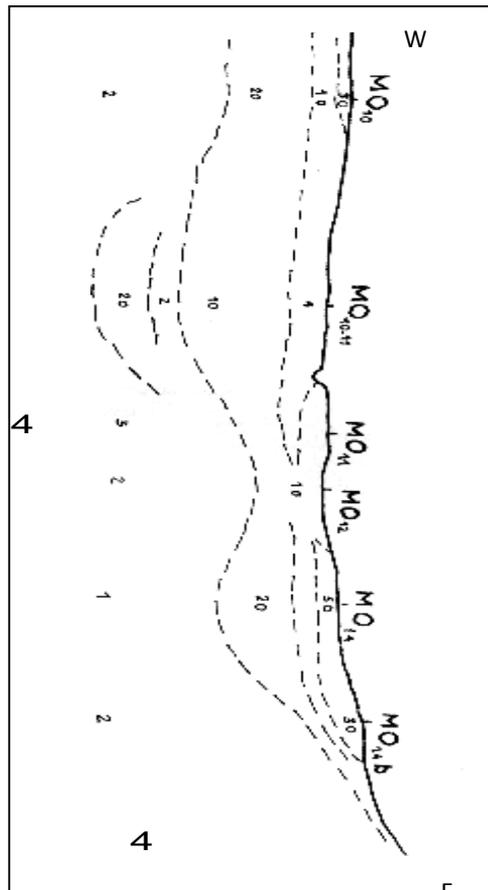
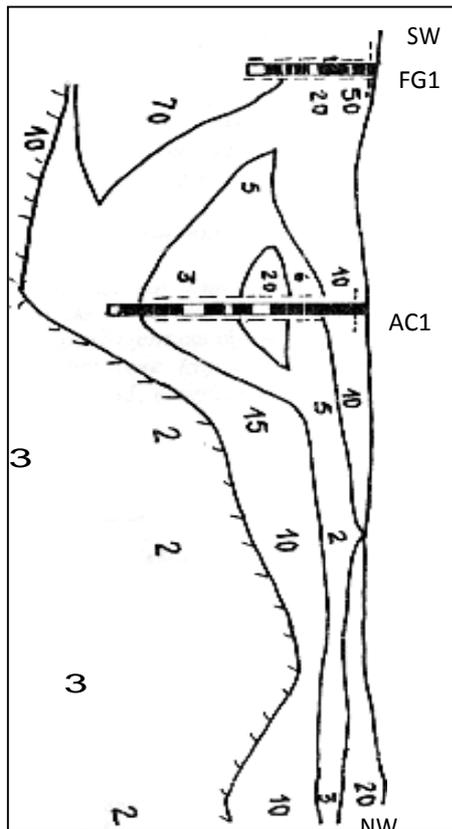
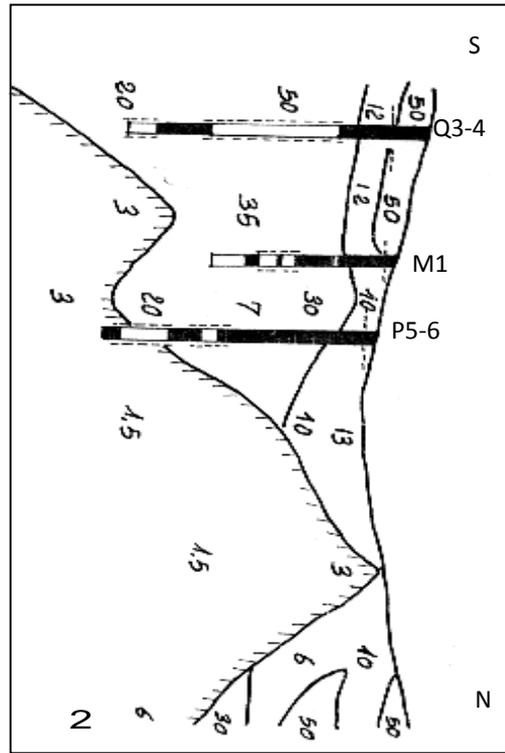
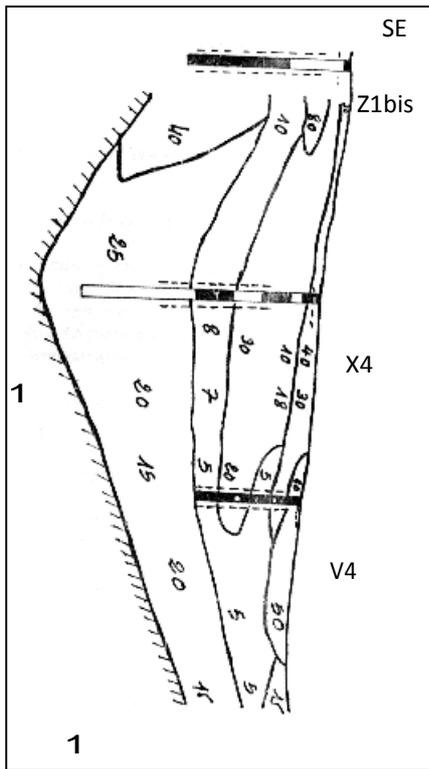
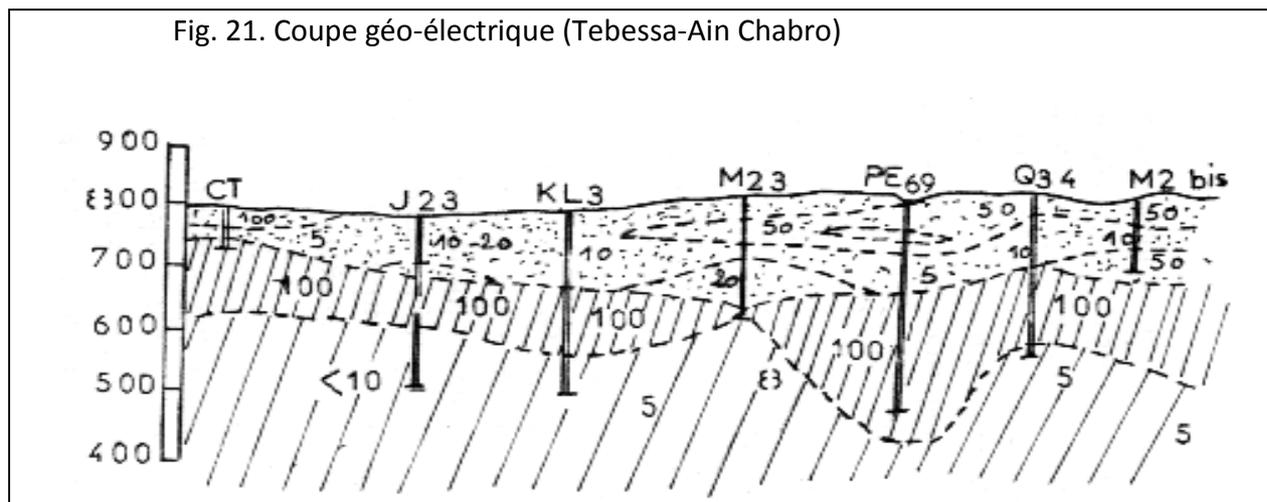


Fig.20.profiles électriques : 1/Bekkaria

2/Tebessa 3/Hammamet

4/Morsott

Fig. 21. Coupe géo-électrique (Tebessa-Ain Chabro)



III.2- Interprétation :

Les sondages électriques verticaux réalisés sont disposés suivant des profils parallèles d'orientation Sud-Ouest – Nord-Est. Les profils sont espacés de 750 à 1000 m et les points de mesure (sondages électriques) ont une équidistance de 1500 m. Trois cartes de résistivités apparentes ont été tracées pour trois valeurs différentes de ligne AB (500, 800 et 1000 m).

L'interprétation en résistivités réelles a conduit à tracer des coupes géoélectriques verticales suivant les profils.

Épaisseur du remplissage :

L'évolution et le dimensionnement des réservoirs du remplissage alluvionnaire en espace, que ce soit en longueur ou en profondeur sont mis en évidence au cours de l'étude géophysique par prospection électrique réalisée en 1970 par la C.G.G et améliorée par Stroj Export Brague en 1978. Afin de mieux comprendre l'évolution des dimensions de la nappe alluviale de Tebessa-Morsott, nous avons combiné les données géophysiques et les logs stratigraphiques des forages.

Le recouvrement est constitué d'une part, à sa base par un remplissage argileux très conducteur, au moins dans les fossés d'effondrement, d'autre part à sa partie supérieure, par des dépôts quaternaires sableux ou sablo-argileux et en bordure par des éboulis anciens et cône de déjection.

On constate que l'épaisseur du remplissage entre El-Hamamet, Tebessa et Bekaria (la rive gauche de la plaine) les épaisseurs sont très importantes et varient de 150 à 450 m. On trouve également de fortes épaisseurs aux pieds de Dj. Hameimat, Zitouna et dans l'axe de la

plaine au niveau de Morsott. Il faut noter que ses zones de fortes épaisseurs sont localisées aux bordures et au sein des fossés d'effondrements d'El-Hamamet, Tebssa, Bekaria et Morsott, présentant généralement de fortes résistivités.

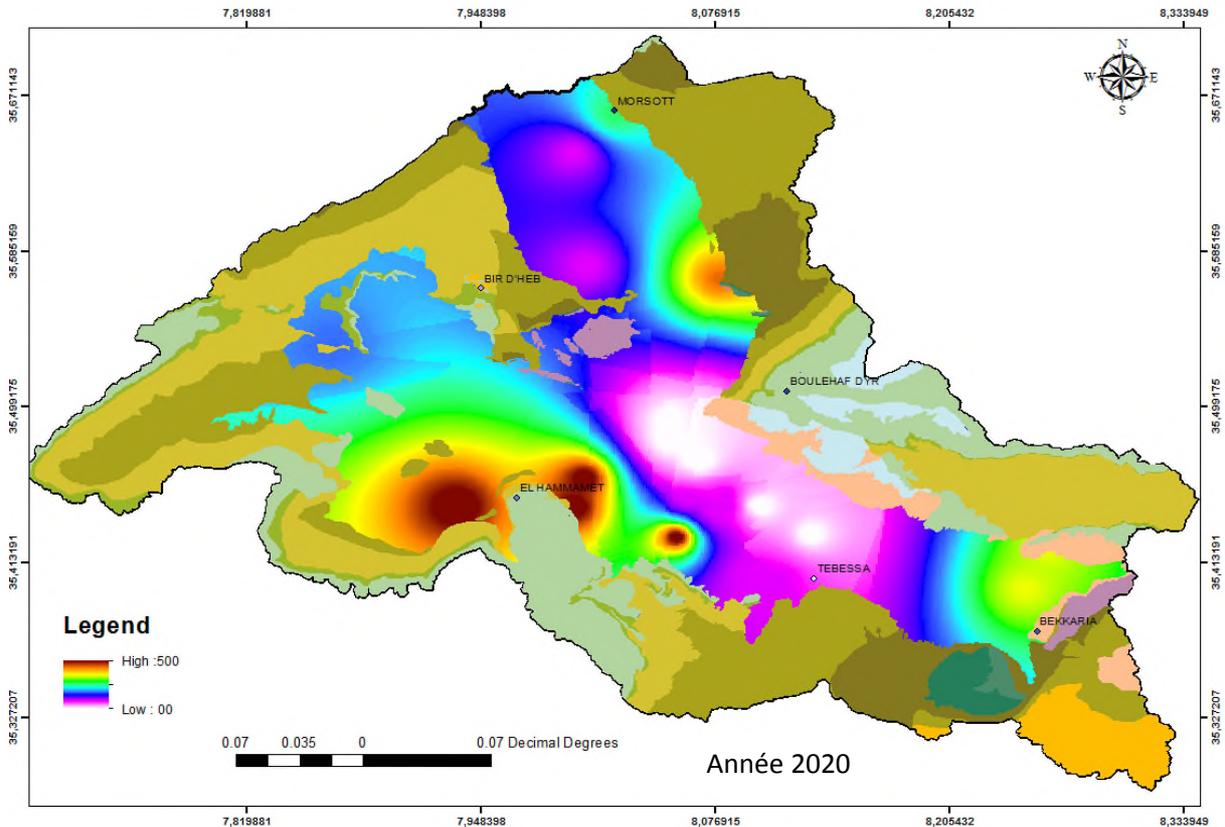


Fig.22. Carte de substratum

Substratum (fig.22):

Après l'établissement de la carte du substratum ayant pour toit une couche conductrice de résistivité qui varie de 2,5 à 10 Ohm.m au centre de la plaine et une couche résistante aux bordures avec une résistivité variant de 150 à 250 Ohm m; on remarque que :

- Le toit de substratum varie entre 350 et 960 m d'altitude; ce qui traduit la structure faillée du bassin de la plaine deTebessa-Morsott;
- Le substratum est moins profond au Nord d'El-Hamamet (100 m au maximum) mais très profond au Sud (350 m) traduisant un bon réservoir pour les eaux souterraines, par contre il affleure à la surface du sol au Nord-Est de laplaine;
- Au niveau de la zone de Ain Chabro à Tebessa ville et Bekaria, le substratum se trouve à une profondeur de 50 à 250 m en allant vers l'axe de laplaine;
- A l'exutoire de la plaine, le substratum devient encore profond (150 à 250 m) en

particulier au centre de la plaine.

La structure ondulée du substratum a permis d'envisager plusieurs fossés au sein même du grand fossé de Tebessa-Morsott : fossé d'ElHamamet, Tebessa/Ain Chabro, Bekaria et celui de Morsott (ceci a confirmé ce qui a été déjà évoqué au chapitre géologie quant à la structure du bassin).

Cette structure a divisé le bassin du point de vue hydrogéologique en quatre systèmes hydrogéologiques qui peuvent avoir des caractéristiques hydrodynamiques différentes : Bekaria, Tebessa (ville), ElHamamet et Morsott et a pu générer des zones qui peuvent constituer des bons réservoirs pour les eaux souterraines à savoir:

- La zone de Bekaria (partie Nord);
- La zone d'Ain Chabro-Tebessa;
- La zone située au Nord d'ElHamamet
- La zone située, en bordure, en face du Dj. Dyr
- La zone en face de Dj. Zitouna.
- La zone de Morsott (aux pieds de Dj. Metloug).

CHAPITRE IV
HYDRO -
CLIMATOLOGIE

CHAPITRE IV/ HYDROCLIMATOLOGIE

Partie 1: Hydroclimatologie

IV.1- Introduction :

Dans la présente partie, les éléments de la climatologie qui sont appliqués dans les études hydrologiques vont être étudiés. En effet, l'étude de l'influence des éléments météorologiques sur les composantes du cycle hydrologique est assez importante puisque tels éléments sont responsables de la configuration du climat d'une zone donnée.

La région d'étude, sur le plan météorologique, constitue une zone de transition entre plusieurs phénomènes climatiques, notamment, le passage du régime climatique méditerranéen au climat saharien caractérisé par des influences desséchantes qui règnent, pendant une partie de l'année, sur le Sahara septentrional.

Le relief caractérisé par les derniers chaînons de l'Atlas Saharien et formant une barrière aux influences méditerranéennes accentue les contrastes climatiques entre l'Atlas Saharien et la Plateforme Saharienne.

L'objectif de cette étude est l'analyse de ces facteurs et la détermination des différents termes du bilan d'eau.

IV.2- Choix des stations :

Toute étude climatique est basée sur la collecte des données. La quantité et la qualité de ces dernières conditionnent les résultats obtenus.

Les informations qui ont servi à la réalisation du présent chapitre proviennent de deux sources ; l'Agence Nationale des Ressources en eau et la Station Météorologique Tébessa, pour mener notre travail on a étudié les paramètres climatiques de deux stations pluviométriques qui sont représentées dans le (Tableau 1).

Tableau 1: Caractéristiques des deux stations

Station	L'atitudes	Longitudes	Altitude(m)
Tébessa	991,9	247,2	890
Morsott	959	272	680

IV.3- Caractéristiques climatiques de la région

L'Algérie, du fait de sa situation géographique se trouve partagée en trois zones climatiques distinctes (figure 23); la première à climat méditerranéen au Nord, la seconde à climat semi-aride vers l'intérieur du pays (hauts plateaux) et enfin un climat aride qui caractérise le grand Sahara.

La région d'étude Tebessa - Morsott fait partie de la seconde zone, marquée par les risques et les aléas. Dans ce qui suit nous présentons un aperçu hydroclimatologique, indispensable à la compréhension des processus d'alimentation et de restriction des eaux souterraines, ce qui nous permettra d'avancer dans la connaissance du comportement hydrologique des cours d'eau, et dans la variation des réserves des eaux souterraines. Ainsi, la variation des paramètres climatiques donne des indications sur l'évolution des concentrations des éléments chimiques, en fonction des saisons, tant au niveau des eaux souterraines qu'au niveau des eaux de surface.

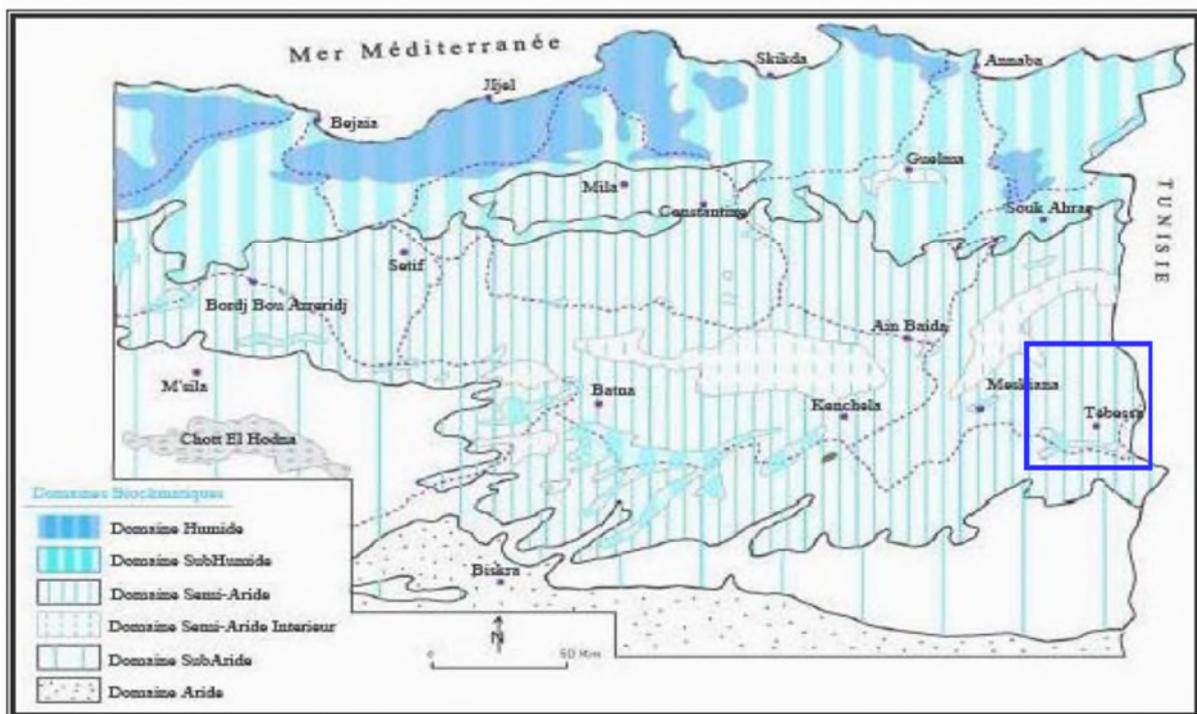


Figure 23: Carte bioclimatique de l'Algérie (Cote M., 1998)

A- Les précipitations :

La précipitation est l'une des composantes primordiales du cycle hydrologique ; elle pourra être qualifiée de facteur essentiel puisqu'elle constitue la matière première du cycle. Une eau est dite «précipitée» lorsqu'elle atteint la surface du sol sous état liquide ou solide. A cause des changements de pression et de température ainsi qu'en conséquence des mouvements des masses

d'air, la vapeur d'eau contenue dans ces masses se regroupe en gouttes d'eau et en cristaux de neige qui précipitent vers la surface. La précipitation est un phénomène discontinu, en conséquence on ne peut pas parler de sa variation journalière ou annuel de la même manière que pour la température ou les autres éléments météorologiques ; sa distribution spatiotemporelle est généralement variable.

Afin de caractériser cette composante climatique au niveau de la région d'étude, deux stations pluviométriques ont été considérées. Ces stations sont relativement bien réparties. Elles présentent une moyenne base de données s'étalant sur des périodes d'enregistrement, comprises entre 25 et 29 ans (Tableau 2).

Tableau 2: Moyennes pluviométriques interannuelles des stations de la zone d'étude

Station	Période d'observation	Moyenne pluv. Interannuelle (mm)
Tébessa	1987-2016	322.17
Morsott	1987-2012	306.044

A.1- Variation de la pluviométrie annuelle :

La pluviométrie demeure le paramètre le plus important, elle conditionne l'écoulement saisonnier, le régime des cours d'eau et l'alimentation des nappes d'eau souterraines.

Les hauteurs des précipitations moyennes annuelles sont fournies par l'ANRH et la station météorologique Tébéssa.

Nous remarquons une disparité au niveau des quantités de pluie enregistrées pour les trois stations. Cette disparité est importante entre la station de Tébéssa et les deux stations, c'est-à-dire que la quantité d'eau qui tombe est presque la même pour la station de Morsott.

La pluie annuelle moyenne varie entre un minimum de 306.44 mm au niveau de Morsott et un maximum de 322.17 mm au niveau de Tébéssa.

A.2- Variations annuelles des précipitations :

Les figures visualisent l'évolution de la pluviométrie annuelle où l'on remarque que les hauteurs maximales des précipitations atteignent 624 mm au niveau de la station de Tébéssa au cours de l'année 1995-96, et de 413,7 mm à Morsott(1996-97) tandis que les hauteurs minimales sont de 185 mm (1993-94) à Tébéssa, et de 57,8 mm (1994-95) à Morsott.

La variation temporelle de ces précipitations annuelles montre le régime annuel est très irrégulier d'une année à l'autre (dents en scie).

1. Station de Tébessa :

Le graphe suivant montre les variations annuelles des précipitations au niveau de la station de Tébessa. L'observation du graphique (figure 24), montre une variation presque cyclique des épisodes déficitaires et des épisodes excédentaires.

Cette station a une série qui s'étend sur la période 1987-2016, outre, la lame d'eau moyenne annuelle est égale à 322.17 mm. Les calculs font sur différentes périodes montre que les années les plus pluvieuses sont 1989-1992, 1995-1996, 2003-2004, 2009-2011, 2012-2014 et 2015-2016 soit 10 ans en excédent, Par ailleurs, les années les plus sèches sont 1987-1988, 1992-1995, 1997-2003, 2005-2008, 2011-2012 et 2014-2015.

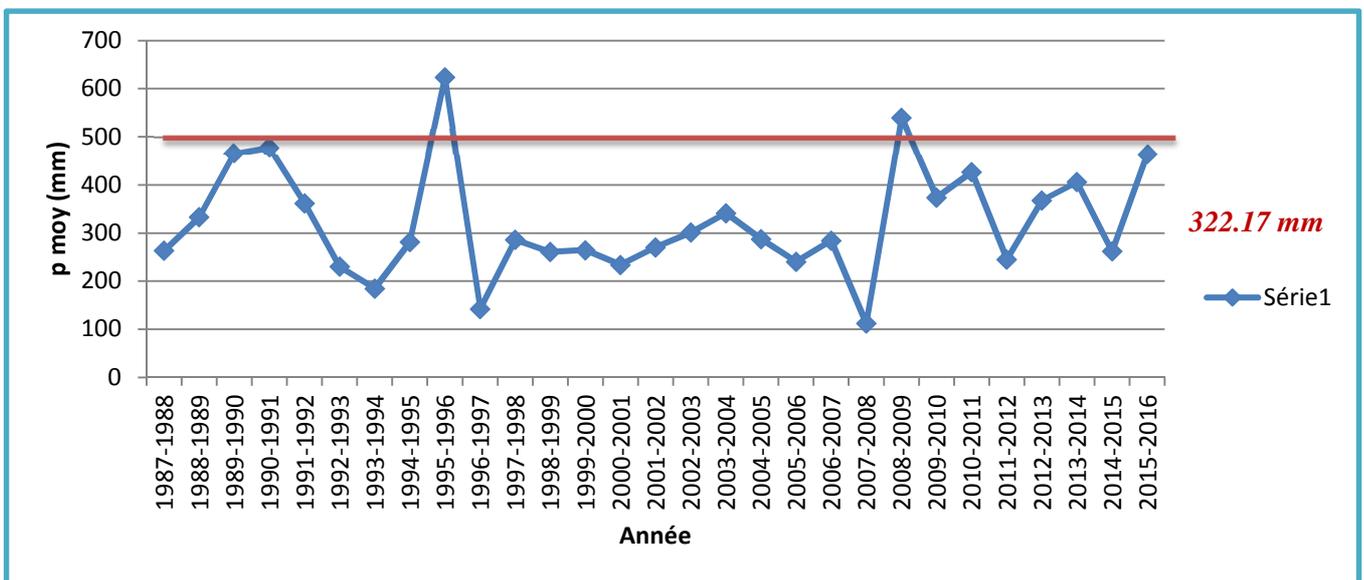


Figure 24: Précipitations moyennes annuelles de la station de Tébessa pour la période (1987/2016).

L'automne et le printemps constituent les saisons les plus pluvieuses (29 et 28 % des précipitations annuelles selon la station). La contribution d'hiver atteint les 23 %. L'été est la saison la plus sèche, 18 % des précipitations annuelles s'y produisent (Figure 25) ;

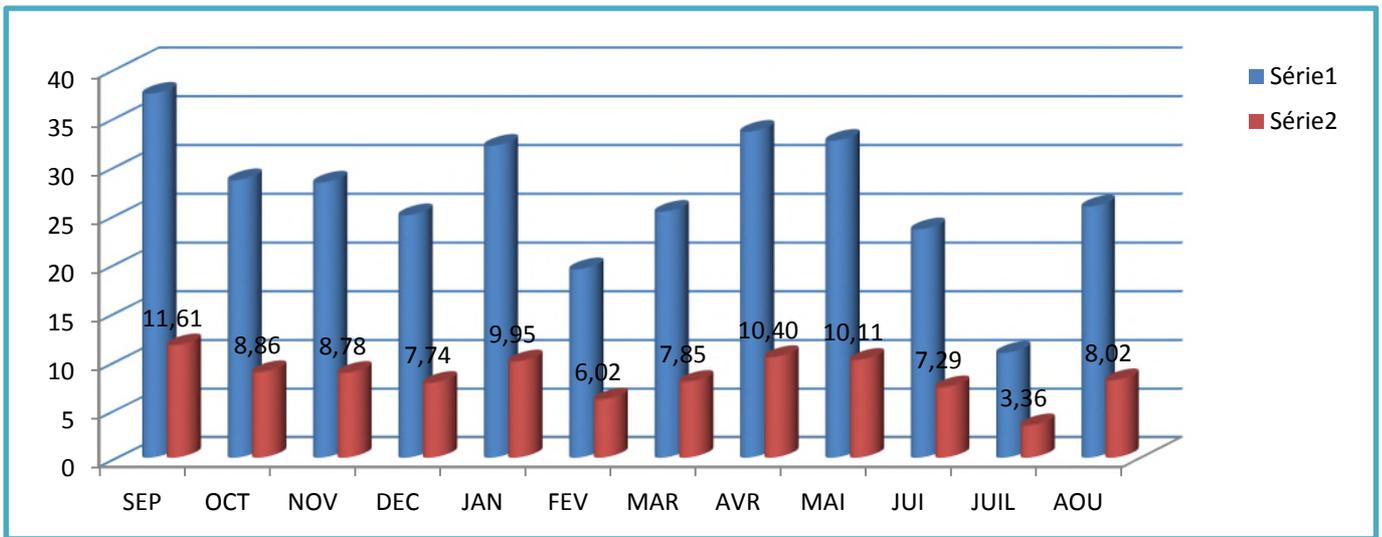


Figure 25: Contribution de la pluviométrie mensuelle moyenne au niveau de la station de Tébesa

b-Station de Morsott :

L'observation du graphe montre une variation en dents de scie, traduisant des cycles courts (en durée) des épisodes déficitaires ou excédentaires. (Fig. 26)

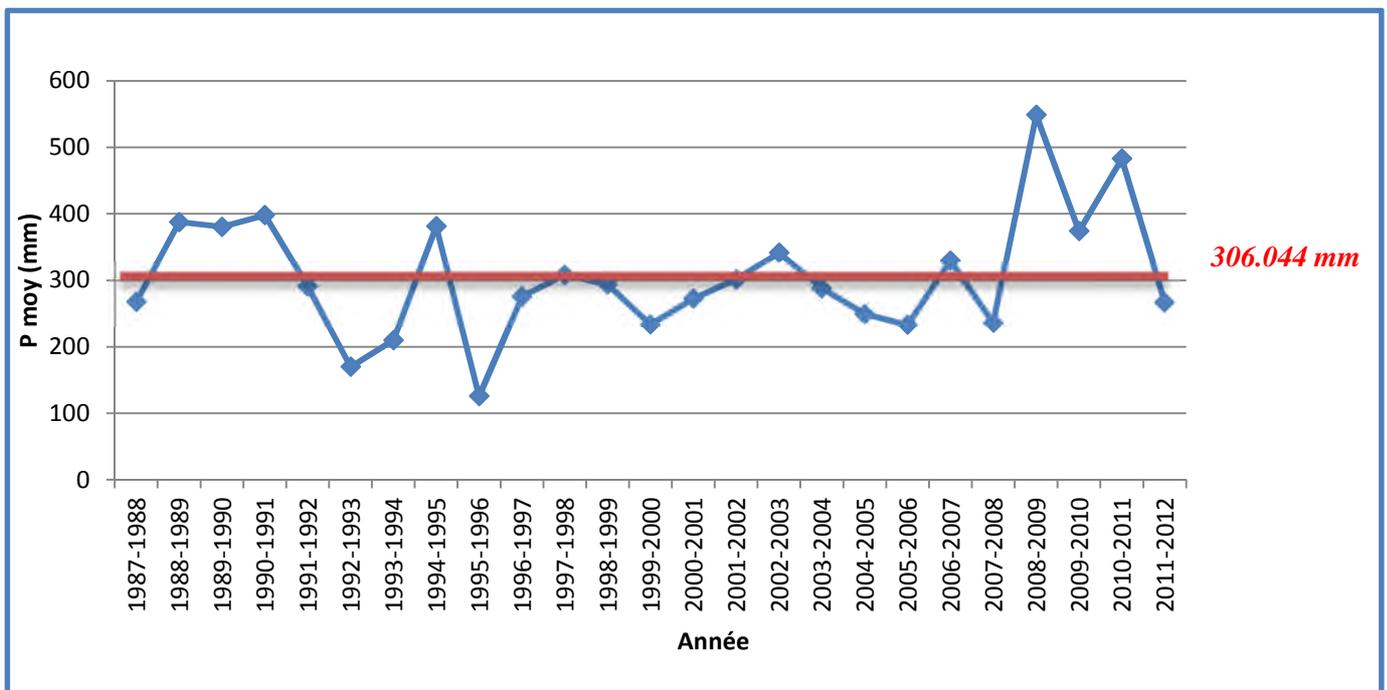


Figure 26: Précipitations moyennes annuelles de la station de Morsott pour la période (1987/2016).

L'hiver et le printemps constituent les saisons les plus pluvieuses (27 et 32 % des précipitations annuelles selon la station). La contribution d'automne atteint les 24 %. L'été est la saison la plus sèche, 16 % des précipitations annuelles s'y produisent (**Figure 27**) ;

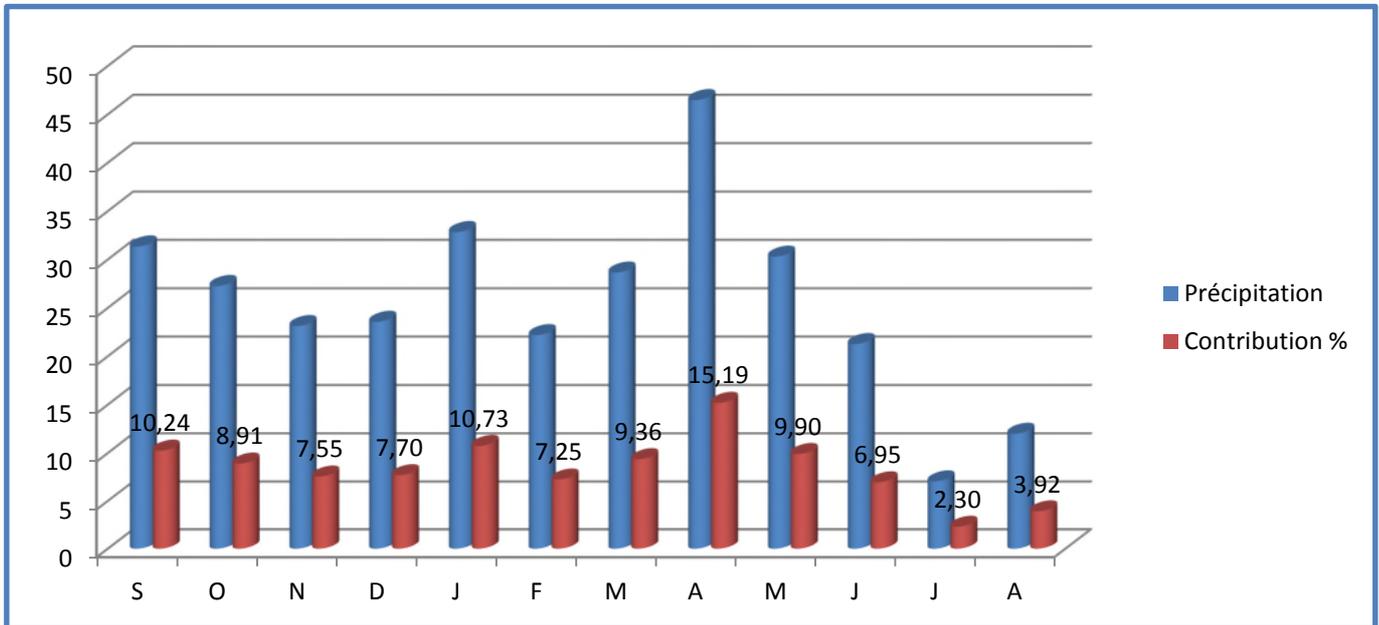


Figure 27: Contribution de la pluviométrie mensuelle moyenne au niveau de la station de Morsott

A.3- Calcul du coefficient pluviométrique :

Ce coefficient permet de déterminer pour une station donnée si l'année est excédentaire ou déficitaire, il est défini par le rapport de la pluviométrie P d'une année à la pluviométrie moyenne P pour une période de 10 années.

$$H = \frac{P_i}{P_{moy}}$$

P_i : Hauteur annuelle de pluie de l'année considérée, en (mm).

P_{moy} : Pluviométrie moyenne en (mm).

H : Coefficient pluviométrique où coefficient d'hydraulicité.

L'année est excédentaire lorsque H est supérieur à l'unité ($H > 1$) et déficitaire quand H est inférieur à 1 ($H < 1$) comme le montre le tableau suivant :

Tableau 3: Coefficient pluviométrique des stations de Tebessa et Morsott.

	Station de Tebessa			Station de Morsott		
	Hauteur annuelle des pluies P (mm)	Pluviométrie moyenne P (mm)	Coefficient pluviométrique H	Hauteur annuelle des pluies P (mm)	Pluviométrie moyenne P (mm)	Coefficient pluviométrique H
87-88	263.8	322.17	0.82	267.9	306.044	0.88
88-89	333.3	322.17	1.03	387.9	306.044	1.27
89-90	466.8	322.17	1.45	380.6	306.044	1.24
90-91	478.8	322.17	1.49	398	306.044	1.30
91-92	362.2	322.17	1.12	291.1	306.044	0.95
92-93	230.5	322.17	0.72	170	306.044	0.56
93-94	185	322.17	0.57	210	306.044	0.69
94-95	281.5	322.17	0.87	381.4	306.044	1.25
95-96	624	322.17	1.94	125.7	306.044	0.41
96-97	142.7	322.17	0.44	275.9	306.044	0.90
97-98	286.4	322.17	0.89	308.1	306.044	1.01
98-99	260.9	322.17	0.81	293.8	306.044	0.96
99-00	264.8	322.17	0.82	234.1	306.044	0.76
00-01	234.1	322.17	0.73	272.8	306.044	0.89
01-02	270.8	322.17	0.84	301.4	306.044	0.98
02-03	301.4	322.17	0.94	341.5	306.044	1.12
03-04	341.5	322.17	1.06	288	306.044	0.94
04-05	288	322.17	0.89	250	306.044	0.82
05-06	240.9	322.17	0.75	233.4	306.044	0.76
06-07	284.5	322.17	0.88	329.5	306.044	1.08
07-08	112.5	322.17	0.35	236.5	306.044	0.77
08-09	540	322.17	1.68	549	306.044	1.79
09-10	374.1	322.17	1.16	374.1	306.044	1.22
10-11	427.2	322.17	1.33	483.1	306.044	1.58
11-12	245.3	322.17	0.76	267.3	306.044	0.87
12-13	368.3	322.17	1.14			
13-14	406.5	322.17	1.26			
14-15	262.4	322.17	0.81			
15-16	464.8	322.17	1.44			

L'étude de l'évolution annuelle des deux stations a mis en évidence 12 ans excédentaires sur 29 ans à la station de Tebessa, 10 ans sur 25 ans à Morsott avec une période qui s'étale de 1989 à 1991 et une période secondaire de 2008-2011. Au niveau de cette zone et sur les vingt cinq (25) années on remarque que les nombres des années déficitaires est supérieure au nombre des années excédentaires, ceci implique que les apports par les précipitations reste faible.

Analyse pour chaque station :

- **Station de Tébessa :**

Au niveau de cette station, nous observons la répartition suivante :

Années déficitaires : 17 années.

Années excédentaires : 12 années.

Soit 58.62 % des années sont déficitaires et 41.38 % excédentaires.

- **Station de Morsott:**

Années déficitaires : 15 années,

Années excédentaires : 10 années

Soit 40 % des années sont déficitaires et 60 % excédentaires.

B- Etude des températures :

La température est le second facteur régissant les variations climatiques. Elle intervient dans le calcul du bilan hydrologique de la région. Pour mener notre travail, nous disposons des températures enregistrées à la station de l'aéroport de Tébessa pour la période 1987-1988 à 2015-2016.

Tableau 4 :Les températures annuelles :

Année	T moy C°	Année	T moy C°
1987-1988	16.88	2002-2003	16.48
1988-1989	15.04	2003-2004	16.03
1989-1990	16	2004-2005	16.13
1990-1991	15.28	2005-2006	16.79
1991-1992	14.5	2006-2007	16.55
1992-1993	16.58	2007-2008	16.44
1993-1994	16.84	2008-2009	14.51
1994-1995	16.18	2009-2010	16.28
1995-1996	15.65	2010-2011	15.97
1996-1997	16.42	2011-2012	15.82
1997-1998	16.57	2012-2013	15.86
1998-1999	16.48	2013-2014	15.97
1999-2000	16.04	2014-2015	16
2000-2001	19.08	2015-2016	15.66
2001-2002	16.73		

Les températures moyennes annuelles varient de 14,5 °C (1991-1992) l'année la plus froide à 19,08 °C (2000-2001) l'année la plus chaude. Le reste oscille entre 15,2 et 16,8 °C, la moyenne est de 16,29 °C et un écart type est de 0,81.

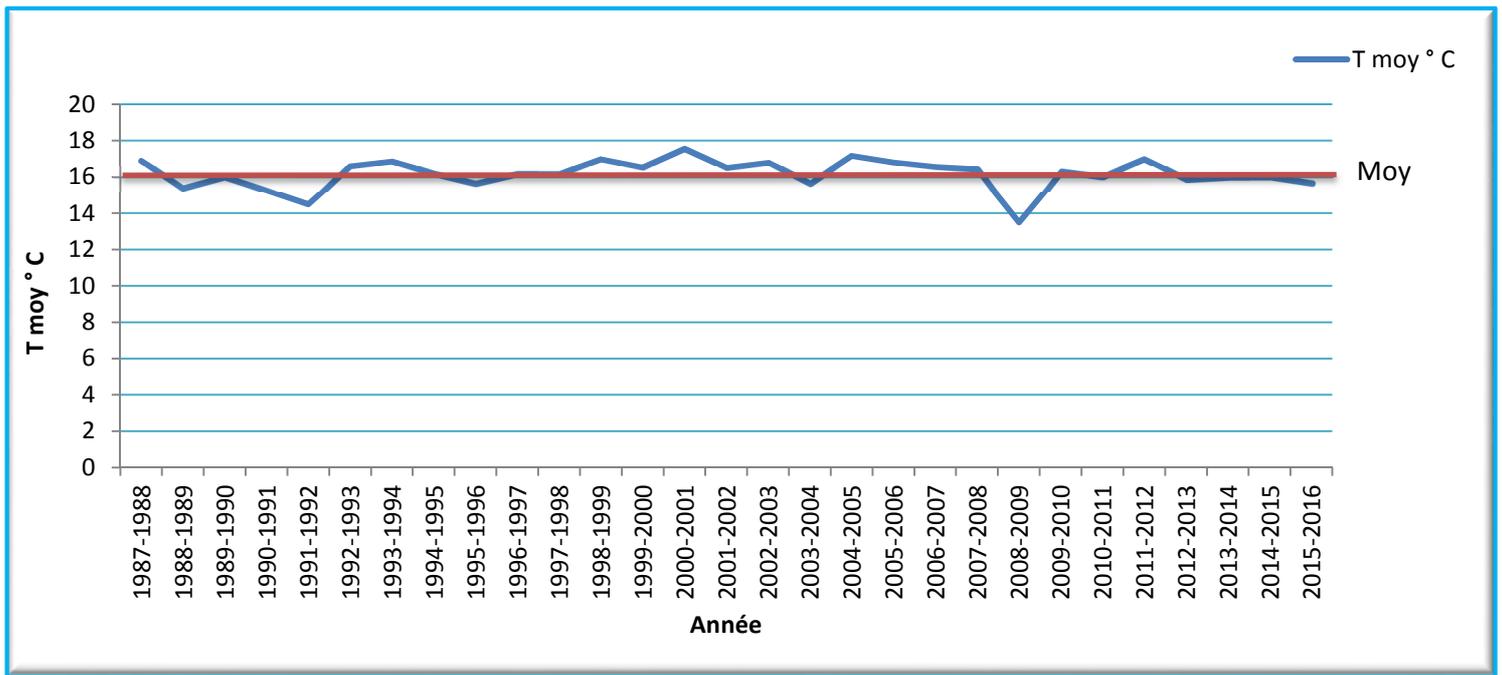


Figure 28: Températures moyennes annuelles de la station de Tébessa pour la période (1987/2016)

B.1- Températures moyennes mensuelles :

On dispose des données de températures moyennes mensuelles de la station de Tébessa pour la période 1987/2016.

Tableau 5: Températures moyennes mensuelles

Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moy
Tébessa	21.36	18.53	13.09	9.17	7.89	8.67	10.77	13.24	17.73	22.64	25.80	24.96	16.29

La figure 29 montre que les basses températures s'observent de décembre à février, avec un minimum de 7.89 pendant Janvier, tandis que les températures moyennes élevées s'observent aux mois de juillet avec 25.80°C et août avec 24.96°C. L'écart thermique entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid varie est de 17,91°C.

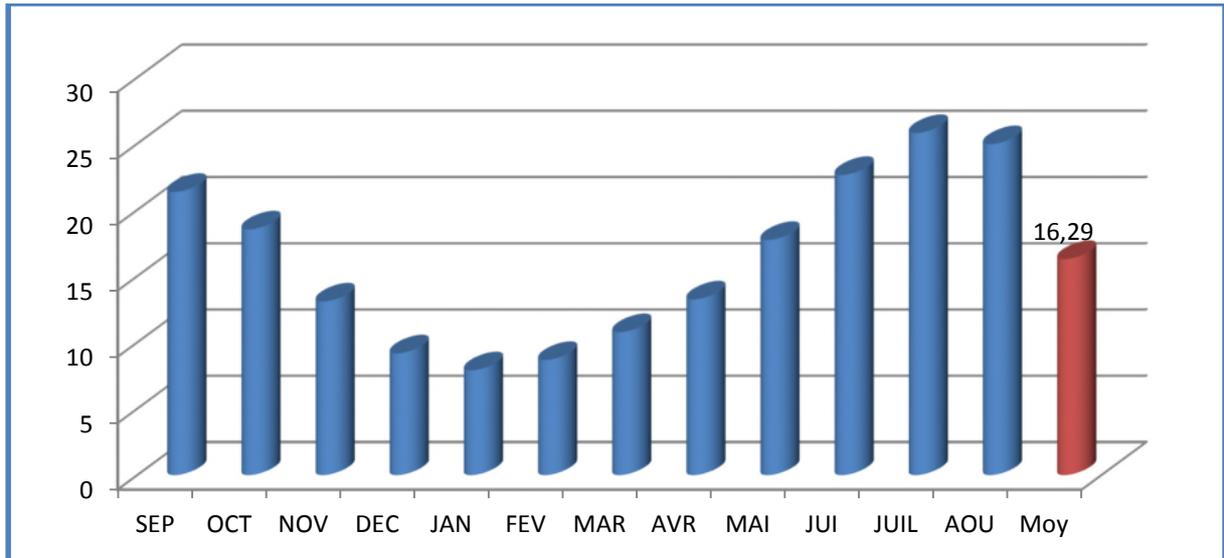


Figure 29: Températures moyennes mensuelle de la station de Tébessa pour la période (1987-2016)

B.2- Les indices thermiques :

B.2.a- Indice de Martonne :

Cet indice ne peut être calculé pour la stations de Morsott, car on n'a pas la température.

En se basant sur le régime des précipitations et des températures De MARTONNE (1923) a défini un indice d'aridité "A".

$$A = \frac{P}{T + 10}$$

Avec :

P : précipitations moyennes annuelles (mm).

T : température moyennes annuelles (°C).

Pour

$A < 5$: climat hyperaride.

$5 < A < 7,5$: climat désertique.

$7,5 < A < 10$: climat steppique.

$10 < A < 20$: climat semi-aride.

$20 < A < 30$: climat tempéré.

Tableau 6: Indice d'aridité annuel de De Martonne

Station	P(mm)	Indice de Martonne	Type de climat
Tébessa	322.17	12.25	Climat semi-aride

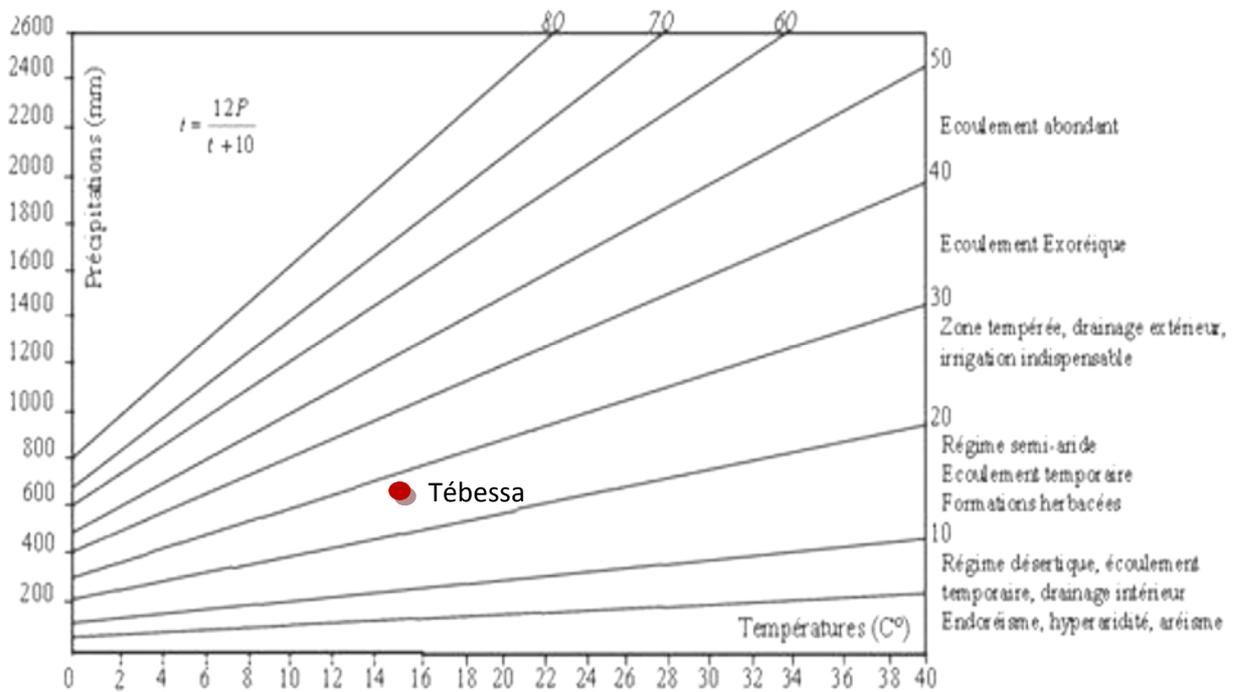


Figure 30: Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne

B.2.b- Diagramme pluviothermique de Gaussen et Bagnouls :

Selon BAGNOULS et GAUSSEN (1953), un mois est dit sec si : le total mensuel des précipitations exprimées en millimètres est égal ou inférieur au double de la température moyenne, exprimée en degrés centigrades, cette formule ($P \leq 2T$) permet de construire des diagrammes pluviothermiques traduisant la durée de la saison sèche d'après les intersections des deux courbes.

Une application a été faite à la station de Tébéssa, il résulte que la saison humide s'étend du mois du Novembre jusqu'à miAvril.

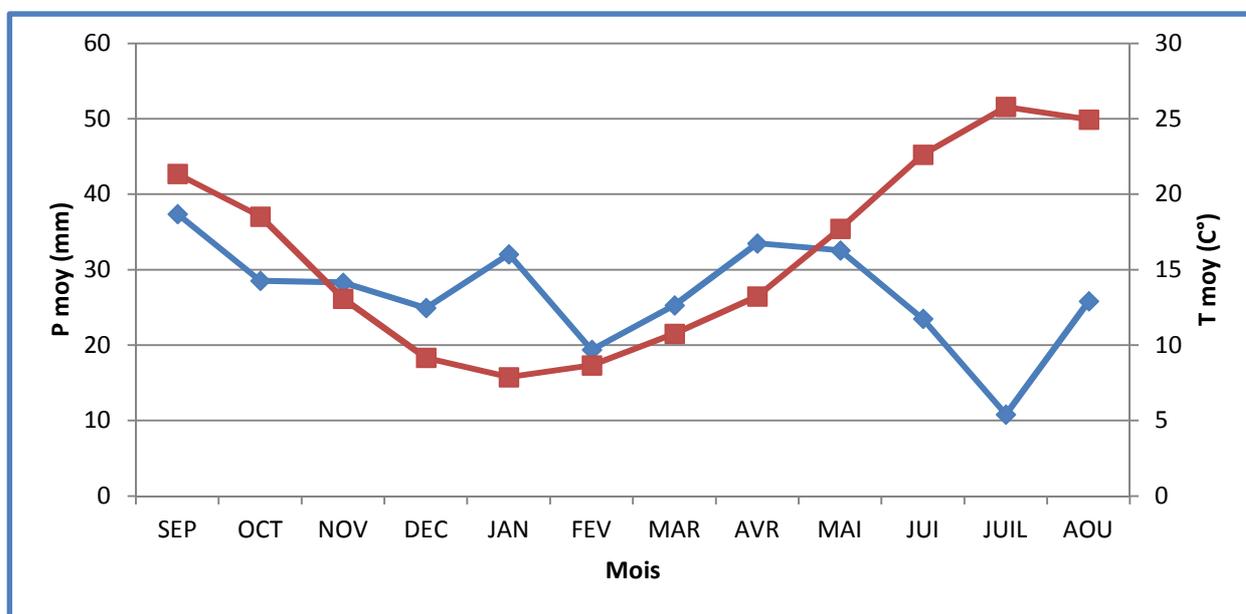


Figure 31: Courbe pluviothermique de la station de Tébessa pour la période (1987-2016)

1-Evaporation :

On dispose de mesures réalisées avec un bassin d'évaporation de type « Colorado » : c'est bac enterrés, le bord dépasse le niveau du sol d'une dizaine de centimètres. C'est un parallépipède dont la section droite est un carré de 0,914 cm de côté. La profondeur de l'eau est de 0,462 cm. On dispose des données de Tébessa pour la période 1971-2006.

Tableau 7: Moyennes mensuelles de l'évaporation à la station de Tébessa : période 1971-2006.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Evaporation en mm	221,16	161,4	109,16	93,32	88,89	105,95	133,53	175,05	224,68	280,37	367,95	332,95
Evaporation en (%)	9,64	7,03	4,76	4,08	3,87	4,62	5,82	7,63	9,79	12,22	16,03	14,51

2- Evapotranspiration :

C'est la restitution de l'eau à l'atmosphère à partir d'une surface quelque soit sa nature : sol, végétation, surface d'eau libre, neige ou glace, par transformation de l'eau en vapeur. Ce processus est le résultat de deux phénomènes : L'évaporation (E) : s'effectue à partir des surfaces évaporantes, surfaces d'eau libre et les sols humides.

La transpiration (T) ou évaporation physiologique : est l'évaporation biologique des plantes.

3- Evapotranspiration potentielle ETP :

L'évapotranspiration potentielle qui correspond à la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le

facteur limitant. Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, on a appliqué les formules de Thornthwaite et de Bouchet.

Les données de température qu'on dispose sont celles de la station de Tébessa.

1. Formule de Thornthwaite :

La formule THORNTHWAITE basée essentiellement sur les températures de l'air est la suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^{\alpha}$$

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle en (mm) ;

T : Température moyenne de la période considérée C° ;

I : Indice thermique annuel égal à la somme des 12 indices mensuels ;

i : Indice thermique mensuel et égale à : $i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$

α : Indice calculé à partir de la formule : $\alpha = \frac{1,6}{100} I + 0,5$

Les valeurs de ETP trouvées par cette formule devraient être corrigées à l'aide d'un facteur correctif noté K, celui-ci dépend du temps, du lieu de la station : ETP corrigée = ETP non corrigée X K

Le résultat obtenu pour la station de Tébessa est mentionné dans le tableau suivant pour : I = 60,8 et $\alpha = 1,47$, l'ETPc = 849,7 mm, soit 245,87 % des précipitations.

4- Evapotranspiration réelle ETR :

L'évapotranspiration réelle est une réponse, en termes de vapeur d'eau, d'un milieu donné à la demande exercée par l'évapotranspiration potentielle, compte tenu de la quantité d'eau disponible.

L'évapotranspiration réelle est estimée à l'aide des formules de TURC, COUTAGNE, WUNDT et THORNTHWAITE.

1. Formule de Turc

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

ETR : Evapotranspiration réelle en (mm)

T : Température moyenne annuelle en (C°)

P : Précipitation moyenne annuelle en (mm)

$$L : (300+25T+0.05T^3)$$

2. Formule de Contagne

$$ETR = P - \gamma P^2$$

ETR : Evapotranspiration réelle en (mm)

T : Température moyenne annuelle en (C°)

P : Précipitation moyenne annuelle en (mm)

$$\gamma = \frac{1}{0.8 + 0.14 \times T}$$

Cette formule est valable si : $\frac{1}{8}\gamma < P < \frac{1}{2}\gamma$

Donc, cette formule n'est pas valable pour la région d'étude. $P=322.17 \gamma=0,34$

3. Formule de Thornthwaite

Pour le calcul de l'ETR, on a utilisé la méthode de THORNTHWAITE qui se distingue par deux cas principaux :

- o Estimation des réserves facilement utilisable « RFU »

Elles présentent la quantité d'eau emmagasinée dans le sol donnée par la formule de J.Richard 1979

$$RFU = \frac{1}{3} Da. He. P$$

RFU : Reserve facilement utilisable en mm

Da : Densité apparente du sol

He : Capacité de rétention (teneur en eau)

P : Tranche d'eau parcourue par les racines

- Calcul du ruissellement « R »

D'après la formule de Tixeront et Berkalof on peut calculer le ruissellement à partir de la précipitation moyenne annuelle et l'évapotranspiration potentielle.

$$R = \frac{P^3}{3(ETP)^2}$$

- Calcul d'infiltration « I »

La formule du bilan hydraulique est la suivante :

$$P = ETR + I + R$$

$$I = P - ETR - R$$

En tenant compte de si :

$I > 0$ les entrées sont supérieures aux sorties.

$I < 0$ les entrées sont inférieures aux sorties.

Dans notre cas on ne calcul pas l'infiltration ainsi que le ruissellement car le bilan hydrique est déficitaire dans son ensemble.

5- Bilan hydrologique :

Le bilan hydrologique permet d'évaluer la répartition des précipitations entre les différents composants de ce bilan, à savoir : l'écoulement, l'infiltration et l'évapotranspiration.

Le bilan est établi selon la formule suivante : $P = E + R + I$

Où :

P : Pluviométrie moyenne annuelle en mm.

E : Evapotranspiration réelle moyenne annuelle en mm.

R : Ruissellement moyen annuel en mm.

I : Infiltration moyenne annuelle en mm.

6- Ruissellements superficiels :

Il est estimé à partir de la formule de Tixeront-Berkaloff qui est la suivante :

$$R = P^3 / 3(ETP)^2$$

L'application de cette formule a donné les résultats mentionnés dans le tableau :

Tableau 08: valeurs de ruissellement superficiel Période (1987-2016).

Station	P (mm)	ETPc en mm	R en mm
Tébessa	322.17	849.7	15.48

Le ruissellement superficiel est de l'ordre 15.48 mm, soit 4,80 % des précipitations à Tébessa.

Tableau9: bilan hydrique de la station de Tébessa (1987-2016)

Mois	Tp	IT	CL	ETPC	Pr	BH	CH	VR	RU	ETPR	Def	Exc
S	21.36	9.0	1.03	97.7	37.40	-60.3	-0.6	0.0	0.0	37.4	60.3	0.0
O	18.53	7.3	0.97	72.2	28.53	-43.7	-0.6	0.0	0.0	28.5	43.7	0.0
N	13.09	4.3	0.86	35.5	28.29	-7.2	-0.2	0.0	0.0	28.3	7.2	0.0
D	9.17	2.5	0.81	18.2	24.94	6.7	0.4	6.7	6.7	18.2	0.0	0.0
J	7.89	2.0	0.87	15.2	32.065	16.9	1.1	16.9	23.6	15.2	0.0	0.0
F	8.67	2.3	0.85	17.4	19.40	2.0	0.1	2.0	25.6	17.4	0.0	0.0
M	10.77	3.2	1.03	30.5	25.29	-5.2	-0.2	-5.2	20.4	30.5	0.0	0.0
A	13.24	4.4	1.10	46.3	33.50	-12.8	-0.3	-12.8	7.6	46.3	0.0	0.0
M	17.73	6.8	1.21	83.6	32.58	-51.0	-0.6	-7.6	0.0	40.2	43.4	0.0
J	22.64	9.8	1.22	127.7	23.49	-104.2	-0.8	0.0	0.0	23.5	104.2	0.0
J	25.8	12.0	1.24	162.1	10.83	-151.3	-0.9	0.0	0.0	10.8	151.3	0.0
A	24.96	11.4	1.16	143.3	25.83	-117.5	-0.8	0.0	0.0	25.8	117.5	0.0
Annuel	16.2	75.0		849.7	322.2	-527.5				322.2	527.5	0.0

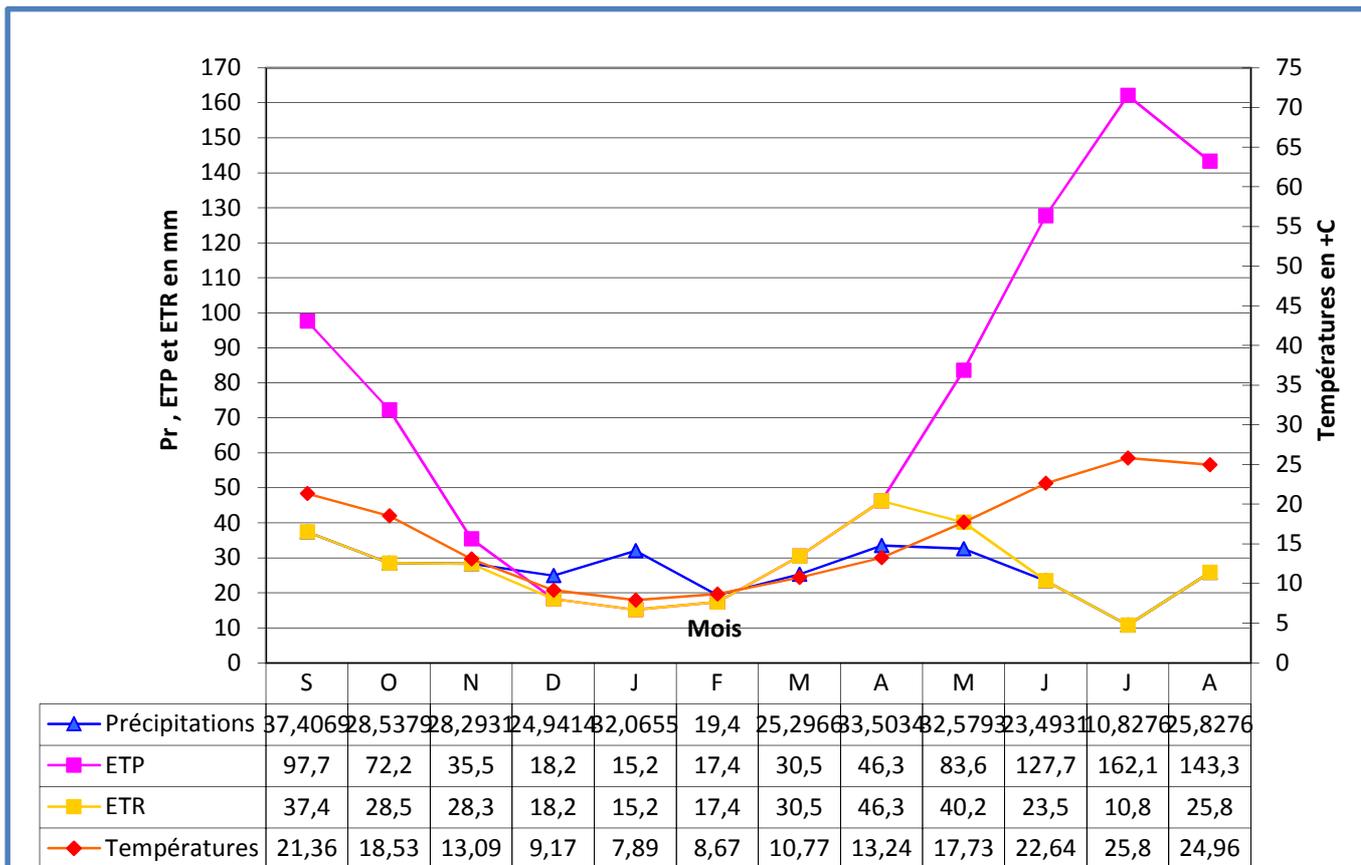


Figure 32-a: Graphe du bilan hydrique par la méthode de THORNWAITE station de tebessa (1987-2016)

Tableau 10 : bilan hydrique de la station de Morsott (1987-2016)

Mois	Tp	IT	CL	ETPC	Pr	BH	CH	VR	RU	ETPR	Def	Exc
S	21.36	9.0	1.03	97.6	31.348	-66.3	-0.7	0.0	0.0	31.3	66.3	0.0
O	18.535	7.3	0.97	72.3	27.26	-45.0	-0.6	0.0	0.0	27.3	45.0	0.0
N	13.0987	4.3	0.86	35.5	23.12	-12.4	-0.3	0.0	0.0	23.1	12.4	0.0
D	9.17	2.5	0.81	18.2	23.56	5.3	0.3	5.3	5.3	18.2	0.0	0.0
J	7.89333	2.0	0.87	15.2	32.836	17.7	1.2	17.7	23.0	15.2	0.0	0.0
F	8.67667	2.3	0.85	17.4	22.184	4.8	0.3	2.0	25.0	17.4	0.0	0.0
M	10.7717	3.2	1.03	30.5	28.648	-1.8	-0.1	-1.8	23.2	30.5	0.0	0.0
A	13.247	4.4	1.10	46.3	46.48	0.2	0.0	0.2	23.3	46.3	0.0	0.0
M	17.7333	6.8	1.21	83.6	30.3	-53.3	-0.6	-23.3	0.0	53.6	30.0	0.0
J	22.6483	9.8	1.22	127.8	21.264	-106.5	-0.8	0.0	0.0	21.3	106.5	0.0
J	25.8017	12.0	1.24	162.1	7.052	-155.0	-1.0	0.0	0.0	7.1	155.0	0.0
A	24.9683	11.4	1.16	143.4	11.992	-131.4	-0.9	0.0	0.0	12.0	131.4	0.0
Annuel	16.2	75.0		849.9	306.0	-543.8				303.3	546.6	0.0

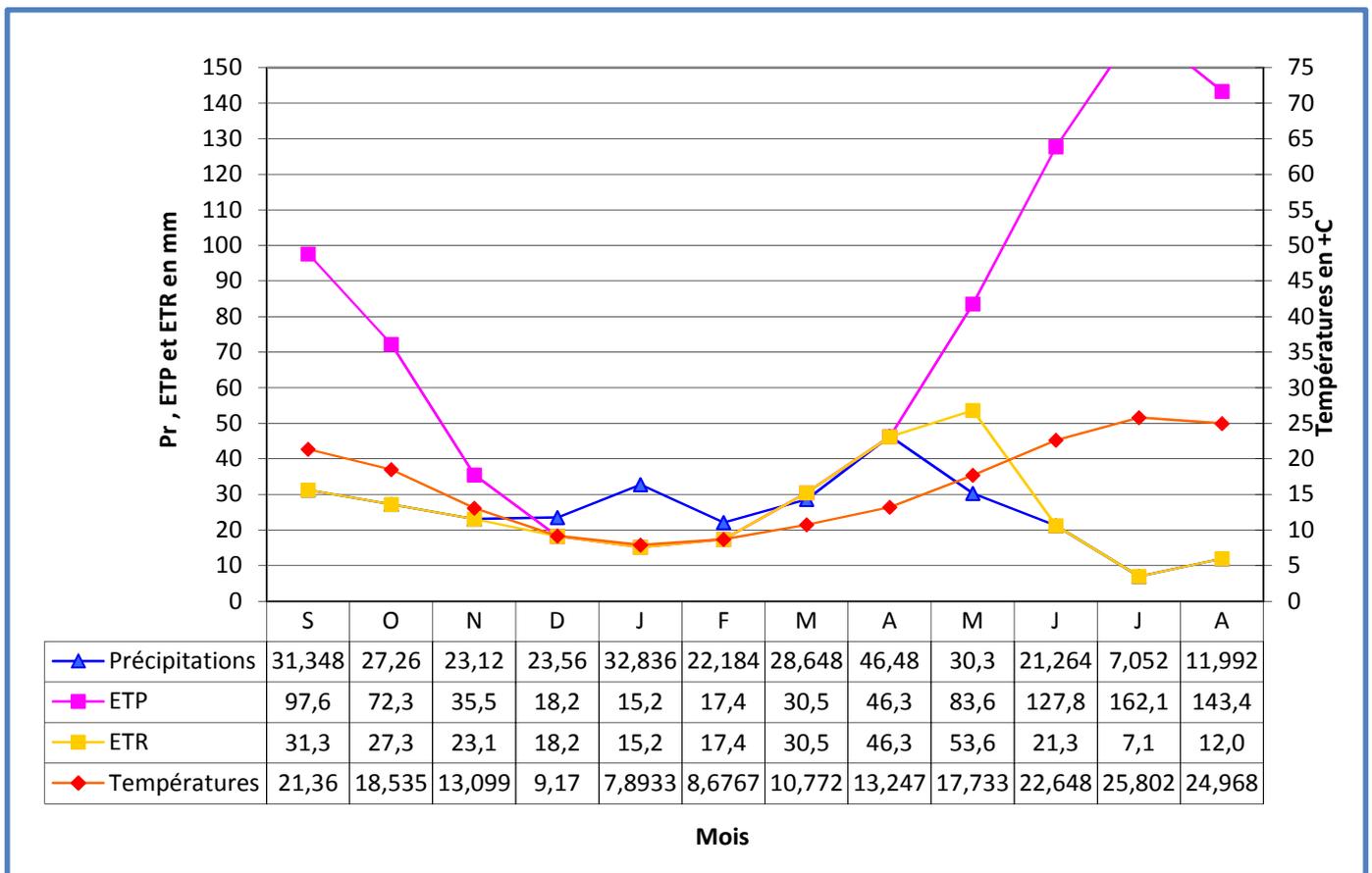


Figure 32-b : Graphe du bilan hydrique par la méthode de THORNWAITE station de Morsott (1987-2016)

- **Commentaire sur les bilans hydriques**

Le bilan hydrique nous a permis d'évaluer la part de chaque paramètre hydrologique.

D'après l'établissement de ces bilans on a pu tirer ces quelques conclusions :

- Les hauteurs de précipitation atteignent leurs maximums au mois de Septembre (37.40 mm) sur la station de Tebessa et au mois de d'Avril (41.64 et 46.48 mm) sur la station de Morsott, où l'ETP atteint en janvier un minimum de 15.2 mm.
- L'ETP atteint son maximum au mois de juillet (162.1 mm) où les précipitations atteignent (10.83 mm pour la station de Tebessa, 6.644 mm pour la station de Morsott).
- Le déficit agricole se remarque à partir du mois de mai et se poursuit jusqu'à novembre, période pendant laquelle la RFU est épuisée.
- Pendant le mois de Février le stock se reconstitue ou la RFU atteint son maximum (25, 23 et 25 mm) aux stations de Tebessa et Morsott, ensuite diminue jusqu'à l'épuisement total (Mai).

Partie 2: Hydrologie

IV.4- Introduction :

L'hydrologie est la science qui se consacre à l'étude des écoulements superficiels. Dans une région comme la notre les apports en eaux superficielles sont très importants la pluviométrie est très faible et le déficit observé peut être compensé par les apports d'eau externes à la zone d'étude.

Les relevés des débits d'un cours d'eau pendant une longue série d'années montrent des variations saisonnières systématiques (position des hautes et basses eaux) en fonction des principaux facteurs influençant l'écoulement : le régime des précipitations, la nature du bassin versant, sa situation géographique, l'infiltration, etc. Le régime hydrologique d'un cours d'eau résume l'ensemble de ses caractéristiques hydrologiques et son mode de variation.

1- Le bassin hydrographique constantinois-Seybouse -Mellegue :

Cette région couvre une superficie d'environ de 44 0719 Km². Elle est située entre la région Algérois_Hodna_Soummam et la Tunisie, au Nord limitée par la mer Méditerranée et au Sud par le bassin de Sahara. Cette région reçoit une pluviométrie annuelle de l'ordre 26 000 Millions de mètre cube et un apport annuel moyen de 5595 Millions de mètre cube.

a. Caractéristiques du bassin versant de l'Oued Mellegue:

Il prend naissance au sud-ouest au niveau de Zoui à une altitude de 1626 m. Le bassin versant de l'Oued Mellegue occupe environ 4575 km², l'altitude minimale est de 480 m.

Le bassin versant de l'oued Mellègue se compose de trois parties:

- Au Nord, le sous bassin drainé par l'Oued Mellègue. On y trouve notamment l'oued Guetara, affluent important de rive gauche.
- Au Sud-ouest, le sous bassin de l'oued Meskiana. Cet oued, en provenance de la région de Kenchela, présente des lacs salés dans sa partie amont.
- Au Sud-est, le sous bassin de l'oued Chabro. Cet oued prend sa source dans la région de Tébessa. L'oued Chabro et l'oued Meskiana confluent légèrement en amont d'El Aouinet.

Les caractéristiques physiographiques sont résumées dans le tableau suivant :

<i>Paramètres</i>	<i>Symbole</i>	<i>valeur</i>	<i>unité</i>
Surface	<i>S</i>	4575	Km ²
Périmètre	<i>P</i>	305	Km
Altitude maximale	<i>Hmax</i>	1626	m
Altitude minimale	<i>Hmin</i>	480	m
Altitude moyenne	<i>Hmoy</i>	1028,47	m
Longueur du Thalweg principale	<i>Lp</i>	163	Km
Longueur du rectangle équivalent	<i>L</i>	111,5	Km
Largeur du rectangle équivalent	<i>l</i>	41,03	Km
Indice de compacité	<i>Ic</i>	1,26	/
Densité de drainage	<i>Dd</i>	0,91	Km/Km ²
Indice de pente	<i>Ip</i>	0,85	m/ Km
Indice de pente globale	<i>Ig</i>	5,29	m/ Km
Temps de concentration	<i>Tc</i>	27,25	Heures
Vitesse d'écoulement	<i>Ve</i>	1,66	m/s
Pente moyenne du bassin versant	<i>Imoy</i>	0,7	%
Dénivelée simple	<i>D</i>	590	m
Coefficient d'allongement	<i>K</i>	20,33	/

Tableau 11: Caractéristiques du bassin versant de l'Oued Mallegue (STAMBOUL.Med 2017).

2- Contexte hydrologique régional :

La région d'étude est drainée superficiellement par l'Oued Chabro qui constitue la continuité d'oued El kebir, ce dernier prend son origine dans la partie orientale du bassin d'effondrement Tébessa-Morsott.

L'Oued Chabro coule le long de la partie d'étude, il a un écoulement pérenne, il est soutenu principalement par le système aquifère de la zone d'étude, son écoulement est lié aussi aux précipitations, notamment orageuses, qui coïncident avec la fin du printemps et de l'été.

L'écoulement du système hydrographique se fait du Sud vers le Nord, caractère typique des oueds de toute la région.

Les études hydrologiques du secteur d'étude ont démarré ça fait plusieurs années par la création des stations de mesures, Tebessa et Morsott.

3- Conclusion :

-Le climat de la région d'étude a été déterminé par le calcul d'indice de Martonne, il s'agit d'un climat semi aride.

La caractéristique dominante du climat est la tendance à l'aridité qui se concrétise par l'irrégularité du régime pluviométrique et par les fortes températures estivales qui entraînent une intense évaporation.

La région étudiée est caractérisée par un déficit d'écoulement très marqué entraînant ainsi par des pertes en eau considérables soustraites aux apports par les précipitations.

Dans les régions à climat aride à semi-aride, Le calcul au pas de temps mensuel n'est pas réaliste et l'infiltration ne peut être approchée que par le pas journalier ce qu'on ne pouvait pas faire à cause de manque de données

-L'étude hydrologique a été abordée par la quantification des débits au niveau de chaque station.

L'apport de oued Chabro est très faible où on note un accroissement de la lame d'eau d'amont en aval, tous les affluents ont un écoulement temporaire très limité, à la suite de fortes précipitations orageuses.

En général les écoulements à travers la région d'étude présentent des particularités à système pluvial orageux dans son ensemble, régis par des modes d'alimentation, et des conditions de rétention restitution qui sont à l'origine des écarts entre les impulsions de débits et les hauteurs de pluies.

CHAPITRE V

HYDROGEOLOGIE

CHAPITRE V/HYDROGEOLOGIE

V.1- Introduction

L'étude hydrogéologique a pour finalité la planification de l'exploitation des ressources en eaux souterraines. L'exploitation des eaux souterraines dans la nappe alluviale de Tebessa- Morsott pour les différents usages se limite:

- Aux nombreux puits dispersés dans la plaine qui exploitent faiblement la nappe superficielle aux seuls usages agricole, familiaux et animaux et rarement pour l'A.E.P
- Aux forages (au nombre de 28) qui exploitent la nappe profonde
- Aux captages des sources prenant naissance dans les calcaires d'âge Turonien, Maestrichtien et Eocène;

V.2- Identifications des différents niveaux aquifères:

Ici, nous nous sommes intéressés uniquement au système aquifère des formations du Mio- plio-quaternaire car c'est le plus exploité dans la plaine. Néanmoins nous donnons un aperçu sur les autres niveaux aquifères du bassin d'effondrement.

a- Le milieu fissuré:

Les possibilités de reconnaissance du substratum proprement dit, dans le fossé de Tebessa- Morsott s'avèrent être très réduites en raison de sa grande profondeur (2 Km, d'après M.Zerdazi). Les calcaires sont hors d'atteinte de tout forage dans le centre de la plaine.

Il reste des compartiments hauts des bordures où la présence de niveaux résistants (calcaires Turoniens, Maestrichtien ou Eocène) a été reconnue sur une certaine largeur.

Ce niveau fissuré présente un potentiel hydraulique important qui se traduit par un débit considérable des sources en particulier celle de Youkous, Gagaa qui draine les calcaires Maestrichtiens du système aquifère de Chéria. La source de Kissa draine les calcaires Eocène du système aquifère de Dyr.

b- Le milieu poreux:

Le remplissage du Mio- plio- quaternaire du bassin d'effondrement s'étale sur toute la plaine et constitue un grand réservoir pour les eaux de précipitations (alimentation directe) et les eaux en provenance des bordures (alimentation indirecte). Il est capté par la majorité des forages, possédant une résistivité de 50 à 100 voir 200 Ohm.m au voisinage des bordures et de très faible résistivité inférieure à 2 Ohm.m au centre de la plaine à cause de leur degré de

salinité et des sédiments fins.

L'hydrogéologie de cette série détritique est compliquée d'un fossé à un autre à cause de:

- la grande variation de la profondeur du substratum;
- le type des matériaux de remplissage dominant (Quaternaire, Miocène ou Pliocène) ;
- les formations qui bordent le fossé (calcaires Maestrichtien, Turonien, Eocène ou Trias);
- le grano-classement latéral.

V.3-Piézométrie

a. Introduction

Dans les nappes libres et phréatiques, la couche aquifère est limitée à son toit par la surface piézométrique, laquelle constitue donc une donnée dimensionnelle importante pour le calcul des réserves et de leurs variations ou des sources exploitables. La surface piézométrique correspond au lieu géométrique des points qui signalent le niveau piézométrique, de chacune des portions d'un aquifère, référé à une profondeur déterminée.

Les surfaces piézométriques sont illustrées par l'intermédiaire des lignes d'égale hauteur piézométrique, de la même manière que les surfaces topographiques sont représentées via les courbes de niveau. Dans le cas des eaux souterraines, les courbes sont appelées *isopièzes* ou *hydroisohypses*.

b. Inventaire des points d'eau

Une campagne piézométrique a été réalisée en 2018, selon la disponibilité et la répartition des différents points d'eau (figure 33), permettant d'établir une carte piézométrique. deux campagnes piézométriques ont été assurées entre 2018-2019 dans région d'étude.

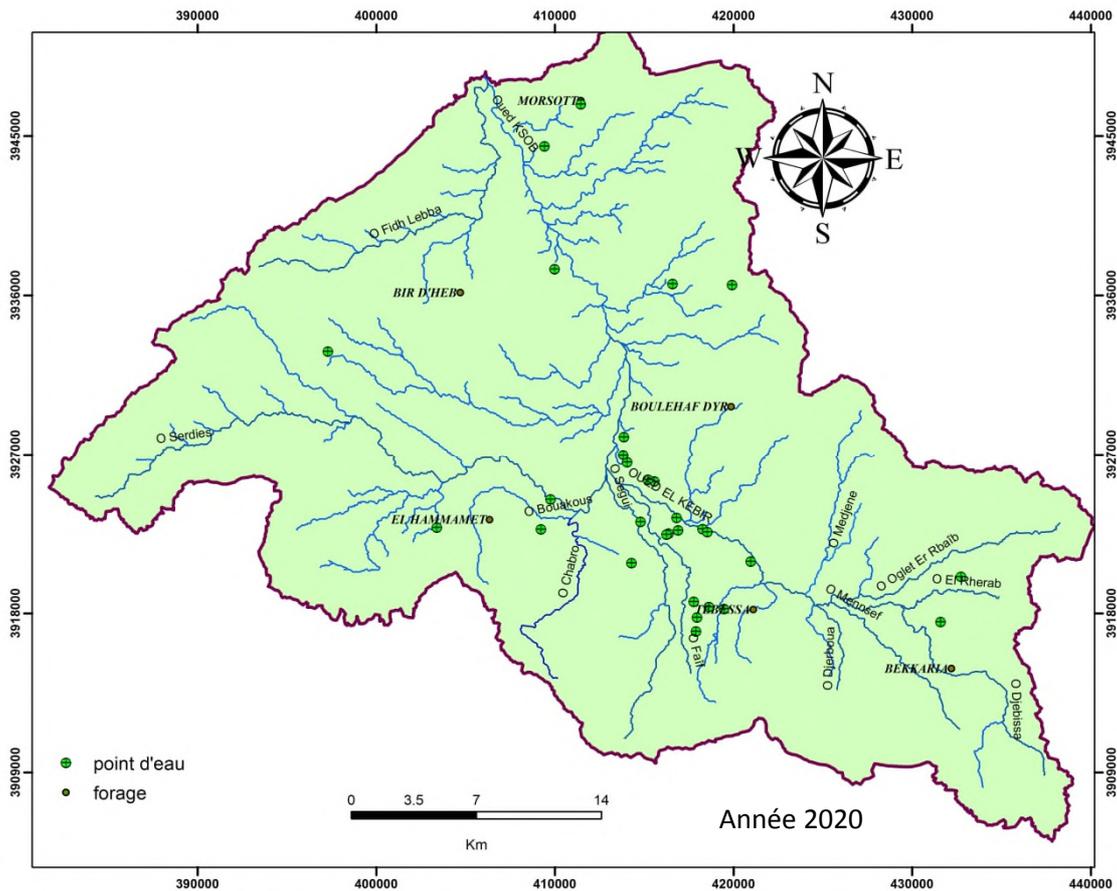


Figure 33: Carte d'inventaire des points d'eau

c. Interprétation de la carte piézométrique (Mars 2018)

Cette carte dégage la convergence des lignes de courant en raison de la convexité des courbes isopièzes ouvertes vers l'amont, régulières et de plus en plus espacées (diminution du gradient hydraulique de l'amont vers l'aval et de Sud vers le Nord). nous permet cependant de faire quelques observations sur l'écoulement des eaux souterraines, l'alimentation de la nappe et l'évolution de la surface piézométrique dans le temps.

La profondeur de l'eau est moins de 10 à 20 m au centre de la plaine et plus de 40 m aux bordures.

- L'écoulement des eaux souterraines est très influencé par les oueds et le pompage extensif pour ne pas dire surexploitation de la nappe. L'arrangement des courbes piézométriques est sensiblement perpendiculaire à l'axe de la plaine et aux bordures.

- Les cotes s'abaissent progressivement vers le Nord d'environ de 210 m sur une distance de 30 km, soit une perte de charge de 7 m/km. L'examen des courbes isopièzes montre que la surface piézométrique n'est pas régulière et qu'elle présente de nombreuses et importantes

anomalies. Nous pouvons distinguer quatre systèmes hydrogéologiques distincts:

- Zone de Hamamet/Ain Chabro,
- Zone de Bekaria,
- Zone de Tebessa/Merdja,
- Zone de Morsott.

1- Zone de Hamamet/Ain Chabro

Au Nord d'El-Hamamet, les courbes deviennent espacées traduisant une zone de décharge ou d'accumulation des eaux souterraines avec une perte de charge de 30 m. L'oued Serdiès contribue au drainage d'une partie de ces eaux par contre le reste est drainé par la source de Ain Chabro.

2- Zone de Bekaria:

Les courbes sont espacées régulièrement au Nord et deviennent très espacées au centre, présentant une concavité orientée du centre vers l'aval où est concentré la majorité des puits, ce qui traduit une zone d'accumulation et de drainage par l'oued El-Kébir. Notons ici, que cet arrangement des courbes isopièzes est beaucoup plus influencé par l'exploitation intensive.

3- Zone de Tebessa/Merdja.

Les courbes piézométriques sont serrées régulièrement au début puis deviennent plus espacées dans le sens d'écoulement, reflétant une zone d'accumulation et de drainage par l'oued El-kebir avec une perte de charge de 35 m.

4- Zone de Morsott:

Les courbes piézométriques sont espacées au centre et plus particulièrement sur la rive droite de la plaine, traduisant une zone d'accumulation des eaux souterraines et drainage par l'oued.

D- Conditions d'alimentation:

L'alimentation directe de la nappe est faible et provient par l'infiltration directe des eaux de précipitation à travers les cônes de déjections aux bordures. Au centre, l'infiltration est quasi-nulle à cause des dépôts fins et argileux, donc l'alimentation indirecte est la plus importante et qu'elle doit être la plus considérée.

Deux facteurs peuvent être retenus: les apports des eaux de surfaces en particulier celles d'oued Bouakous et Serdiès qui vient se perdre dans les alluvions du système aquifère Hamamet/Ain Chabro. L'autre facteur, l'alimentation latérale par les bordures est très

com- plexe due aux jeux de failles affectant les bordures et qui mettent en contact direct les forma- tions du remplissage et fissurées.

Néanmoins, d'après l'arrangement des courbes piézométriques aux bordures, il apparaît clai- rement que:

- Au Sud de Morsott, lorsque la plaine devient étroite, les courbes piézométriques sont parallèles au massif de calcaire de Dj.Zitouna et Dj.Metloug, témoignant d'un apport laté- ral en eau;
- Une alimentation dans la région de Bekaria où le cône de déjection à la base de Dj. Bou- ramane reçoit les eaux de ce massif, mais aussi le trop plein de la source de Bekaria si- tuée au Sud-Est du village;
- L'apport en provenance des calcaires Turoniens au Sud-Est de Tebessa marqué par l'in- flexion des courbes piézométriques;
- L'apport en provenance du calcaire Turonien au Sud-Ouest d'El-Hamamet et du calcaire Maestrichtien à travers le vidange des sources de Youkous et Gagaa.
-

4- Conclusion

L'examen des informations hydrogéologiques indiquent que la zone d'étude abrite essentiellement quatre aquifères :

La nappe alluviale de Tebessa-Morsott est composée par des séries sédimentaires d'âge Mio- plio-quaternaire format un complexe aquifère qui se comporte comme une seule unité hydro- géologique et de plusieurs systèmes aquifères communicants entre eux.

L'utilisation des données géophysiques en hydrogéologie a apporté des précisions quant à l'identification et la répartition spatiale de la transmissivité, perméabilité et porosité totale au sein de la nappe alluviale de Tebessa-Morsott.

Enfin, pour une étude hydrogéologique détaillée, il faut bien distinguer entre l'hydrogéologie des bordures de celle du centre de la plaine.

, l'aquifère Plio-Quaternaire qui est caractérisé par alluvions, limons, croûtes calcaires, calcaires lacustres, poudingues, grés et graviers.

La piézométrie montre l'importance des reliefs comme pole d'infiltration des eaux. Le sens d'écoulement général est de deux sens opposés convergeant au centre vers l'oued Chabro.

CHAPITRE VI

VULNERABILITE

CHAPITRE VI

VULNERABILITE ET RISQUE DE CONTAMINATION : DEFINITION DES CONCEPTS, HISTORIQUE ET METHODES D'EVALUATION ET DE VALIDATION

1- La vulnérabilité:

Premier sujet abordé, et un des volets de la présente thèse, les méthodes d'estimation et de cartographie de la vulnérabilité des eaux souterraines aux contaminations font l'objet de la présente section. Domaine scientifique extrêmement vaste, il est évidemment très difficile de faire une présentation exhaustive de toutes les méthodes existantes sans diluer le propos dans une information trop abondante et au final peu pertinente.

Le terme vulnérable provient du latin « vulnerabilis » et il se réfère à une entité qui se trouve en une situation où elle risque d'être blessée, atteinte ou infectée. Le terme vulnérabilité (attesté en 1836, chez Balzac au sens général) a été introduit dans la littérature hydrogéologique par [J. Margat en 1968](#). Il est aujourd'hui couramment utilisé, y compris dans sa version anglaise (vulnerability) ([Foster et al.,2003](#)). Emprunté au langage courant (en parlant surtout du corps humain), ce terme, appliqué d'abord aux eaux souterraines, permettait de sensibiliser les citoyens que les eaux souterraines ne sont pas à l'abri des pollutions, malgré l'idée de pureté naturelle qui leur est communément attachée. Ensuite, ce terme signale que la variabilité des conditions naturelles rend ces eaux inégalement protégées ; d'où divers degrés de vulnérabilité à identifier et à cartographier.

2- Apparition du concept de vulnérabilité :

L'attrait principal des eaux souterraines est leur bonne qualité, laquelle permet une exploitation à des coûts relativement faibles. En raison de leur importance écologique et économique, on doit s'assurer de préserver leur qualité et leur renouvellement ([Beaudet, 1999](#)). Etant donné que la présence et la distribution des eaux souterraines n'est pas l'effet du hasard mais la conséquence de facteurs climatiques, hydrologiques, géologiques et topographiques, tous ces facteurs interagissent pour créer un système d'écoulement dynamique et souvent complexe ([Lefebvre et al., 2003](#)). La composition des eaux souterraines dépend des réactions d'échange entre la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère. Ainsi elle peut varier suite à un échange naturel de matière ou à une introduction de matière exogène d'origine anthropique, il se produit donc une perturbation de la composition des eaux souterraines, ce qui limite ainsi son usage. Donc, l'identification des facteurs susceptibles de modifier les caractéristiques physiques, chimiques et biologiques des eaux souterraines devient nécessaire afin d'assurer la préservation et la pérennité d'une ressource de qualité.

L'étude de la vulnérabilité à la pollution constitue un outil de base pour caractériser le degré de risque encourus par les eaux souterraines. En effet, il s'agit d'une classification, en différents degrés, en adoptant une gradation ordinale et une différenciation en fonction des principales sources de pollution : suivant l'origine (surface du sol - source de pollution ponctuelle ou diffuse) et suivant la durée (pollution accidentelle ou chronique) (Michaud et al, 2003). Par conséquent, l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution d'une nappe correspond à une sorte de remède préventif.

Récemment, plusieurs études d'évaluation de la vulnérabilité ont été établies sur différentes régions du monde en tant que stratégie essentielle de protection des eaux (Lindstrom, 2005). De ce fait se dégage l'importance de la cartographie de la vulnérabilité dans la gestion des ressources en eaux, et des interventions rapides et appropriées en cas de pollution (BRGM, 2005).

3- Intérêt de la cartographie de vulnérabilité :

En effet, le développement du concept de vulnérabilité des eaux souterraines a été généré grâce à l'inquiétude mondiale croissante au sujet de leur contamination. La question de la qualité des eaux souterraines reçoit une attention de plus en plus importante, et l'information hydrogéologique reste essentielle pour la protection efficace et la gestion de la qualité de ces ressources. La protection efficace doit viser la prévention des problèmes à l'origine et doit exiger une base d'information continue et fiable afin de déterminer les problèmes de la qualité des eaux souterraines qui existent et ceux qui peuvent survenir dans le futur. Les cartes de vulnérabilité de l'eau souterraine sont utilisées comme un guide pour l'emplacement de futurs projets de développement dans une région dans la finalité de minimiser l'impact que portera le développement projeté sur les ressources hydriques environnantes (Foster et al., 1991). Ce sont des cartes schématiques réalisées dans le but d'aider la prise de décision pour l'aménagement du territoire. Elles peuvent combler des besoins d'inventaire et guider les organismes de réglementation qui doivent assurer une gestion globale de l'ensemble de la ressource en eau souterraine du territoire.

Quatre objectifs principaux sont à dégager (Foster et al., 1991) :

- Faciliter les analyses politiques et le développement à l'échelle local et régional ;
- Appuyer les programmes de gestion du territoire ;
- Guider les décisions concernant l'occupation du sol (planification) ;
- Contribuer à l'éducation et à l'amélioration de la conscience vis-à-vis des ressources hydriques d'une région donnée.

A- Types de vulnérabilité :

Deux types de vulnérabilités ont été distinguées (Foster et al., 2000): une vulnérabilité intrinsèque qui ne dépend que des propriétés du système aquifère et une vulnérabilité spécifique où les propriétés intrinsèques sont référencées à un type particulier de contaminant ou d'activité humaine.

1- Critères de vulnérabilité intrinsèque :

Les méthodes d'estimation de la vulnérabilité intrinsèque sont beaucoup plus nombreuses puisqu'elles offrent l'avantage de prendre en compte toutes les activités potentiellement contaminants (avec leur divers produits polluants) qui existent à la surface du sol et les représentées cartographiquement par la suite, ce qui permet, d'orienter les plans d'occupation du sol, d'installer des réglementations ou d'autres contrôles. Ces méthodes peuvent définir la vulnérabilité à la pollution d'un aquifère comme étant une fonction des caractéristiques intrinsèques des strates.

a- Sol et zone non saturée

La zone non saturée contient de l'air, de l'eau de rétention et de l'eau gravitaire en transit; Sa base est imprégnée d'eau provenant de la remontée capillaire à partir de la zone saturée. Le transit des eaux de surface permet l'alimentation de la zone non saturée mais également peut provoquer sa pollution. Cette zone est d'épaisseur variable, allant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. La surface comporte généralement de la végétation.

En effet, l'épaisseur de la zone non saturée conditionne le temps de transfert d'un polluant jusqu'à la nappe (rétention, stockage, interactions physico-chimiques avec l'encaissant) et donc la possibilité de dégradation des micropolluants en cours de transfert (BRGM, 2005). En plus de l'épaisseur, la perméabilité et le degré de fissuration de la zone vadose jouent un rôle important dans le transfert des polluants vers la nappe.

Le sol joue le rôle d'accumulateur grâce à ses propriétés d'adsorption et d'échange qui sont dues à la présence de colloïdes minéraux et organiques. Ainsi, le sol peut retenir des particules diverses de point de vue taille, charge électrique, structure, solubilité...etc. Le sol joue également un rôle d'épurateur biologique grâce à la microflore et microfaune actives qui assurent la dégradation de certains micropolluants (Livet, 2004).

b- La zone saturée :

Le type de nappe, qu'elle soit libre, semi captive ou captive, joue un rôle prépondérant dans la vulnérabilité. En effet, l'absence d'horizon imperméable entre la surface et le toit d'une nappe libre lui confère un caractère plus vulnérable qu'une nappe captive protégée par des couches

imperméables (Hamza, 2007). De plus, les paramètres hydrodynamiques conditionnent la dilution, la dégradation et la fixation des polluants dans une nappe. Parmi ces paramètres on peut citer la transmissivité (T), la perméabilité (K), le coefficient d'emmagasinement (S) et le gradient hydraulique (i). Ils déterminent essentiellement la vitesse de migration des polluants du sol vers la nappe. La vitesse de transfert est lente dans un aquifère poreux homogène, rapide en milieu karstique et au niveau des limites amont et aval. Ce transfert peut demander plusieurs années dans un aquifère alluvial et quelques jours dans un aquifère très fissuré.

2- Critères communs au sol, à la Zone Non Saturée et à la Zone Saturée

Parmi les critères on peut signaler :

- ***la fracturation (directions et densité)***: des discontinuités verticales (les failles...) peuvent, dans certaines conditions, jouer le rôle de drain et augmenter très sensiblement les vitesses d'infiltration des contaminants depuis la surface vers la nappe (Bézélgues et Dougaparsard, 2002).
- ***la recharge***: il s'agit de la quantité d'eau atteignant la zone saturée sur une période donnée (recharge annuelle nette). Elle dépend de l'infiltration efficace et de sa répartition dans l'espace et dans le temps, donc du climat (évapotranspiration, précipitations), mais également de la pente du terrain et de la nature des formations. Elle constitue un facteur important de transfert des polluants vers les eaux souterraines.

L'inconvénient de l'utilisation de ces méthodes réside dans le fait qu'elles apprécient la vulnérabilité en se basant sur les caractéristiques de l'agent de pollution universel ; l'eau. Par conséquent, l'état de la vulnérabilité pourra varier tellement en relation avec le type, les propriétés et le potentiel d'atténuation d'un polluant particulier. Pour ceci, certains suggèrent que la cartographie de vulnérabilité aura plus de valeur si on traite les contaminants individuellement pour ressortir les scénarios éventuels de pollution spécifique à chacun d'eux. Cependant, dans le cas d'insuffisance des informations sur la qualité et la quantité des possibles polluants, les précautions qui seront prises suite à l'étude de la vulnérabilité (en considérant l'eau comme agent et/ou transporteur de contamination) seront également valables pour tout autre agent de pollution puisque la vitesse de percolation de l'eau est la plus élevée et, en conséquence, les cartes qui se basent sur cet élément offriront le degré maximal de protection.

3- Critères de vulnérabilité spécifique :

a- Nature du polluant

Le transfert du polluant à travers le sol et la zone non saturée, dépend d'une part de la vitesse et de la direction d'écoulement et d'autre part, de la nature du polluant selon ses différentes caractéristiques, comme:

- **La Solubilité :**

Il existe une large variété de polluants de comportements différents. En effet, certains sont miscibles à l'eau d'autres non. Tel est le cas des chlorures, nitrates et des sulfates qui sont très solubles et difficilement retenus dans les sols. Le lessivage des sols en période hivernale, peut affecter l'azote et atteindre la nappe. A noter que la solubilité des métaux est contrôlée par celle des hydroxydes, mais également par le pH et le potentiel d'oxydoréduction (Eh). En outre, cette solubilité peut être modifiée par la formation de complexes avec de substances organiques ou de colloïdes. Ces dernières peuvent être précipitées par modification de pH ou de la température. C'est le cas du Cu, Pb et Zn qui peuvent précipiter avec les hydroxydes de Fer et de Manganèse. Reste à signaler que certains produits (benzène et hydrocarbures chlorés) diffusent du sol vers l'atmosphère. Il existe aussi certains hydrocarbures non miscibles à l'eau.

- **La viscosité:**

La viscosité joue un rôle déterminant dans la vitesse de déplacement de l'eau. Prenons le cas des hydrocarbures : lorsque la viscosité est supérieure à celle de l'eau, ils seront charriés et se déplaceront vers l'aval (Livet, 2004).

- **La densité :**

Si les polluants sont plus denses que l'eau, ils s'infiltreront et traverseront l'aquifère pour se poser sur le substratum soit ils stagnent dans les dépressions, soit ils sont entraînés vers l'aval.

b- Capacités dispersives et épuratoires des sols :

En cas d'une pollution, les sols ont des propriétés épuratoires plus ou moins développées qui dépendent étroitement de la nature du polluant.

c- Qualité des eaux du réseau hydrographique :

La nature des eaux du réseau hydrographique peut affecter la qualité des eaux souterraines selon sa qualité, sa densité et le degré d'entretien...etc.

d- Typologie de l'occupation du sol :

L'occupation du sol constitue un paramètre important dans l'évaluation de la vulnérabilité des nappes. En effet, certaines zones sont sujettes à des activités anthropiques apportant des modifications aux caractéristiques du milieu naturel à savoir :

- les activités agricoles ;
- l'urbanisme ;
- le développement industriel, touristique, ... etc.

e- Points sensibles :

Certains sites comme les zones d'activités agricoles, de décharges, d'épandage de margines... augmentent significativement la vulnérabilité de la nappe.

4- Méthodes et techniques d'évaluation de la vulnérabilité :

A- Méthodes d'évaluation de la vulnérabilité

1- Méthodes de vulnérabilité intrinsèque

De nombreuses méthodes de détermination de la vulnérabilité des eaux souterraines ont été développées dans le monde (Stiger et al., 2006). Cette multiplicité des méthodes provient à la fois de la diversité des besoins, donc des objectifs visés et du nombre d'organismes qui développent leur propre méthode pour une utilisation spécifique à leur pays, province ou Etat (Michaud et al., 2003). Ces méthodes peuvent être classées en trois grandes catégories nommées (Stiger et al., 2006), méthodes hydrogéologiques ou cartographiques, méthodes paramétriques et modèles numériques (Vrba and Zoporozec, 1994). Selon (Canter 1997) et la commutativité des techniques d'évaluation de la vulnérabilité des ressources en eau (1993), les méthodes statistiques doivent être appliquées afin de valider les autres méthodes de vulnérabilité (Tableau 12).

Tableau 12: Principales méthodes et données relatives pour l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution (Michaud et al, 2003 modifié).

Type de méthode	Paramètre	Méthode																											
		Précipitation/composition chimique	Végétation/occupation du sol	T°	Topographie	Densité du réseau d'écoulement	Epaisseur/texture	Matières organiques	Porosité	Saturation	Perméabilité	Propriétés physique et chimique	Densité	Lien aquifère / eau de surface	Différenciation par couche	Fluctuation du niveau de la nappe	Recharge	Caractéristique zones non saturée	Profondeur à la nappe	Caractéristiques Hydrogéol. Z.S	Conductivité hydraulique	Différenciation aquifère captif	Puits de captage	Distance horizontal. au contaminant	Solubilité dans l'eau	Coefficient de partition	Taux de dégradation	Coefficient de dispersion	
Méthodes paramétriques	DRASTIC (Aller et al., 1987)				*												*	*	*	*	*								
	GOD (Foster et al., 1987)																	*	*	*	*	*							
	VULPEST (Villeneuve et al., 1987)	*					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	SCAM (Zaporozec, 1985)						*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	AQUIPRO (Passera et al., 1988)						*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	SINTACS (Civita, 1990)				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	PESTANS								*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
	PRZM									*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	GALDIT (Chachadi et al., 2005)								*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	SI (Ribero, 2000)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Méthodes cartographiques	AVI									*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
	Minnesota (GSPW, 1990)									*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
	USGS (RC Berg et al., 1984)				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Méthode numérique	EVARISK (Banton et al., 1997)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
	WSAP, (Cates et al., 1990)					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
	MD,trojan, J.A. Perry (1988)	*			*					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
	WGWSP (WDNR, 1987)					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
	WISM (Shmidt, 1987)					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Seepage (JS Moore et al., 1988)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	

a- Les méthodes cartographiques :

Elles sont appelées par (Vrba et Zaporozec, 1994) les méthodes cartographiques ou bien méthodes par aires homogènes utilisées essentiellement pour des aires d'étude très étendues de point de vue géologique et géomorphologique. Cette méthode de superposition permet d'aboutir à des cartes thématiques, chacune étant relative à un paramètre donné (Vrba et

Zaporozec, 1994). Parmi les méthodes cartographiques on cite "**Minnesota**", développée par le département des ressources naturelles de Minnesota (2003). Elle se base sur l'utilisation de trois niveaux dont le premier donne une idée générale sur la vulnérabilité des ressources d'eau souterraines en utilisant la carte pédologique, la carte du deuxième niveau se base sur l'utilisation des données de forage pour déterminer les zones de faibles ou moyenne perméabilité, la profondeur du plan d'eau et le type de matériau de l'aquifère, cette carte sert à affiner les résultats de celle des premiers niveaux là où les informations sont abondantes.

Quant à la carte du troisième niveau, elle traite les zones confinées, si elles existent, à partir des données de puits ou des cartes géologiques.

La carte de vulnérabilité de la zone, selon la méthode de Minnesota, résulte de la superposition de trois cartes suivantes : la carte pédologique, la carte de perméabilité et la carte de la profondeur du plan d'eau. La classification de vulnérabilité selon cette méthode se fait en quatre degrés de la plus faible au plus fort (Michaud et al, 2003).

La méthode cartographique la plus facile et la plus rapide, dans l'évaluation de la vulnérabilité intrinsèque est la méthode AVI (Van Stempvoort et al., 1992) .

Elle utilise la conductivité hydraulique verticale (k) et l'épaisseur des couches non saturées surmontant l'aquifère (b) afin d'estimer la résistance hydraulique (c) par l'intermédiaire de la formule suivante:

$$C = \Sigma bi / ki$$

Cet indice détermine la vulnérabilité par le biais de la résistance hydraulique. En effet, la résistance hydraulique représente une estimation du temps de traversée moyenne des polluants à partir de la surface du sol jusqu'à la profondeur du plan d'eau (Tableau 13).

Tableau 13: Classes d'indice de vulnérabilité AVI (Van Stempvoort et al., 1992).

Classe de vulnérabilité	Indice AVI exprimé en jours	Indice AVI (log c)
Vulnérabilité très faible	> 200	> 2,3
Vulnérabilité faible	100 – 200	2 – 2,3
Vulnérabilité moyenne	50 – 100	1,69 - 2
Vulnérabilité élevée	10 – 50	1– 1,69
Vulnérabilité très élevée	< 10	< 1

b- Les méthodes numériques

Elles constituent des outils jugés pertinents, mais sont surtout préconisées en cas de masse importante de données (Stiger et al., 2006). Elles sont basées sur des lois mathématiques et des principes analogiques simples ou complexes. Ces méthodes sont souvent développées pour l'estimation de la vulnérabilité spécifique à un polluant ou une source diffuse (Margat, 1991; in Michaud et al; , 2003).

L'estimation de la vulnérabilité ainsi que son indice varient en fonction du processus analytique utilisé. D'après Marcolongo et Pretto (1987) l'indice de vulnérabilité est défini comme suit :

$$I_v = [K (Q_i / S_i)] / MS$$

Avec : **I_v** : Indice de vulnérabilité; **K** : Conductivité hydraulique;

Q_i : Quantité d'information; **S_i** : Epaisseur de la couche non saturée; **MS** : Rétention spécifique du sol.

La vulnérabilité est estimée aussi par la méthode **EVARISK** qui est un logiciel conçu en 1997 par l'INRS – Eau ; il est défini comme un outil d'évaluation du risque de contamination des eaux souterraines par les sources diffuses à l'échelle régionale. **EVARISK** est défini comme un logiciel simple d'utilisation dont la plupart des informations sont incorporées comme une base de données. Ainsi, il permet de simuler différentes composantes comme le transport de sels de déglacage, la transformation et migration des hydrocarbures miscibles, le mouvement des pesticides et des fertilisants azotés dans un contexte de gestion à l'échelle régionale. Il est conçu pour étudier les processus d'atténuation et d'écoulement au niveau des premiers mètres sous la surface. L'objectif principal de la méthode est d'estimer la recharge nette de la nappe.

c- Les méthodes paramétriques

Ce type de méthodes repose sur la sélection de paramètres ou critères considérés comme représentatifs pour estimer la vulnérabilité d'une eau souterraine (BRGM, 2005). Chaque paramètre présente une gamme de variations naturelles subdivisées en intervalles. Il est aussi affecté par un index reflétant le degré de sensibilité à une telle contamination.

- *Le système matriciel*

Ce système est adapté à une utilisation locale (petite échelle d'étude). Il se base sur un nombre limité de paramètres. On procède à une combinaison de trois paramètres : le type d'aquifère, le type de sol et la profondeur du plan d'eau pour définir de façon descriptive le degré de vulnérabilité des aquifères.

- ***Système d'évaluation de l'impact sur l'environnement***

Un impact sur l'environnement peut se définir comme l'effet pendant un temps donné et sur un espace défini d'une activité humaine sur une composante de l'environnement. C'est à partir de 1972 qu'on a assisté aux premières études d'impact sur l'environnement à partir de la conférence des nations unies sur l'environnement humain de Stockholm. Parmi les méthodes utilisées dans l'évaluation de l'impact sur l'environnement, on peut citer les listes de contrôle, les matrices d'impact, les réseaux, les superpositions cartographiques, les modèles, les systèmes d'information géographique, les méthodes d'aide à la décision et les systèmes d'expert (André et al. 1999).

Les méthodes d'évaluation de l'impact sur l'environnement permettent d'étudier les polluants et leur incidence sur les eaux souterraines. Ces problèmes sont couramment traités par des systèmes similaires aux méthodes à simple ponctuation (RS) « **R**ating **S**ystem » ou méthodes à ponctuation et à poids (PCSM) « **P**oint **C**ount **S**ystem **M**odel ».

d- Méthode à simple ponctuation ou système de classe :

Cette méthode a été appliquée par Foster (1987) en Grande Bretagne (Civita, 1994).

Elle est adaptée pour une échelle moyenne d'étude et ne considère pas l'importance relative des critères de vulnérabilité (BRGM, 2005).

On définit un intervalle pour chaque paramètre jugé nécessaire pour la détermination de la vulnérabilité. Par la suite, on affecte à chaque paramètre une pondération selon son importance dans l'évaluation de la vulnérabilité.

GOD est l'une des méthodes paramétriques développée par Foster en 1987. C'est une approche empirique où la vulnérabilité des aquifères est définie en fonction de l'inaccessibilité de la zone saturée, au sens de pénétration du polluant, et de la capacité d'atténuation que présente la couche sus-jacente à la zone saturée (Murat et al., 2003). La spécificité de cette méthode c'est qu'elle étudie la vulnérabilité de l'aquifère face au transfert vertical de contaminants à travers la zone vadose et ne tient pas compte des migrations latérales. Trois critères sont considérés dans cette méthode (Foster, 1987 ; Murat et al., 2003):

- type de nappe (**G**roundwater occurrence);
- type d'aquifère en termes de facteurs lithologiques (**O**verall aquifer class);
- profondeur de la nappe (**D**epth to Groundwater).

L'indice de vulnérabilité est calculé comme suit :

$$I = CA * CL * CD$$

Avec : **CA** : cote du type d'aquifère (0 à 1) ;

CL : cote de la lithologie (0,4 à 1);

CD : cote de la profondeur du plan d'eau (0,4 à 1).

Les valeurs possibles de l'indice GOD sont subdivisées en six classes (Tableau 14) :

Tableau 14: Intervalles des valeurs de l'indice GOD et classes correspondantes (Murat et al., 2003).

Intervalle	Classe GOD
0	aucune vulnérabilité
0 à 0,1	vulnérabilité très faible
0,1 à 0,3	vulnérabilité faible
0,3 à 0,5	vulnérabilité modérée
0,5 à 0,7	vulnérabilité forte
0,7	vulnérabilité extrême

e- Méthodes à ponctuation et poids :

Ces méthodes attribuent pour chaque paramètre une pondération selon son importance dans l'évaluation de la vulnérabilité. La méthode **DRASTIC** qui fait partie de ce groupe a été développée par the « U.S. Environmental Protection Agency (**US.EPA**) » et le « National Water Well Association (**NWWA**)» en 1987, comme moyen pour évaluer la vulnérabilité des eaux souterraines à la pollution (Aller et al., 1987). Bien qu'il ne soit pas initialement conçu pour les systèmes d'informations géographiques, ce modèle repose sur une analyse spatiale classique et largement connue dans le SIG. DRASTIC génère un indice ou "score" pour le potentiel de pollution des ressources en eaux souterraines.

L'indice DRASTIC, est la somme des indices obtenus pour chacun des sept paramètres, pondérés par les poids respectifs de ces derniers. Il en résulte un indice de vulnérabilité :

$$\text{DRASTIC indice} = DR DW + RR RW + AR AW + SR SW + TR TW + IR IW + CR CW$$

avec : D, R, A, S, T, I, C pour désigner respectivement :

- 1- Profondeur du plan d'eau ou **Depth to Water**, noté "**D**";
- 2- Recharge nette ou **Net Recharge**, noté "**R**";
- 3- Milieu aquifère (caractéristiques géologiques) ou **Aquifer media** noté "**A**";
- 4- Type de Sol (texture) ou **Soil media (texture)** noté "**S**";
- 5- La Topographie- pente du terrain ou **Topography (slope)** noté "**T**";
- 6- L'impact de la zone non saturée (zone vadose) ou **Impact of the vadose zone**, noté "**I**";
- 7- La conductivité hydraulique ou perméabilité de la zone saturée ou **Hydraulic Conductivity**, noté "**C**".

Avec **R**: notation ou score ;

W: poids

Les valeurs de l'indice DRASTIC, varient entre 23 à 226 dans le cas de la version standard. Les intervalles des indices de vulnérabilité utilisés pour déterminer le degré de vulnérabilité dans la présente étude, sont ceux proposés par Engel et al. en 1996, suite à une étude de la vulnérabilité à la pollution effectuée dans différents aquifères de la zone semi aride aux USA (Tableau 15).

Tableau 15: Critères d'évaluation des degrés de vulnérabilité DRASTIC selon Engel et al. (1996).

Degré de vulnérabilité	Indice de vulnérabilité
Faible	1 - 100
Moyen	101 - 140
Elevé	141 - 200
très élevé	> 200

Une autre méthode qui a été largement appliquée dans différents cas d'étude, c'est la méthode SINTACS. Développée par Civita (1994), cette méthode de vulnérabilité intrinsèque est inspirée de la méthode DRASTIC. La seule différence se situe au niveau des poids attribués pour chaque paramètre.

L'indice de vulnérabilité SINTACS noté « I » est calculé en faisant la somme des produits des cotes par les poids des sept paramètres correspondants :

$$I = Sp * Sc + Ip * Ic + Np * Nc + Tp * Tc + Ap * Ac + Cp * Cc + Sp * Sc$$

Où **S** : soggiacenza, ou la profondeur du plan d'eau

I : infiltrazione ou la recharge efficace de l'aquifère

N : effecto di autoepurazione del non saturo, ou l'effet de l'autoépuration de la zone vadose

T : tipologia della copertura, ou type de sol

A : caratteristiche idrogeologiche dell'aquifero, ou lithologie de l'aquifère

C : conductibilità dell'acquifero), ou la conductivité hydraulique de l'aquifère

S : l'acclivita della superficie topografica, ou la pente topographique

p et **c** : sont respectivement le poids du paramètre et la cote associés.

La spécificité de la méthode SINTACS consiste à mettre en jeu cinq scénarios différents de vulnérabilité à la pollution. Dans chaque scénario, les notes sont subdivisées en intervalles variant de 1-10, les notes sélectionnées pour chaque intervalle sont multipliées par les poids appropriés (Civita et De Maio, 2003).

- Le scénario « *Impact Normal* »: il est conçu pour les aquifères constitués par des sédiments non consolidés, avec une profondeur du plan d'eau relativement faible, et qui sont localisés dans des aires à sols épais. Les zones relatives à ce scénario correspondent aux régions où les activités anthropiques sont rares avec existence ou non de terres cultivées ;

- *Le scénario « Impact Sévère »* : il diffère du scénario 'Impact normal' dans la mesure où il s'intéresse de plus aux régions avec des terres cultivées à forte utilisation de pesticides, de fertilisants et d'irrigation, des implantations industrielles et urbaines denses, et des dépôts de déchets liquides et solides;

- *Le scénario « Drainage important à partir d'un réseau superficiel »*: il s'applique essentiellement aux aires à forte infiltration vers l'aquifère à partir d'un réseau superficiel d'eau, telles que les zones inondées et les zones marécageuses. Dans ce scénario, la profondeur du plan d'eau est pratiquement nulle et les capacités d'atténuation relatives au sol et à la zone vadose sont faibles, et par conséquent de fortes concentrations de contaminants peuvent librement atteindre l'aquifère. Les caractéristiques de l'aquifère (exemple : Conductivité hydraulique, perméabilité...) sont à considérer ;

- *Le scénario « terrain très karstifié »*: il est adapté aux aires à forte karstification. Dans un tel scénario, le temps de parcours sera limité et la recharge nette sera égale à la précipitation efficace. On note aussi que la zone non saturée joue un rôle négligeable ;

- *Le scénario « Terrain fissuré »*: il est adapté aux aires formées par des roches endurcies et dont la perméabilité élevée est en relation avec une forte fracturation. Dans de tel scénario, la conductivité hydraulique et la lithologie de l'aquifère jouent un rôle très important. Le sol, s'il existe, ainsi que la pente topographique règlent le ruissellement et par conséquent la capacité d'ingestion du système.

Certaines méthodes ont été développées par des organismes pour une utilisation spécifique à leur pays, province ou Etat comme la méthode **GALDIT**. Cette méthode a été développée pour la première fois lors du projet "EU- India INCO-DEV COASTIN" ([Michaud et al. 2003](#)) et dont l'objectif était de déterminer la vulnérabilité des aquifères côtiers à l'intrusion marine ([Chachadi et Labo-Ferreira, 2005](#)). Cette méthode se base sur les caractéristiques hydrogéologiques (profondeur du plan d'eau, épaisseur de l'aquifère), morphologiques (distance à la côte), hydrodynamiques (Transmissivité) et hydrochimiques (impact des intrusions marines). Les paramètres de cette méthode se basent sur les caractéristiques physiques qui peuvent affecter l'intrusion marine ([Agarwadkar, 2005](#)). En effet, GALDIT tire son nom des paramètres suivants :

- Type de l'aquifère ou **Groundwater occurrence** : l'aquifère peut être confiné, semi confiné ou libre. Ainsi, la vulnérabilité à l'intrusion marine dépend du type d'aquifère. Naturellement l'aquifère libre est exposé plus à l'intrusion marine à cause de l'absence de toit imperméable comparé à l'aquifère confiné et semi confiné. Mais en présence de surexploitation, le pompage excessif peut engendrer un cône de

dépression et fait appel à l'eau de mer et génère donc du front salé. Ceci se voit plus nettement au niveau de l'aquifère confiné que pour les autres types d'aquifères. Donc, la note la plus élevée est attribuée à l'aquifère confiné. Pour ces raisons, il faut voir l'état de confinement de tout d'aquifère avant d'attribuer les différentes notes pour le paramètre en question.

- Conductivité hydraulique (**A**quifer hydraulic conductivity) : ce paramètre est utilisé pour mesurer la vitesse d'écoulement dans la nappe et par la suite vers la mer. Le biseau salé est influencé par la conductivité hydraulique. En effet, pour le même taux d'exploitation, la vitesse d'avancement du front salé est étroitement liée à la conductivité hydraulique.
- Profondeur du plan d'eau (**L** Depth of groundwater Level above sea) : c'est la profondeur du plan d'eau par rapport au zéro de la mer. C'est un facteur déterminant dans l'évaluation de l'intrusion marine puisqu'il détermine la pression hydraulique capable de pousser le front salé. Dans l'attribution des notes pour le paramètre « **L** » de GALDIT, il faut considérer la variation du niveau du plan d'eau (pour une longue période). Généralement, on considère surtout les valeurs du plan d'eau les plus faibles du fait qu'elles fournissent une vulnérabilité élevée.
- Distance par rapport à la côte (**D** Distance from the coastline): elle est mesurée perpendiculairement au rivage, noté "**D**". La distance à la côte est mesurée perpendiculairement par rapport à la côte pour des points d'eau situés au niveau d'une image Landsat géoréférencés par le logiciel « Arc Gis ».
- Impact de l'état d'intrusion marine existante (**I** Impact of existing status of seawater intrusion) : la zone d'étude est stressée et ceci influence l'équilibre entre l'eau douce et le front salé. [Chachadiet Labo-Ferreira \(2001\)](#) ont proposé le rapport $Cl^- / (HCO_3^{1-} + CO_3^{-2})$ comme autre critère d'évaluation de l'intrusion marine au niveau des nappes côtières.

Toutefois, d'autres rapports peuvent être utilisés, citons par exemple SO_4^{-2} / Cl^- ([Tellam et al., 1986](#); [Pulido-Leboeuf et al., 2003](#); [Trabelsi et al., 2005](#)).

- L'épaisseur de l'aquifère (**T** Thickness of the aquifer), noté "**T**". Chaque paramètre de GALDIT est affecté par un poids relatif de 1 à 4 et des notes variant de 1 à 10, dépendant des conditions locales ([Agarwadkar, 2005](#)).

L'indice GALDIT est la somme des indices obtenus pour chacun des six paramètres, pondérés par les poids respectifs de ces derniers. Il est calculé par la formule suivante :

$$GALDIT = (1 \times G) + (3 \times A) + (4 \times L) + (2 \times D) + (1 \times I) + (2 \times T)$$

avec G, A, L, D, I, T représentent les 6 paramètres de GALDIT déjà évoqués.

L'indice de vulnérabilité GALDIT varie entre 13 et 130 et peut être classé en quatre classes selon le tableau 16.

Tableau 16: Classes de vulnérabilité selon la méthode GALDIT (Chachadi et al., 2003).

Indice GALDIT	Classe de vulnérabilité
< 30	Non vulnérable (absente)
50 – 70	Vulnérabilité faible
70 – 90	Vulnérabilité moyenne
> 90	Vulnérabilité élevée

f- Les méthodes statistiques

Les méthodes statistiques représentent la dernière catégorie des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité, utilisées ces dernières années à travers le monde. De plus les études statistiques sont utilisées pour tester les autres méthodes telles que le krigeage, utilisé souvent dans la description des paramètres qualitatives de l'eau (Lindstrom, 2005). Elles sont basées sur une variable qui dépend de la concentration en contaminant ou d'une probabilité de contamination (Antonakos et Lambrakis, 2007). Elles donnent une image de la vulnérabilité spécifique de la nappe. Ces méthodes intègrent des données sur la distribution des contaminants sur la zone d'étude et fournissent des caractéristiques sur les probabilités de contamination sur la zone d'étude. De ce fait, plus la probabilité de contamination est importante plus la vulnérabilité est élevée. La méthode la plus utilisée est celle de l'étude de la sensibilité d'analyse appliquée aux méthodes utilisant un grand nombre de paramètres.

Comme exemples d'applications, la sensibilité d'analyse appliquée au niveau du Japon (Raj Pathak et al., 2008), au niveau d'Iran (Babiker et al., 2005).

Citons d'autres exemples d'application : Teso et al. (1996) a utilisé le modèle de régression logistique pour prévoir la vulnérabilité des eaux souterraines vis-à-vis des pesticides. Un exemple de méthode statistique CALVUL (Troiano et al., 1999) est utilisé pour déterminer la vulnérabilité des eaux souterraines à la diffusion des pesticides en Californie.

Au niveau de Texas, un autre exemple a été développé par Evans et Maidment (1995) qui se base sur la distribution des nitrates comme paramètre de délimitation des zones vulnérables.

5- Outils d'évaluation de la vulnérabilité

a- Les Systèmes d'information géographique :

Un système d'information géographique (SIG) est par définition un système permettant de stocker, de consulter, de traiter et d'afficher de l'information géographique. Les SIG doivent répondre aux besoins des décideurs en matière de gestion et d'aménagement des territoires (Minivelle et Souiah, 2003).

b- Historique et fonctions de base des SIG :

Les systèmes d'information géographique sont nés de la rencontre entre la gestion de l'information graphique et le dessin assisté par ordinateur (DAO) sous Autocad. Les premiers SIG ont fait leur apparition au Canada et aux USA vers les années 1964-1965 dès qu'il fut possible d'établir un lien entre la géométrie des objets (lignes, points et surfaces) et les informations qui leur sont associées (Minivelle et Souiah, 2003). C'est ainsi que les premières versions du logiciel Arc Info voient le jour ; En effet, l'outil SIG permet de gérer et de traiter l'information liée aux objets géographiquement localisés. Il met à la disposition de l'utilisateur de multiples fonctionnalités dont on cite : acquisition et gestion des données, interrogation des données par des requêtes, le traitement, la mise à jour et la représentation graphique.

Dans le cas d'une situation complexe (exp. pollution accidentelle) où le volume d'information est important, et les délais de décision sont courts, les SIG sont quasi indispensables (Pornon, 1995). En effet, ils aident à :

- accéder à des informations localisées et les mettre en relation ;
- améliorer la productivité et la gestion des activités ;
- faciliter la prise de décision et la communication ;
- créer de nouveaux produits, acquérir de nouvelles aptitudes, assurer de nouveaux services...

C'est un outil de gestion, d'analyse, de synthèse, d'aide à la décision et de communication interne et externe.

c- Intérêt des SIG dans la cartographie de la vulnérabilité :

• Saisie :

Avant d'utiliser des données papier dans un SIG, il est nécessaire de les convertir en format numérique. Cette étape essentielle, depuis le papier vers l'ordinateur, s'appelle digitalisation. Cette dernière est faite avec l'Arc Map de l'Arc GIS 10.3. Pour cette fin, on peut utiliser la digitalisation manuelle (table à digitaliser). Dans des cas, certaines données géographiques sont disponibles dans des formats standards lisibles par les SIG et peuvent être directement intégrées à un SIG.

• Manipulations :

Les sources d'informations peuvent être d'origines très diverses. Il est donc nécessaire de les harmoniser afin de pouvoir les exploiter conjointement (c'est le cas des échelles, du niveau de détail, des conventions de représentation...) Les SIG intègrent de nombreux outils permettant de manipuler toutes les données pour les rendre cohérentes et ne garder que celles qui sont

essentielles à la cartographie des différentes couches indispensables pour l'obtention de la carte de vulnérabilité.

- ***Gestion, Interrogation et analyses :***

Disposant d'un SIG et de données, on peut poser des questions pour mieux gérer les données afin de répondre aux besoins de la cartographie de la vulnérabilité. En effet, on peut interroger une base de données relativement consistante, par l'intermédiaire de requêtes attributaires, spatiale et topologique (zones tampons) qui fournissent une réponse à certaines questions, comme :

- ❖ Quels sont les piézomètres disposant des données concernant les paramètres hydrodynamiques (perméabilité, transmissivité...)?
- ❖ Quels sont les points d'eau destinés à la surveillance de la nappe (Nitrate et salinité)?

Les SIG procurent à la fois des outils simples d'interrogation et de puissantes solutions d'analyses accessibles à tout utilisateur.

Les SIG modernes disposent de nombreux et puissants outils d'analyse, tels que l'analyse de proximité et l'analyse spatiale.

- ***L'analyse de proximité :***

Ce type d'analyse est utilisé lors de l'établissement du maillage. En effet, ce dernier a été créé par la fonction polygone de Thiessen de l'extension Spatial Analyst de l'Arc Map. Le maillage correspond à un découpage de la zone d'étude en une grille de pixels de même taille et sert comme support pour les différents paramètres de la méthode utilisée dans l'évaluation de la vulnérabilité (Saidi et al., 2010).

- ***L'analyse spatiale :***

L'intégration de données au travers des différentes couches d'information permet d'effectuer une analyse spatiale rigoureuse. Ce croisement d'information, si elle peut s'effectuer visuellement (à l'identique de calques superposés les uns aux autres) nécessite souvent le croisement avec des informations alphanumériques. Selon la méthode de vulnérabilité utilisée un nombre de couches est croisé afin d'obtenir la carte finale et ceci par l'intermédiaire des différentes fonctions de l'extension Spatial Analyst de l'Arc Map.

- ***Visualisation :***

Pour de nombreuses opérations géographiques, la finalité consiste à bien visualiser des cartes et des graphes. Une carte vaut mieux qu'un long discours. En effet, la carte est un formidable outil de synthèse et de présentation de l'information. Les SIG offrent à la cartographie moderne de nouveaux modes d'expression à l'aide de vues 3D par l'intermédiaire de l'extension 3D analyst de l'Arc Map ou à l'aide de l'Arc Scène de l'Arc Gis 10.3, permettant

d'accroître de façon significative leurs rôles dans l'intégration et la manipulation de masse importante de données.

6- Conclusion :

En conclusion, le choix des méthodes adéquates pour l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution d'un aquifère donné doit se baser sur les quatre points suivants :

- L'objectif à atteindre ;
- L'échelle de la carte à élaborer ;
- La disponibilité des données de base ;
- La possibilité de l'interprétation et de combinaison des différents paramètres retenus dans la méthode.

CHAPITRE VII

APPLICATION

DES METHODES

DE

VULNERABILITE

CHAPITRE VII/ APPLICATION DES METHODES DE VULNERABILITE

I. Présentation de la méthode DRASTIC.

Ce chapitre vise à développer une carte de vulnérabilité de la l'aquifere Tebessa-Morsott en utilisant le célèbre modèle DRASTIC bien connu (Aller et al., 1985) qui a été développé par le « U.S. Environmental Protection Agency (US EPA) » et le « National Water Well Association (NWWA) », en 1987 comme moyen pour évaluer la vulnérabilité des eaux souterraines à la pollution.

L'ensemble de l'étude sera menée grâce à l'utilisation de techniques SIG pour la visualisation des données et l'analyse spatiale. Un autre objectif de ce travail de recherche est de mener unerevue de la littérature sur les approches actuelles d'évaluation de la vulnérabilité.

La carte de vulnérabilité sera utilisée pour localiser les zones hautement vulnérables à la contamination et donc les zones qui seront éventuellement ciblées par des restrictions de l'utilisation des terres ou de cibler ces zones pour une plus grande attention afin d'éviter toute contamination des eaux souterraines sous-jacentes.

La methode DRASTIC génère un indice ou 'score' pour le potentiel de pollution des ressources en eaux souterraines. Cet indice s'étale sur un intervalle de 23 à 226. Il faut noter que la vulnérabilité à la pollution est d'autant plus importante que les notes sont plus élevées.

La méthode DRASTIC utilise sept paramètres hydrogéologiques : la profondeur des eaux souterraines [D], la recharge nette par précipitation [R], la nature lithologique de l'aquifère [A], la nature du sol [S], la topographie ou pente du terrain [T], l'impact de la zone vadose [I] et enfin la conductivité hydraulique (permeabilité) [C].

Différentes étapes sont nécessaires à la mise en place de ce type de méthodes :

- Déterminer la disponibilité des informations pour quantifier les paramètres de la méthode ;
- Déterminer une cote spécifique à chacun des secteurs de la zone d'étude et ce pour chaque paramètre de la méthode ;
- Attribuer un poids à chaque paramètre ;
- Combiner les cotes et poids des paramètres pour produire un indice de vulnérabilité pour tous les secteurs de la zone d'étude.

Dans le SIG, chaque paramètre est noté sur une couche en lui destinant une pondération correspondant au poids du paramètre, c'est-à-dire son influence sur la vulnérabilité de la nappe. La superposition des couches proportionnelles aux paramètres déjà définis donne la carte de répartition de l'indice DRASTIC. Les couches ou cartes superposées doivent avoir les

mêmes caractéristiques cartographiques à savoir : un même système de projection, les mêmes unités de longueur, la même étendue géographique et aussi la même résolution, car tous les calculs se font sur un format matriciel.

Tableau 17: Intervalles et cotation des différents paramètres de la méthode et al., 1987)

Profondeur à la nappe (m)			Recharge (m)			Nature du milieu aquifère			Nature du sol			Pente du terrain (%)			Impact de la zone vadose			Conductivité hydraulique (m/s)		
intervalle	C	P	intervalle	C	P	Nature du milieu aquifère (classes)	C	P	Nature du sol (classes)	C	P	intervalle	C	P	Zone Vadose (classes)	C	P	intervalle	C	P
2-4.5	9		0.01-0.05	1		Sable et argile	1		Calcaire karstique	1	0	0-3%	1	0	Confined aaquifer	1		$8.3 \times 10^{-5} - 4 \times 10^{-5}$	2	
4.5-9	7		0.05-0.10	3		Argile massif et sable	2		Basalte	9		3-5%	9		Argile sableuse et calcaire	2		$4 \times 10^{-5} - 2.5 \times 10^{-4}$	4	
9-15	5		0.10-0.18	6		Sable, gravier et argile	4		Sable et gravier	8		5-10%	5		Sable, limon	4		$2.5 \times 10^{-4} - 4 \times 10^{-4}$	6	
15-23	3	5	0.18-0.25	8	4	Gravier sableux	8	3	Calcaire massif	6	2	10-15%	3	1	Sable, gravier avec limon	6	5			3
23-31	2		>0.25	9		Gravier et sable.	1	0	Grés massif	6					Gravier et sable	1	0			
>31	1								Métamorphique altéré	4										
									Métamorphique	3										
									Shale massif	2										

Avec, C : cote du paramètre correspondant.

P : poids du paramètre.

II. Application de la méthode DRASTIC

a- Description de la méthode :

Dans la méthode DRASTIC, les ensembles de données spatiales sur la profondeur des eaux souterraines, la recharge par les précipitations, le type d'aquifère, les propriétés du sol, la topographie, l'impact de la zone vadose et la conductivité hydraulique de l'aquifère sont combinés (Navulur, 1996).

DRASTIC est l'acronyme des sept paramètres ci-dessus pris en compte dans cette méthode.

Chacun des facteurs hydrogéologiques susmentionnés voit attribuer une note de 1 à 10 sur la base d'une gamme de valeurs. Les notes sont ensuite multipliées par un poids relatif allant de 1 à 5. tableau 17

Les pondérations reflètent l'importance relative de chaque paramètre dans la contribution à l'objectif global. Les facteurs les plus significatifs ont un poids de 5, tandis que les moins importants ont un poids de 1.

DRASTIC demeure la méthode d'estimation de l'indice de vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines la plus communément utilisée. Cette méthode, qui consiste en un système de cotation numérique, est décrite en détail dans le document EPA/600-2-87-035 (Aller et al., 1987). DRASTIC est un acronyme des paramètres qui contrôlent la pollution d'un système aquifère et étant, donc, les plus importants à cartographier. Il se réfère à :

- **D** : profondeur à la nappe d'eau (*Depth to groundwater table*) ;
- **R** : infiltration efficace (*net Recharge*) ;
- **A** : nature du milieu aquifère (*Aquifer media*) ;
- **S** : nature du sol (*Soil media*) ;
- **T** : pente du terrain (*Topography*) ;
- **I** : impact de la zone vadose (*Impact of vadose zone media*) ;
- **C** : conductivité hydraulique ou perméabilité de l'aquifère (*hydraulic Conductivity of the aquifer*).

Un système de classement numérique est utilisé pour estimer le potentiel de pollution de l'eau souterraine au sein d'un système aquifère. On y distingue les poids, les intervalles et les cotes.

▪ *Pondération*

Chaque facteur DRASTIC a été évalué par un poids qui détermine son importance relative par rapport aux autres facteurs. Les poids vont de 1 à 5 ; un poids relatif de 5 a été attribué aux

facteurs les plus significatifs (Profondeur à la nappe d'eau et Impact de la zone vadose) alors que ceux qui le sont moins prennent des poids relatifs de 1. Ces poids constituent des constantes qui ne peuvent pas être modifiés (Aller *et al.*, 1987).

▪ **Intervalles et cotes**

Chaque paramètre DRASTIC a été divisé en intervalles (ou en types significatifs) qui indiquent le degré de difficulté (ou de facilité) que va rencontrer un agent contaminant lors de sa percolation depuis la surface du sol vers l'aquifère et à l'intérieur de celui-ci. Chaque intervalle reçoit une cotation, comprise entre 1 et 10, qui expriment son importance relative par rapport à un autre. Par conséquent, la variabilité de la cotation pour ces paramètres permet à l'utilisateur de choisir la valeur typique ou d'ajuster la valeur de l'intervalle en se basant sur une connaissance détaillée du secteur étudié. Cette méthodologie permet à l'utilisateur de déterminer une valeur numérique pour chaque système hydrogéologique en employant un modèle additif.

b- Définition des paramètres

i. Profondeur à la nappe d'eau

C'est l'un des plus importants paramètres puisqu'il représente la distance entre la surface du sol et la nappe phréatique, Elle détermine la profondeur du matériau du sol qu'un contaminant doit traverser avant d'atteindre l'aquifère ou aussi l'épaisseur de la zone vadose. En général, la capacité d'atténuation augmente avec la profondeur de l'eau. Ceci est dû au fait que plus la profondeur de l'eau est grande plus le temps de transit d'un polluant, depuis la surface du sol jusqu'à cette profondeur, sera long. Les deux paramètres, temps de transit et profondeur de l'eau, sont en adéquation avec une faible vulnérabilité dans ce cas.

L'existence des couches de faible perméabilité, confère à l'aquifère un comportement captif, limitera le transit du contaminant jusqu'à l'aquifère. Lorsqu'un aquifère est captif, la profondeur à la nappe d'eau devra être redéfinie comme étant la profondeur du toit de l'aquifère. Pour les aquifères semi-captifs, une décision devrait être prise de considérer l'aquifère comme captif ou libre selon le cas approprié.

ii. Infiltration efficace

La principale source de recharge des eaux souterraines est constituée par les précipitations qui s'infiltreront à travers la surface du sol et percolent le sol jusqu'à la nappe phréatique. L'infiltration efficace représente, alors, la quantité d'eau par unité de surface qui pénètre dans les couches souterraines et atteint le niveau d'eau. Cette eau rechargée est le principal véhicule de lixiviation et de transport des contaminants vers la nappe phréatique. De plus, elle détermine le volume d'eau disponible pour la dispersion et la dilution du contaminant que ce

soit dans la zone vadose ou saturée. Généralement, Plus la recharge est importante, plus les chances que les contaminants atteignent la nappe phréatique sont grandes qui augmentent la vulnérabilité des eaux souterraines.

iii. Nature du milieu aquifère

milieu aquifère se réfère aux roches meubles ou bien consolidée qui ont un comportement aquifère (tel qu'un sable, un gravier ou un calcaire fissuré) ..Ce milieu gouverne le cheminement et la longueur de la trajectoire d'un contaminant à travers les niveaux saturés en eau. En effet, la longueur de la trajectoire reste importante pour la détermination du temps disponible aux processus d'atténuation (adsorption, dispersion, dégradation des polluants, etc.) qui protègent la qualité des eaux souterraines. La nature du milieu aquifère influence également sur l'étendue de la surface effective de l'aquifère qui va entrer en contact avec le contaminant. Le cheminement que suivra le contaminant sera influencé par le type du milieu. Plus la taille des grains est grande et plus il y a de fractures ou d'ouvertures dans l'aquifère, plus la perméabilité, et donc la vulnérabilité de l'aquifère, est élevée.

iv. Nature du sol

le milieu du sol (texture et type) qui a un impact considérable sur le contrôle du mouvement vers une quantité suffisante d'eau dans le sol. et cela définit également la capacité d'un polluant à se déplacer verticalement dans la zone vadose (Lee, 2003).

Le sol correspond dans cette méthode approximativement, au premier mètre de dépôts à partir de la surface terrestre. Le sol a un impact considérable sur la quantité d'eau qui pourra s'infiltrer et donc sur le mouvement du contaminant. La présence de matériaux à texture fine, tels que les silts et les argiles, est susceptible de baisser la perméabilité relative du sol et restreindre la migration du contaminant. De plus, quand le sol est épais, les processus d'atténuation (comme la filtration, la biodégradation, l'adsorption et la volatilisation) peuvent être considérables. Le sol pourra donc être décrit suivant sa classification texturale et pourra être classé selon la vulnérabilité correspondante.

Tout type de sol présente une action épuratoire qui dépend d'un ensemble de mécanismes liés à ces propriétés physiques, chimiques, hydrodynamiques et biologiques. Cependant, selon DRASTIC, l'affinité d'un sol à retenir les polluants est contrôlée surtout par la texture, la surface spécifique des grains et la teneur en argile. Suivant ces caractères, il a été possible de distinguer trois types de classes en fonction de la prédominance relative des sables graveleux, argiles et limons.

v. Topographie

La topographie contrôle le parcours du polluant ou sa rétention sur la surface du sol.

Les sites pollués restent longtemps sur une zone dont la pente est faible. Les faibles pentes offrent au contaminant une grande opportunité d'être infiltré et elles sont associées aux degrés élevés de vulnérabilité. La topographie détermine le développement du sol et par conséquent, a un effet sur l'atténuation du contaminant.

vi. Impact de la zone vadose

La zone vadose se réfère à la zone non saturée ou saturée d'une manière discontinue au-dessus de la nappe phréatique. La nature de la zone vadose détermine les caractéristiques atténuateurs des matériaux surmontant le niveau d'eau. Elle contrôle aussi la longueur de la trajectoire ainsi que le cheminement et, donc, le temps disponible aux pouvoirs atténuateurs. Dans le cas des aquifères rocheux, le cheminement sera fortement influencé par la fracturation présente.

vii. Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est décrite comme étant l'aptitude des matériaux de l'aquifère à transmettre l'eau à travers lui. Elle contrôle la quantité d'eau qui va couler sous un certain gradient hydraulique ainsi que la quantité d'eau qui va pénétrer dans l'aquifère. La conductivité hydraulique est proportionnelle à la vulnérabilité.

c- Indice de vulnérabilité :

La vulnérabilité est évaluée par l'indice DRASTIC. Ce dernier est un indice numérique représentant la somme pondérée des sept cotes correspondant aux sept paramètres hydrogéologiques décrits ci-dessus. L'indice calculé représente une évaluation du niveau du risque de contamination d'une formation aquifère, ce risque augmente avec la valeur de l'indice.

$$INDICE_{drastique} = DR \cdot DW + RR \cdot RW + AR \cdot AW + SR \cdot SW + TR \cdot TW + IR \cdot IW + CR \cdot CW$$

Avec, R : poids du paramètre et W : cote du paramètre

L'indice DRASTIC minimum est de 23 tandis que le maximum est de 226. Toutefois, ces extrêmes théoriques sont très rares et les indices calculés sont plutôt dans la gamme 50 à 200. Trois classes de vulnérabilité ont été adoptées afin d'estimer la probabilité relative de contamination des ressources hydriques d'un aquifère (Salwa Saidi 2011). Ces classes sont représentées sur la carte de vulnérabilité par différentes couleurs.

d- Interaction entre les paramètres

Lors de l'application de DRASTIC il s'est avéré qu'une interaction certaine existe entre plusieurs paramètres. Par exemple, le paramètre « profondeur à la nappe » concerne l'épaisseur des matériaux qu'un polluant va rencontrer durant son ascendance jusqu'à la nappe; plus la zone vadose sera épaisse plus les effets de dégradation, de retardation et d'atténuation du polluant seront importants. Néanmoins, pour une même profondeur à la nappe, la texture et la structure des matériaux qui composent la zone vadose vont conditionner le temps de transit d'un polluant ; une texture argilo-sableuse ralentira la propagation du polluant alors qu'une texture graveleuse permettra un transit plus rapide. Si la vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines devrait être évaluée selon le temps de transit, le flux et la concentration associés à l'incidence d'un polluant introduit au site, ces facteurs seront pris en charge par les paramètres DRASTIC comme suit: les paramètres qui prennent en charge indirectement le temps de transit d'un polluant sont la profondeur à la nappe, la recharge efficace, la nature du sol, l'impact de la zone vadose et la perméabilité de l'aquifère. Le flux du polluant est pris en charge par la nature du milieu aquifère et par la conductivité hydraulique, alors que la concentration du polluant est considérée par tous les paramètres.

La profondeur à la nappe d'eau et l'impact de la zone vadose sont deux paramètres complémentaires parce que le premier affecte la quantité tandis que l'autre s'intéresse à la nature lithologique des matériaux que l'agent de pollution doit traverser. En fait, la recharge nette influe sur le transport, la dispersion et la dilution du contaminant et elle partage cette influence avec la profondeur à la nappe ainsi qu'avec l'impact de la zone vadose.

D'ailleurs, la pente du terrain et le type du sol son deux facteurs qui agissent sur la recharge en plus d'influencer la vulnérabilité de l'aquifère de différents modes ; d'une part, le sol exerce un rôle déterminant dans les processus d'atténuation et il contrôle le trajet, la direction et le temps disponible pour la pénétration du contaminant alors que, d'autre part, la topographie du terrain est liée certainement à l'épaisseur et le développement du sol ainsi qu'elle peut avoir des liens avec le gradient hydraulique.

La tranche supérieure de la zone vadose influe sur le type du sol et ces deux facteurs sont responsables des processus d'atténuations biologiques. La conductivité hydraulique conjointement avec la pente topographique déterminent la vitesse et la direction du mouvement et elles sont affectées par la taille des grains, la stratification et la fracturation. Ainsi, tous les facteurs pris en considération par DRASTIC peuvent être jugés comme étant des variables dépendantes et inter-agissantes.

e- Application de la méthode DRASTIC à l'aquifère Tebessa-Morsott:

i. Carte de la profondeur à la nappe d'eau

Afin de réaliser la carte des profondeurs du plan d'eau, on a utilisé les données relatives au niveau statique de 84 points d'eau, pendant le mois de Mars 2019.

La carte des profondeurs du plan d'eau (figure 69) montre des valeurs qui oscillent entre 2 et 70 m, rencontrées surtout au voisinage des zones proches à Oued el kebir coté tebessa et oued ksoub cote Morsott, où les notes les plus élevées sont attribuées (9 et 10). En allant vers le Sud Est et le Nord Ouest, les notes les plus faibles sont attribuées (1 et 2) à cause d'un approfondissement de la nappe qui atteint les 70 m dans les zones montagneuses (DjabelEssen), On attribue le poids 5 à ce système de ponctuation afin d'être intégré dans le calcul de l'indice de vulnérabilité DRASTIC.

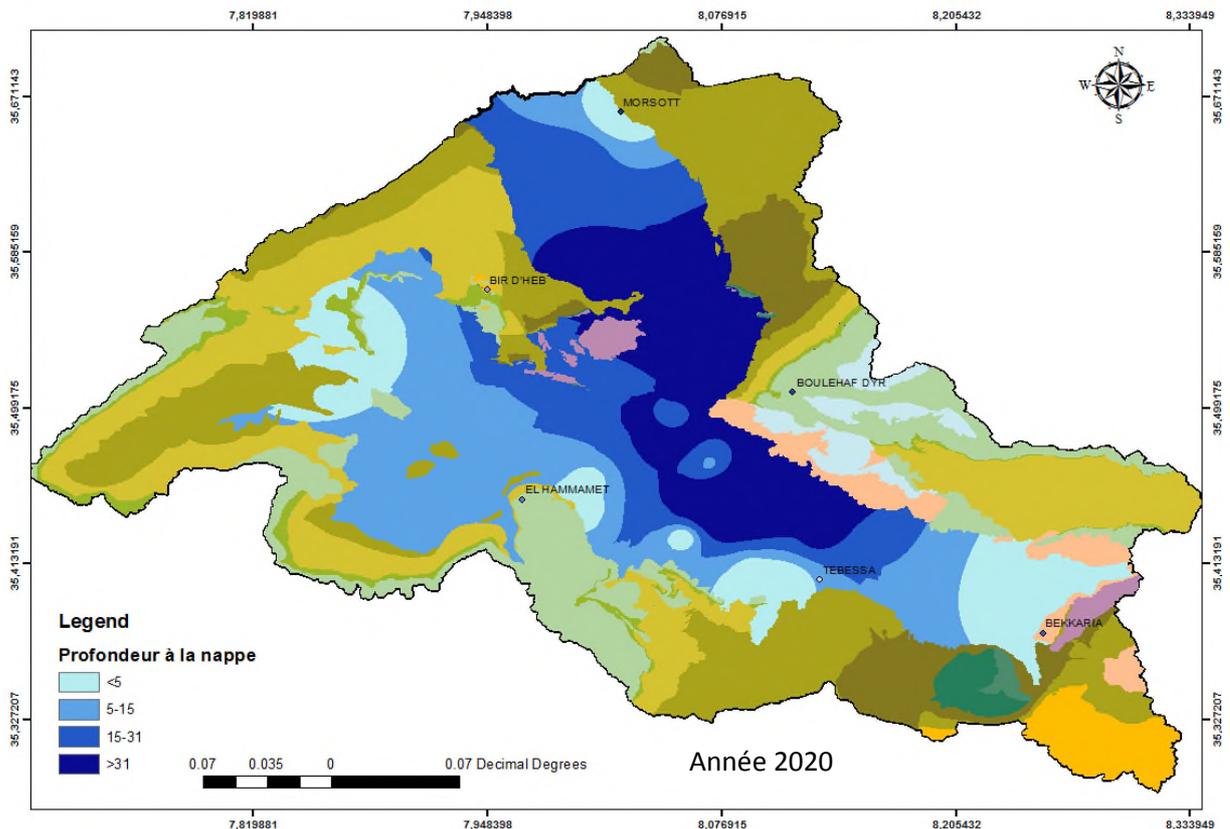


Figure 34: Profondeur de la nappe d'eau, dans la zone d'étude

iii. Nature du milieu aquifère

La carte des milieux aquifères a été établie à partir des cartes géologiques de Tebessa, Morsott, El hammamet, et Meskiana également avec l'intervention de diagraphies des forages.

La plus grande perméabilité de l'aquifère a une plus grande estimation de potentiel de pollution ainsi plus les eaux souterraines sont vulnérables à la contamination.

Les résultats ont révélé l'existence de trois sections de la couche aquifère, ces trois formations correspondent aux formations alluvionnaires, formations évaporitiques et des sables.

Du point de vue vulnérabilité, on constate que les zones délimitées dans la première classe sont moins vulnérables à la pollution que celles délimitées dans la seconde et la troisième ; la vulnérabilité relative à la zone vadose augmente avec la nature de la formation géologique qui la constitue et avec la diminution de la profondeur à la nappe d'eau. Ainsi, on constate que les zones les moins vulnérables occupent les aires marquées par une zone vadose, relativement, plus épaisse, elles occupent la partie majeure du bassin d'effondrement tebessa morsott. La seconde classe est observée au niveau des périphéries (DJ djebissa) à l'est et Dj Belkif au centre dont la présence des formations Triasiques. D'ailleurs, les zones les plus vulnérables occupent principalement, les formations alluvionnaire et sableuse.

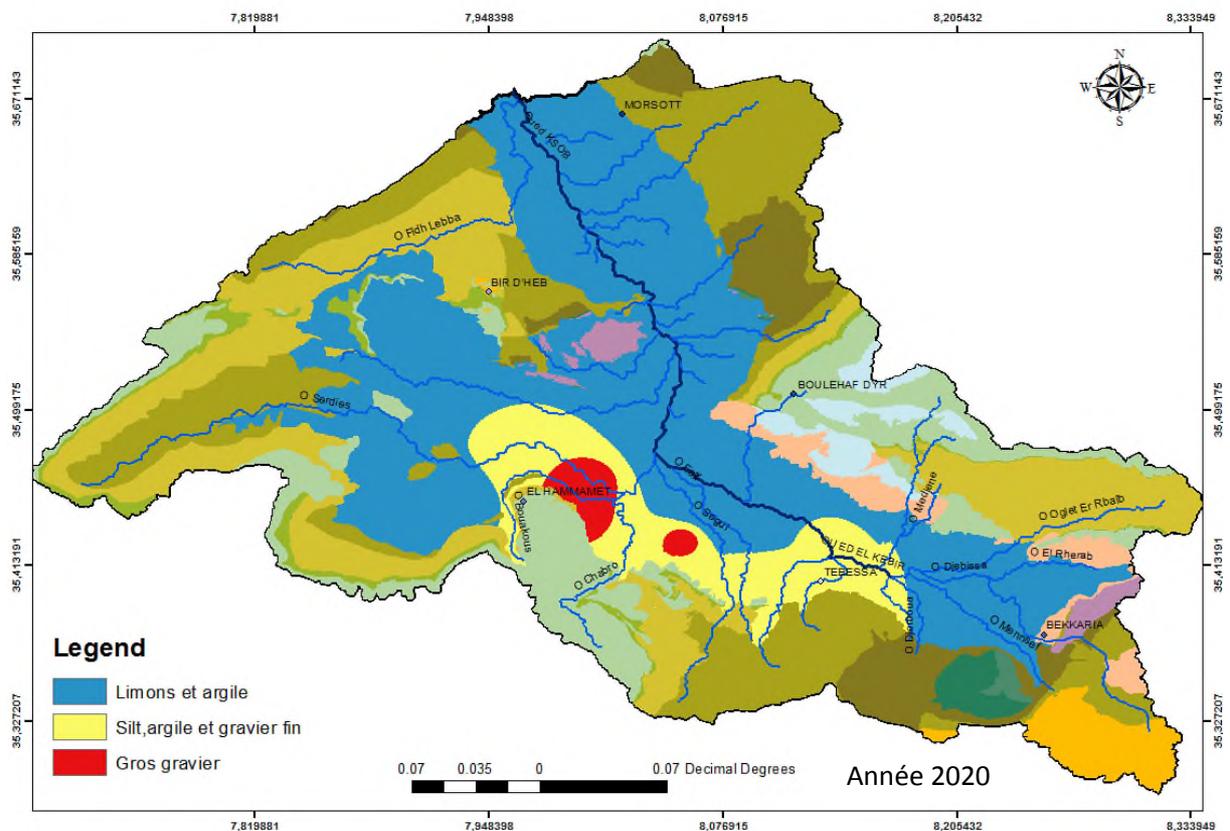


Figure 36: Carte de la nature de la zone saturée.

iv. Carte du type de sol

Le sol se trouve sur la partie supérieure de la couche insaturée. Il descend de la surface supérieure à environ 2 mètres plus bas; l'information sur le type de sol est souvent nécessaire en tant qu'intrant de base dans l'évaluation hydrologique. La cartographie du sol consiste généralement à délimiter les types de sols qui ont des caractéristiques identifiables. La délimitation est basée sur de nombreux facteurs tels que l'origine géomorphologique et les conditions sous lesquelles le sol s'est formé (Vieux 2004).

La carte des sols est classée en trois catégories de texture, à savoir le sable, la formation d'évaporation et la formation d'alluvions, que le taux le plus élevé représente sur la carte par le sable qui a une haute perméabilité et une grande vulnérabilité à la pollution. Formation qui consiste en un mélange d'alluvions caractérisé par une perméabilité moyenne à faible et une troisième partie qui est recouverte par un mélange de formation d'évaporation caractérisé par une perméabilité élevée et de bonnes caractéristiques hydrodynamiques.

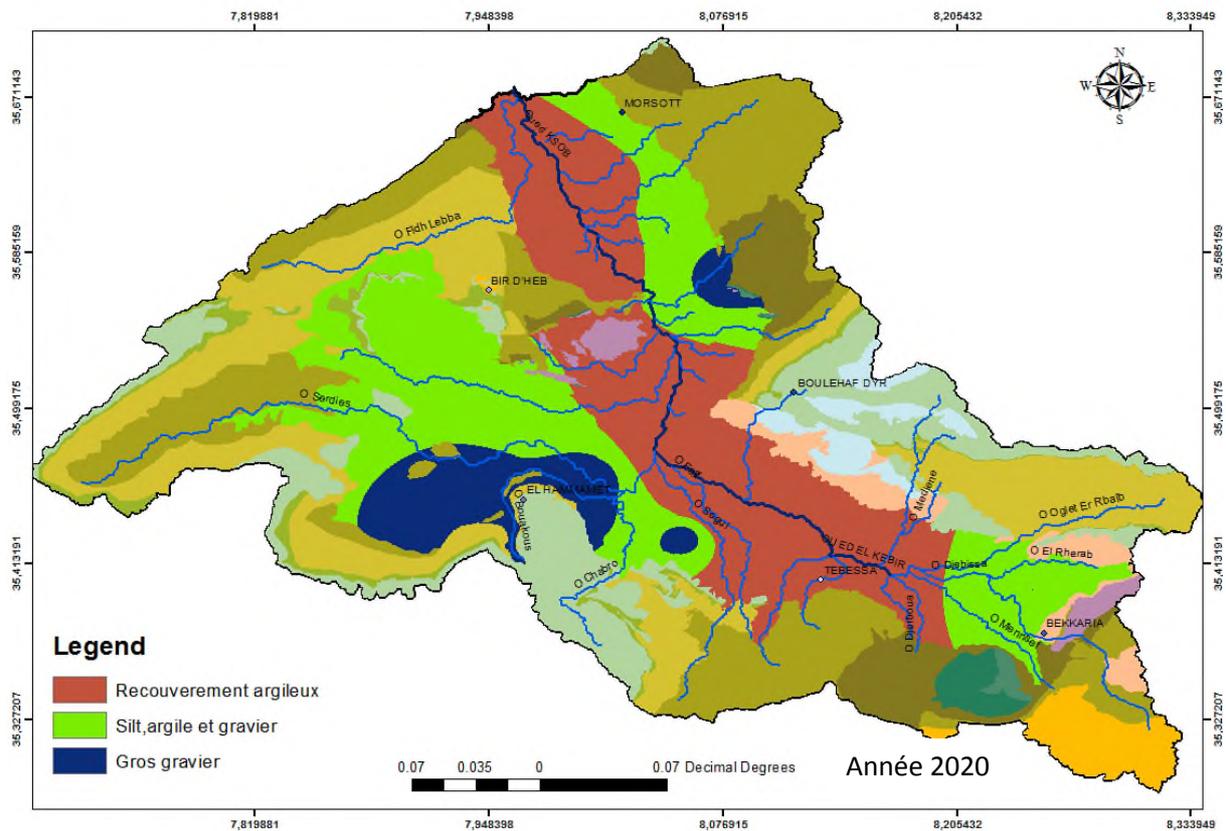


Figure 37: Carte de la nature du sol dans la zone d'étude

La couche topographique affiche une pente (0-41%), généralement, la pente dans la zone d'étude est faible représentée par la plaine, inversement la pente la plus élevée est située autour des montagnes. Un poids de 1 est adopté dans le calcul de l'indice de vulnérabilité DRASTIC.

vi. Carte de l'impact de la zone vadose

La zone vadose est le matériau insaturé au-dessus de la nappe phréatique. Elle contrôle le passage et l'atténuation des contaminants lessivés vers les aquifères (Sangam Shrestha, 2016), si elle se caractérise par une bonne perméabilité facilitant ainsi l'infiltration des eaux polluantes qui vont percoler vers la couche aquifère. Les informations sur ce paramètre obtenues sur la base des colonnes lithologiques des forages et des résultats des prospections géophysiques.

L'impact du paramètre de zone vadose est représenté par la même couche géologique, le sable, le gravier avec du limon et de l'argile d'âge Mio-plio-quadernaire couvrent toute la zone d'étude.

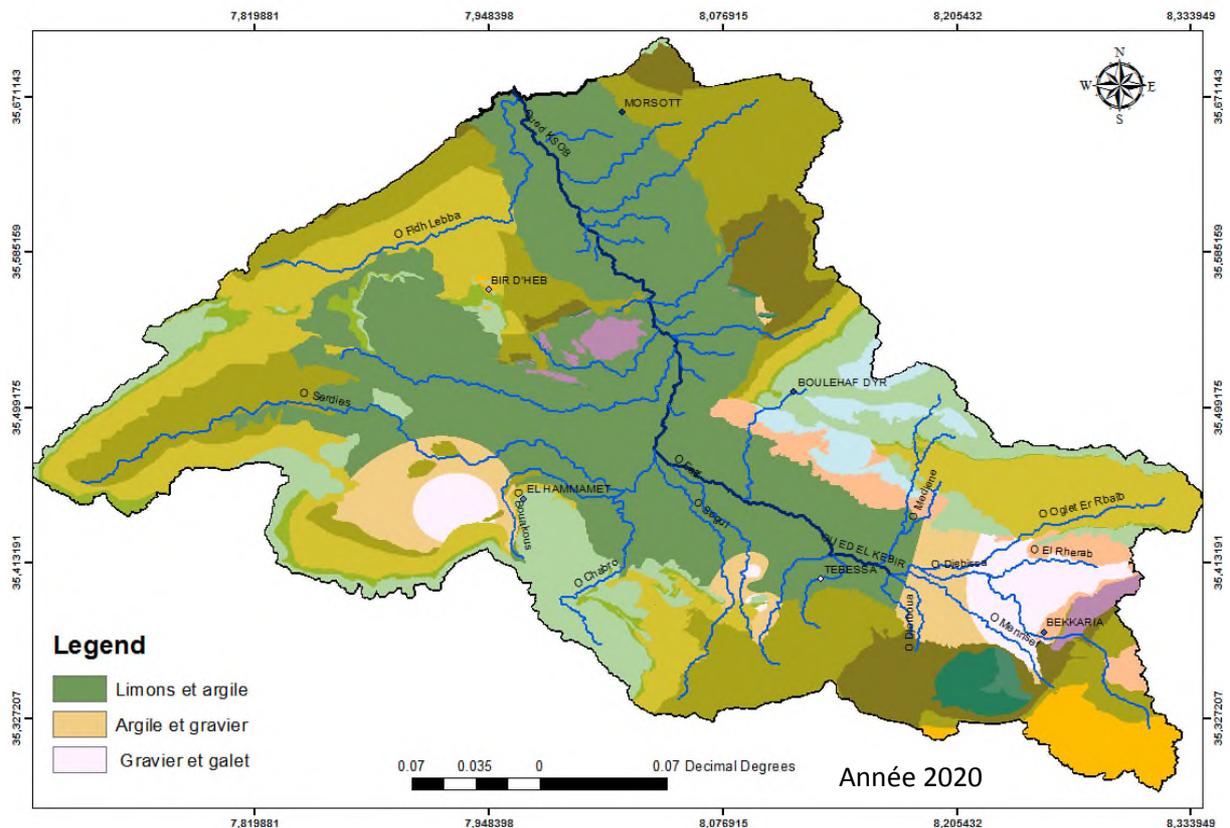


Figure 39: Carte d'impact de la zone non saturée

vii. Carte de la conductivité hydraulique

L'interprétation des valeurs de la conductivité hydraulique a été gênée d'une part par le manque des points et, d'autre part, par leur mal distribution. Pour ces raisons, la délimitation des aires était réalisée avec beaucoup d'attention pour minimiser les erreurs qui peuvent résulter de l'insuffisance des données.

La carte de la conductivité hydraulique a permis de dégager trois aires; l'aire la plus vulnérable étant très restreinte et elle se limite au cote Nord-Est, là où les valeurs égales à $3 \cdot 10^{-5}$ m/s et qui représente la texture sableuse. Par contre, les zones modérément vulnérables on leur constate aux alentours de DJ Boukhadra au Nord-Est ainsi la partie Nord.

La zone la moins vulnérable occupe le centre du fossé d'effondrement; la conductivité hydraulique dans cette classe descend au $5 \cdot 10^{-6}$ m/s et elle domine les trois classes.

Des notes de 4 à 10 et un poids de 3 seront attribués à ce paramètre.

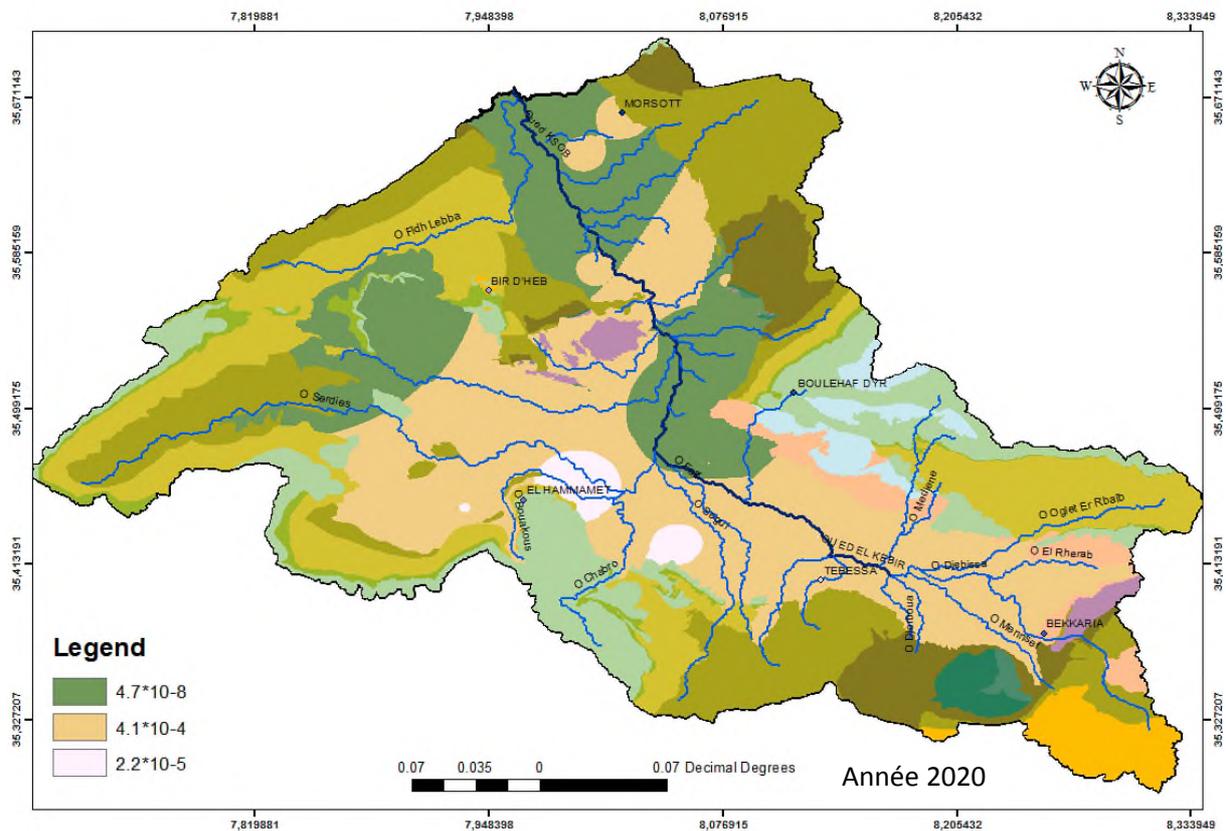


Figure 40: Carte de la conductivité hydraulique dans la zone d'étude

viii. Carte de vulnérabilité selon DRASTIC

La combinaison des sept cartes thématiques préconisées par la méthode DRASTIC nous a permis de dresser une carte de vulnérabilité intrinsèque de complexe aquifère de Tebessa-Morsott, qui met en évidence trois classes à différents degrés de vulnérabilité (figure 76) ; les zones à faible vulnérabilité occupent la majorité de la superficie de la plaine (56 %) et elles se limitent au centre du fossé d'effondrement. Les zones à vulnérabilité modérée occupent (34%) de la plaine, alors que les aires à vulnérabilité élevées (10 %) paraissent réduites à la zone Nord-Est surtout aux alentours des affleurements sableux.

La carte de vulnérabilité réalisée par la méthode DRASTIC illustre des classes qui ont été affectées par l'interaction des différents paramètres.

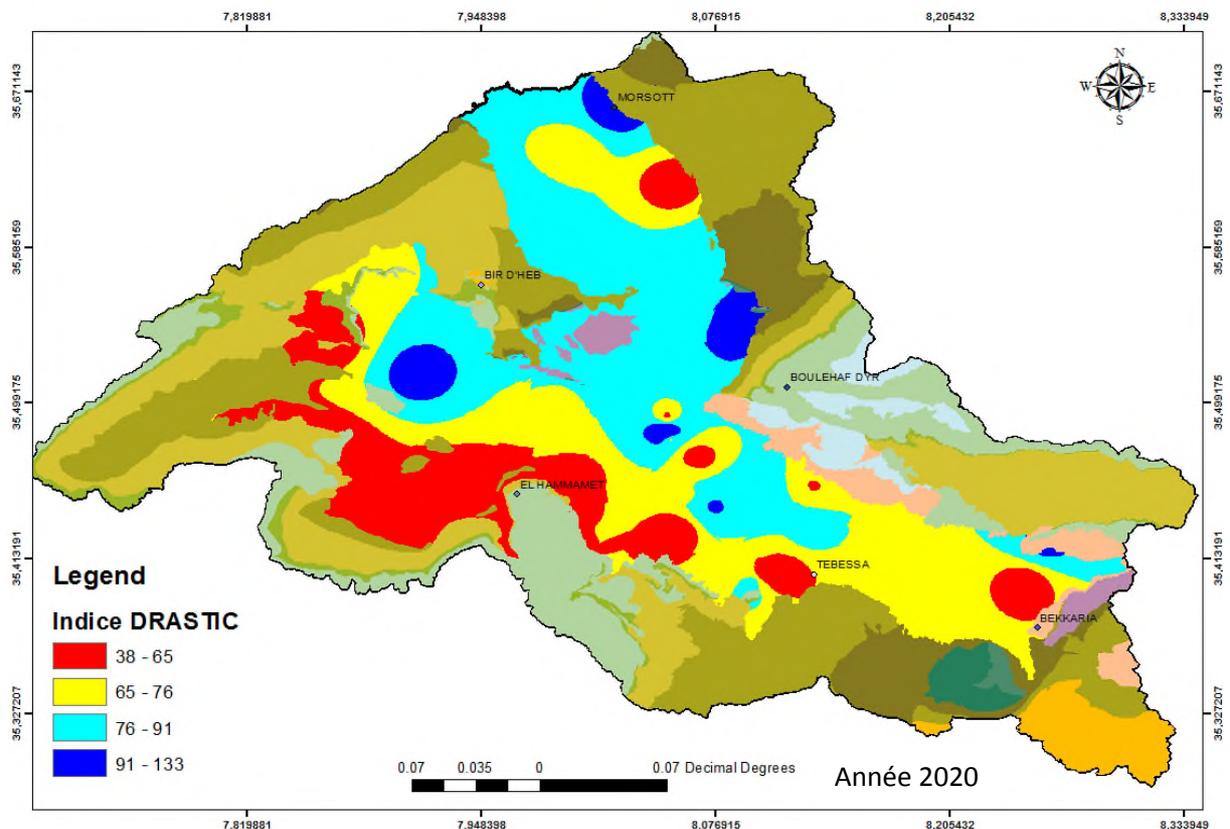


Figure 41: Carte finale selon la méthode DRASTIC (Mars 2020)

La carte de vulnérabilité réalisée par la méthode DRASTIC illustre des classes qui ont été affectées par l'interaction des différents paramètres. Néanmoins, on observe que quatre facteurs principaux sont responsables, plus que les autres, de la caractérisation de la vulnérabilité qui sont :

1. La lithologie de la zone vadose : lorsqu'elle est constituée par des matériaux sableux graveleux riches en limons argileux (à comportement faiblement perméable), on assiste à une limitation de la vitesse de propagation du contaminant à travers des zones non saturées. Cette vitesse diminue conjointement avec la vulnérabilité. Dans le cas contraire, on observe un zonage des classes de forte vulnérabilité.

2. La conductivité hydraulique (conjointement au gradient hydraulique) régule la vitesse et la direction du mouvement du contaminant ; elle est affectée, elle-même, par la taille des grains, la stratification des couches et les fracturations.

3. La lithologie des couches aquifères : la texture sablo-graveleuse formée par d'importants proportions d'argiles et limons contribue à la diminution de la propagation horizontale du contaminant à travers de la zone saturée en réduisant la vulnérabilité d'une manière sensible. Lorsque l'aquifère est constitué par des matériaux relativement moins perméable, alors les possibilités d'atténuation du contaminant s'élèvent en réduisant la vulnérabilité du système.

4. La profondeur à la nappe d'eau : dans le cas de la faible vulnérabilité la nappe d'eau se situe, généralement, à plus de 15 m de profondeur (en dépassant même les 50 m dans les zones de Dj essen et Dj dyr). Par contre, les zones les plus vulnérables sont marquées par une nappe très peu profonde. Plus la profondeur à la nappe est grande, plus le temps de transit du contaminant de la surface du sol jusqu'à la zone saturée sera important ; la capacité d'atténuation (qui évolue dans le sens contraire de la vulnérabilité) va augmenter par conséquence.

D'ailleurs, la topographie et le type de sol affectent la recharge et ils conditionnent la vulnérabilité de l'aquifère d'une manière notable. Le sol exerce un impact positif sur l'atténuation du polluant à travers l'adsorption, la filtration et la biodégradation. D'autant plus, l'épaisseur du sol ainsi que la pente topographique déterminent le trajet, la direction et le temps disponible à l'agent de contamination.

Ainsi, on conclut que les divers facteurs conçus par la méthode DRASTIC sont des variables interdépendantes et jointement reliées.

7- Conclusion :

Ce chapitre présente l'application de la méthode DRASTIC pour évaluer la vulnérabilité des eaux souterraines de l'aquifère de Tebessa-Morsott qui se situe dans une région semi-aride NE Algérien, avec une amélioration dans l'établissement des cartes thématiques par l'utilisation de SIG

L'application du modèle DRASTIC dans une région semi-aride fournit généralement une évaluation satisfaisante de la vulnérabilité intrinsèque des eaux souterraines à la pollution.

L'indice de vulnérabilité DRASTIC a été calculé et les valeurs ont permis de distinguer quatre classes à degrés de vulnérabilité différents. Ces classes peuvent être regroupées en deux zones formant respectivement 60.5% et 39.5% de la surface totale de la nappe:

La première zone de très faible à faible vulnérabilité s'étend sur 60.5% et occupe le centre de la nappe alluviale de Tebessa-Morsott, Elle est située dans les aires influencées par l'activité agricole (irrigation par pompage sur les puits domestiques) et les rejets urbains. A l'heure actuelle, il n'existe aucune mesure préventive dans cette zone.

La deuxième zone à moyenne et forte vulnérabilité couvre 39.5% et sont localisées aux bordures en particulier au niveau des zones urbaines de Tebessa ville, Hamamet, Morsott et Boulhefedyr. Dans cette zone est concentré un très grand nombre de forages de la Direction de l'Hydraulique d'où provient 70% de l'eau potable de Tebessa. Ici, presque tous les paramètres interviennent dans l'augmentation du degré de vulnérabilité de la nappe. Dans ce sens, cette zone, dès à présent doit être soumise un à contrôle rigoureux pour définir et réaliser les mesures de protection adéquates.

Les zones à risque de contamination moyen et fort par les pesticides représentent 65% de la surface la nappe et de 40% pour les autres polluants de surface. Donc, les eaux souterraines de la nappe alluviale de Tebessa-Morsott apparaissent plus exposées à la pollution par les pesticides que par les autres polluants. .

L'analyse de sensibilité a montré que le paramètre de l'impact de la zone vadose est le plus efficace dans l'évaluation de la vulnérabilité.

Afin de réduire la subjectivité de la carte de vulnérabilité, une nouvelle carte de répartition des nitrates a été produite sur la carte de vulnérabilité; cette carte a révélé que les concentrations maximales de nitrate correspondaient à certaines des valeurs de vulnérabilité DRASTIC les plus élevées.

CHAPITRE VIII :
APPLICATION DES
METHODES
D'IMAGERIE
ELECTRIQUE

INTRODUCTION :

Les méthodes de résistivité électrique (RE) et de polarisation provoquée (PP) ont une longue histoire, principalement dans l'exploration des ressources. Plus récemment, les progrès des techniques, et l'intérêt croissant pour la dépendance des propriétés géoélectriques à l'égard de plusieurs propriétés hydrologiques, ont conduit à un large éventail d'applications hydrogéophysiques. Par exemple, la RE est fortement lié à la porosité, la saturation et la conductivité de l'eau interstitielle. En comparaison, les méthodes de PP, qui sont effectivement une extension des méthodes de RE sont plus étroitement liées aux caractéristiques électriques de la surface des grains, par opposition à l'espace des pores et l'espace interstitiel.

Les méthodes de résistivité électriques RE ont été utilisées pour caractériser la structure géologique (Rayner et al,2007 ; Hirsch et al,2008 ; Chambers et al,2014), et pour imager les processus hydrologiques (Ward et al,2010 ; Uhlemann et al,2016 ; Mary et al, 2019). Les méthodes de polarisation provoquée (PP) ont été utilisées pour caractériser structure géologique (Slater et al, 2010 ; Mwakanyamale, 2012), l'imagerie des processus microbiens (Saneiyan et al.) et la gestion des ressources naturelles.(Saneiyan et al., 2018), et caractériser la conductivité hydraulique à la fois sur le terrain (Hördt et al., 2007 ; Benoit et al., 2018) et en laboratoire (Slater et al., 2007).

Au départ, les méthodes résistivité électriques RE étaient axées sur la détermination qualitative de la variation latérale et verticale des propriétés électriques, les premiers travaux hydrogéophysiques comprenaient (Zhody et Jackson 1969) qui ont utilisé des méthodes de sondage pour rechercher des eaux souterraines profondes.

Cependant, les premières utilisations quantitatives des méthodes de sondage ont également inclus des courbes de sondage pour produire des modèles 1D de la résistivité électrique ou le développement de relations empiriques en combinant les méthodes de RE et hydrogéologiques (Sir Niwas et Singhal, 1985). De plus, les techniques de sondage sont encore largement utilisées.

aujourd'hui, en particulier dans les pays en développement ou lorsque la cible d'intérêt est profonde (Chandra et al., 2012 ; Ekwe et al., 2012 ; Khalil, 2010). Les méthodes de profilage sont également utilisées, en particulier dans les études archéologiques (Gaffney, 2008) et dans les levés hydrographiques (Ball et al.2006) pour révéler les variations latérales de la résistivité.

Le développement des dispositifs multi-électrodes et multi-canaux à permet la collecte simultanée de données de sondage et de profilage automatisée de la RE et la PP.

Ceci, couplé à des algorithmes d'inversion robustes, est tel que la majorité des applications peuvent aujourd'hui être qualifiées de géoélectrique.

Les méthodes d'inversion sont utilisées pour modéliser de manière itérative une distribution de propriétés géoélectriques sous la surface qui correspond à la RE et à la PP observés.

Dans la majorité des cas, des électrodes placées en surface sont utilisées pour caractériser la distribution des propriétés géoélectriques dans la subsurface. Le modèle obtenu des propriétés géoélectriques dépend de la sensibilité spatiale des mesures, des erreurs de modèle et, bien sûr des propriétés électriques du sous-sol.

En utilisant différentes géométries d'électrodes et en tenant compte des erreurs de modèle et de mesure, la résolution de l'image peut être améliorée. Les trois dernières décennies ont vu un certain nombre d'améliorations significatives, de sorte que l'application de l'imagerie 2D, 3D et timelapse est de plus en plus courante ; Par conséquent, les méthodes géoélectriques sont un outil fondamental pour les hydrogéophysiciens. Dans ce chapitre, une vue d'ensemble des principes de base de la RE et de la PP est présentée, y compris l'acquisition de données et la modélisation inverse, le traitement et la modélisation des erreurs des données, la génération de maillages.

I. Méthodes géophysiques.

L'objectif de cette section est de présenter certaines des techniques géophysiques les plus couramment utilisées pour les études hydrogéologiques, notamment : la tomographie de résistivité électrique (ERT), la polarisation provoquée (PP), l'induction électromagnétique (EMI), le potentiel propre (PPr), le radar de pénétration du sol (GPR) et la cartographie de l'eau. Radar à pénétration de sol (GPR), sismique, résonance magnétique nucléaire de surface (SNMR), gravité, magnétiques, et les techniques de diaggraphie des puits de forage.

I.1 Méthode de résistivité électrique

Pour l'étude des eaux souterraines, les méthodes de résistivité électrique ont peut-être été plus fréquemment utilisées que toute autre méthode géophysique. La résistivité est une mesure de la capacité à résister à l'écoulement du courant électrique à travers les matériaux; elle est l'inverse de la conductivité électrique et est une propriété intrinsèque du matériau.

Dans les méthodes de résistivité électrique, un courant généralement de basse fréquence (<1 Hz) est injecté dans le sol entre deux électrodes de courant, tandis qu'une ou plusieurs paires d'électrodes de potentiel sont utilisées pour mesurer les différences de potentiel électrique. Aux basses fréquences mesurées, la perte d'énergie par conduction ionique et électronique

domine. La conduction ionique résulte de l'électrolyte remplissant l'espace interconnecté des pores (Archie, 1942) ainsi que de la conduction de surface via la formation d'une double couche électrique à l'interface grain-fluide (Glover, 1997 ; Revil et Glover, 1998). La conduction électronique résultant de la formation de voies conductrices continues par les minéraux métalliques n'est généralement pas importante pour la plupart des applications environnementales.

La distribution du courant peut être visualisée par des surfaces équipotentielles, avec des lignes de flux de courant perpendiculaires à ces surfaces. La fraction du flux de courant total qui pénètre à une profondeur particulière est une fonction de l'espacement et de l'emplacement des électrodes de courant, de la distribution de la résistivité électrique des matériaux souterrains et de la topographie. La plupart des études de résistivité utilisent une approche de mesure à quatre électrodes. Pour obtenir une valeur de résistivité du sous-sol, deux électrodes de potentiel sont placées à une certaine distance des électrodes de courant, et la différence de potentiel ou de tension électrique est mesurée. Cette mesure, ainsi que le courant injecté et le facteur géométrique qui est fonction de la configuration et de l'espacement particuliers des électrodes, peut être utilisée pour calculer la résistivité pour des conditions de sous-sol uniformes selon la loi d'Ohm.

I-2 Méthodes traditionnelles de résistivité électrique :

Traditionnellement, les levés de RE étaient réalisés en mode profilage ou sondage. Les méthodes de profilage utilisent des séparations constantes entre les électrodes et permettent d'obtenir des informations sur la variabilité latérale de la résistivité électrique. À l'inverse, dans les études par sondage, le point central reste fixe et la séparation des électrodes est progressivement augmentée pour permettre une pénétration plus profonde du signal. Alors que les méthodes de profilage se sont concentrées sur la révélation des contrastes latéraux de la résistivité électrique apparente, les courbes de type ont été largement utilisées pour interpréter manuellement les données de sondage. Par la suite, les courbes types ont été remplacées par des techniques d'inversion 1D (Ghosh, 1971) où un modèle avant était utilisé pour générer des mesures théoriques basées sur un modèle 1D donné de résistivité électrique et où des algorithmes d'inversion étaient utilisés pour obtenir une distribution de la résistivité électrique qui explique le mieux les mesures observées.

L'une des principales limites des méthodes de sondage est l'hypothèse de l'absence de changements latéraux de la résistivité. Sont donc inexacts dans les zones présentant une hétérogénéité latérale significative. Afin de caractériser les changements latéraux en plus des

changements verticaux, des études de profilage et de sondage ont été menées afin de produire des pseudo-sections 2D. (Ward, 1990). En outre, bien que la modélisation quantitative ait été réalisée, elle nécessitait des ajustements manuels d'un modèle prévisionnel et était laborieuse, Ce type de travail était donc rare (Hohmann et al., 1982). Néanmoins, ces premières tentatives d'inversions obtenues à partir de mesures par sondage et des relevés visant à acquérir à la fois des méthodes de sondage et de méthodes de profilage ont été fondamentales pour le développement des méthodes RE et PP, et sont à la base des techniques modernes.

I.3 Méthodes modernes de résistivité électrique :

Les développements de l'équipement d'imagerie géoelectrique multi-électrodes ont considérablement amélioré le potentiel de révélation de la variabilité verticale et latérale des sols. Les systèmes multi-électrodes sont apparus sur le marché à la fin des années 1980 (Griffiths et al. 1990) et ont permis l'utilisation de différentes électrodes au sein d'un réseau pour mettre en évidence la variabilité verticale et latérale des propriétés électriques.

L'utilisation de différentes électrodes dans un réseau afin d'accéder à différentes zones de la subsurface en utilisant plusieurs configurations d'électrodes. Ainsi, la collecte simultanée de données de sondage et de profilage est essentiellement automatisée.

De plus, ces systèmes offrent des capacités multicanaux qui permettent des mesures de potentiel sur un certain nombre de paires d'électrodes simultanément afin de réduire de manière significative le temps d'acquisition.

En général, les réseaux comprenant différentes combinaisons, et séparations d'électrodes, des géométries présentées à la (figure 47) sont utilisées.

En plus des mesures standard, des travaux ont été menés pour l'optimisation des réseaux d'électrodes.

Ces efforts visent à automatiser le processus de recherche de l'ensemble optimal de configurations de réseaux d'électrodes.

Comme mentionné, les mesures RE et PP ne fournissent pas une mesure directe des propriétés géoélectriques de la subsurface. Afin de permettre une interprétation quantitative des mesures, des outils de modélisation appropriés sont nécessaires. Comme pour les méthodes de correspondance de courbes 1D utilisées pour les sondages électriques, des méthodes inverses peuvent être utilisées pour obtenir un modèle de propriétés géoélectriques qui décrit le mieux les données observées. La formulation du problème inverse nécessite que les mesures attendues pour une distribution géoélectrique donnée soient connues. Ceci est réalisé via le modèle avant. Pour la résistivité, Le potentiel en tout point de la surface peut alors être

déterminé à partir d'une distribution de résistivité donnée. Pour le cas d'une variation 2D et 3D de la résistivité, peut être exprimée en termes de tension et de résistivité en tant que variables complexes, permettant ainsi la modélisation de la résistivité complexe pour les enquêtes PP.

Étant donné la flexibilité géométrique de la méthode des éléments finis, elle est couramment utilisée dans l'inversion de l'ERT et de PP.

Pour ces méthodes, la subsurface est divisée en de nombreux éléments finis. En utilisant un maillage suffisamment fin et des conditions aux limites appropriées, on peut obtenir des solutions précises pour le potentiel sur des distributions complexes de propriétés géoélectriques peuvent être déterminées.

Alors que le modèle prévisionnel est utilisé pour calculer un ensemble de mesures théoriques pour une distribution des propriétés géoélectriques, le modèle inverse vise à fournir une distribution des propriétés géoélectriques à partir d'un ensemble de mesures théoriques.

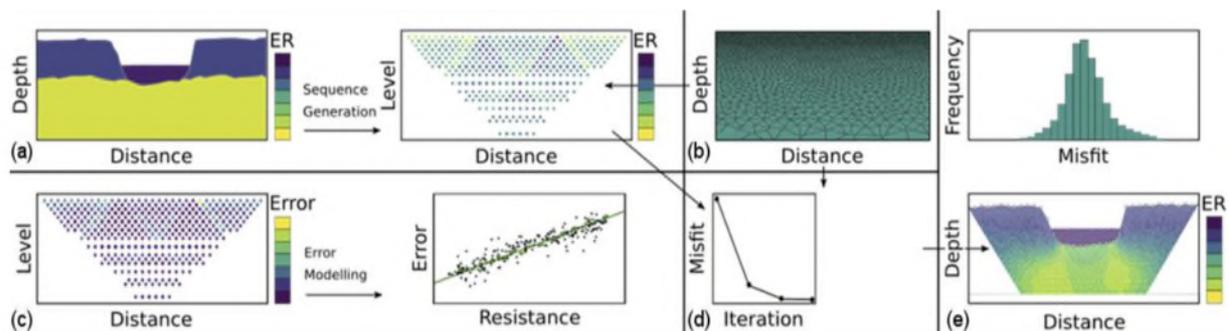


Fig 42 : Schéma montrant le flux de travail des fonctions R : (a) génération et corruption des données synthétiques, (b) génération du maillage, (c) filtrage et erreur.

En appliquant les méthodes inverses, les paramètres inconnus (par exemple, les résistivités) sont désignés pour les cellules d'un maillage. Ces cellules sont géométriquement définies comme des éléments finis ou des groupes d'éléments finis. La majorité des algorithmes d'inversion sont basés sur un ajustement par la méthode des moindres carrés entre les données et les paramètres du modèle.

II. Développements récents des applications géophysiques :

Depuis l'apparition de l'hydrogéophysique au cours des années 1990 (Binley, 2015), les techniques géophysiques ont évolué de leur usage exploratoire traditionnel vers la caractérisation des états hydrologiques et des processus dynamiques. De plus, ces dernières années, le domaine de la biogéophysique, qui vise à relier les processus biologiques et les modifications de la subsurface aux propriétés géophysiques, a émergé (Atekwana et Slater, 2009). Les applications biogéophysiques ont généralement consisté à caractériser les conditions réactives (Naudet et al., 2003 ; Sassen et al., 2012 ; Chen et al., 2013), à détecter les sous-produits biogéochimiques (Slater et Binley, 2006 ; Comas et al., 2007 ; 2014 ; Parsekian et al., 2011), détecter les changements de structure physique résultant de l'activité microbienne (par ex. de l'activité microbienne (Williams et al., 2005 ; Slater et al., 2008), ou la surveillance des interactions plantes-eau (Michot et al., 2008). l'eau (Michot et al., 2003 ; Shanahan et al., 2015).

Dans cette section, les développements dans :

- (1) la surveillance de la résistivité électrique,
- (2) la polarisation Provoquée,

II-1. Présentation de la tomographie de résistivité électrique :

La méthode de tomographie électrique « *Electrical Resistivity Tomography* » est une technique géophysique apparue à la fin des années 1980, dérivant de méthodes traditionnelles de résistivité utilisées pour identifier les terrains de subsurface. La tomographie électrique permet d'obtenir des images 2D, 3D et 4D de haute résolution du sous-sol ausculté (Dahlin 2001; Hammoum et al. 2015).

Les développements récents de techniques géophysiques électriques consistant les appareils automatisés afin d'assurer l'acquisition automatique de données (Dahlin 1993) et les différents algorithmes mathématiques d'inversion itératifs (EarthImager 2D, Res2Dinv, Res3Dinv, ZondRes2D, etc.), ont donné un essor considérable à la tomographie électrique (Loke and Barker 1996). Ce progrès admet que cette méthode se diversifier et se perfectionner.

La tomographie électrique permet d'obtenir un modèle de la résistivité du sous-sol, où la répartition de la résistivité varie horizontalement et verticalement le long du profil (2D) et parfois transversalement (3D) (Fig 43)

La résistivité électrique du sous-sol dépend de la teneur en eau de la roche, de la salinité de l'eau interstitielle et de la teneur en argile des roches (ex, les sédiments) (Zohdy et al. 1974;

Loke 2011). Le principe de la méthode repose essentiellement sur la mesure de différences de potentiel électrique associées au passage du courant électrique (Fig.44). L'objectif de la méthode est la caractérisation des propriétés électriques invariables du sol.

La loi d'Ohm permet de calculer la résistivité électrique dite « apparente ». Cette valeur résulte de la contribution de toutes les portions du milieu qui sont traversées par le courant émis en surface. Ainsi, la mesure représente une valeur qui intègre les résistivités sur un certain volume du sous-sol (3D).

La technique d'acquisition consiste à réaliser des profils en augmentant l'espacement entre les électrodes. L'espacement inter-électrodes définit le volume de sol exploré. Les mesures de terrain permettent ainsi d'obtenir une pseudo-section de la résistivité apparente du sous-sol (Edwards 1977).

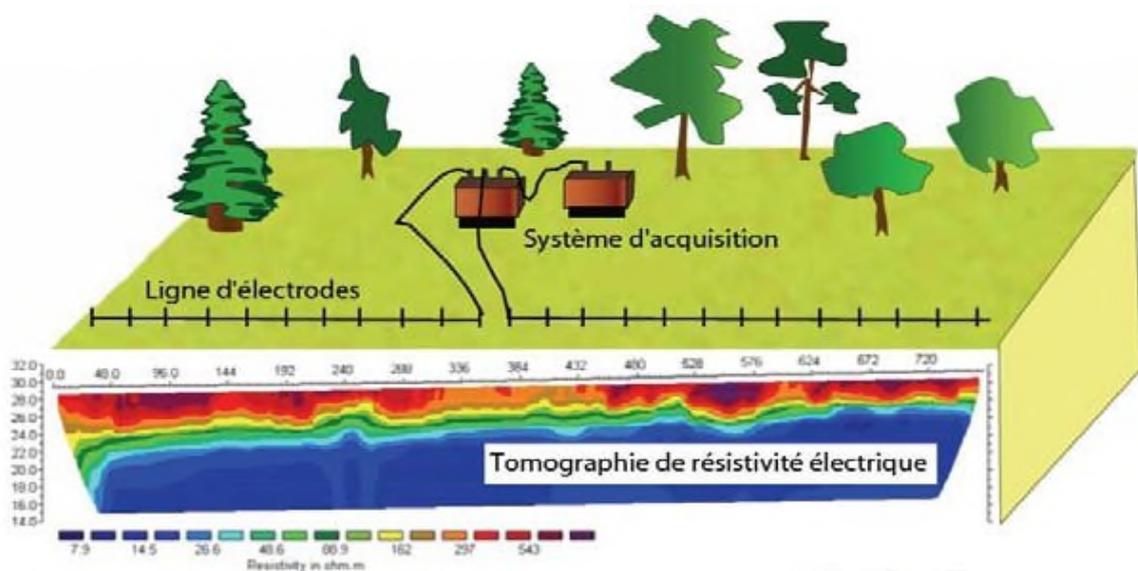


Fig 43 : Dispositif de mesure de tomographie électrique. L'image obtenue après l'inversion correspond à une tomographie électrique 2D (d'après Naudet(2004), modifié).

A. La tomographie de résistivité électrique 2D

Cette méthode dite non-destructive et non-invasive est apparue au cours des années 1980. Elle combine à la fois les avantages de deux méthodes, le sondage électrique vertical (SEV) et le profilage (Edwards 1977). Avec la méthode SEV, nous obtenons la variation verticale de la résistivité en 1D et avec le profilage, nous étudions les variations latérales (Fig.43). Cela, permet d'obtenir une image de la résistivité du sous-sol, en particulier dans les régions à géologie complexe (Griffiths and Barker 1993; Dahlin 1996; Loke and Barker 1996; Aizebeokhai 2010) caractérisée par des variations latérales qui rendent l'utilisation des SEV inadéquate (Loke 2011). Son développement a été possible grâce aux progrès réalisés en

termes de traitement informatique (algorithmes d'inversion rapides) et de matériel d'acquisition, . En pratique, l'opération d'acquisition se réalise grâce à une série d'électrode métallique que l'on plante dans le sol entre 10 et 20 cm, avec un espacement régulièrement constant entre elles le long d'un profil. L'ensemble des électrodes est ensuite connecté à l'appareil de mesure (résistivimètre) qui va réaliser des mesures pour différents dispositifs selon un protocole de mesure préétabli (Edwards 1977; Penz 2012).

L'équipement geoelectrique moderne à canaux multiples comprend maintenant des capacités de multiplexage et d'acquisition automatique et autonome par ordinateur, ce qui facilite grandement l'acquisition de données dans des délais acceptables et d'améliorer considérablement la qualité des données. Ce type d'imagerie de surface, communément appelé **tomographie par résistivité électrique ou (TRE)**, permet d'identifier les structures les plus profondes.

La technique de la TRE permet d'utiliser les électrodes (des dizaines ou des centaines) alternativement comme électrodes de courant et de potentiel pour obtenir des modèles de résistivité électrique bidimensionnels ou tridimensionnels (Günther et al., 2006),

la TRE consiste à faire varier la position et l'espacement d'un grand nombre de quadripôles afin d'obtenir des valeurs de résistivités apparentes correspondant à différentes positions et profondeurs.

Les données recueillies peuvent être présentées sous forme des panneaux de résistivité apparente ou de pseudo-sections (Hallob 1957) (Fig.44), sur lesquels les mesures sont reportées au milieu du dispositif d'acquisition. Cette méthode suppose les variations de la résistivité électrique non seulement verticales mais également latérales d'un milieu.

Les acquisitions se font généralement perpendiculairement à la dimension ne présentant pas de variation. Typiquement un levé de résistivité électrique 1D peut impliquer environ 10–20 lectures, tandis que une tomographie électrique 2D impliquer environ 100 –1000 mesures ou plus (Loke 2011). On peut également effectuer une tomographie électrique en forage (*Cross-hole resistivity tomography*) (Park et al. 2014).

En fait, lors de la TRE, il est limitatif de restreindre la séquence de mesure à un type de configuration donné, car les ensembles de données optimaux sont souvent constitués d'une combinaison de configurations traditionnelles et non traditionnelles. (Stummer et al., 2004 ; Wilkinson et al., 2006).

Avec le développement de systèmes d'acquisition avancés et automatisés, d'inversion robustes, et la capacité d'enregistrer des dizaines de milliers de mesures par heure, la TRE

s'avéré être un outil très efficace pour l'acquisition de données et la surveillance dynamique des processus à l'aide d'électrodes placées à la surface du sol ou dans les puits de forage.

Pour obtenir une image de résistivité électrique 2D du sous-sol, il est nécessaire que la couverture des mesures soit également 2D et uniforme. Prenons comme exemple le dispositif Wenner avec 19 électrodes. Dans ce dispositif (Fig.44), la distance entre deux électrodes est notée a , la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes **1, 2, 3** et **4**; les électrodes **1** et **4** serviront à l'injection du courant (conventionnellement nommées **A** et **B**), et les électrodes **2** et **3** à la mesure du potentiel (nommées **M** et **N**).

Le point de mesure est reporté à l'aplomb du centre de dispositif. Tout le dispositif va ensuite se déplacer d'une distance a (Marescot 2008; Loke 2011; Nouioua et al. 2013).

Les électrodes **2** et **5** serviront alors à l'injection du courant et les électrodes **3** et **4** pour la mesure du potentiel. L'opération se répète sur toute la ligne d'électrodes jusqu'aux électrodes **17, 18** et **19**. Le calcul de la résistivité apparente se fait automatiquement dans la boîte de commutation. On a donc pour le premier niveau d'acquisition 16 possibilités, c'est-à-dire $(19-3*a)$. Comme la caractéristique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, on va donc, pour le niveau suivant, prendre un écartement interélectrodes égal à $2*a$ (Fig.44).

La première mesure du 2^{ème} niveau impliquera donc les électrodes **1** et **7** pour l'injection du courant et **3** et **5** pour la mesure du potentiel. L'opération se répète à nouveau jusqu'à l'électrode **19**. On a donc pour le deuxième niveau d'acquisition 13 possibilités, c'est-à-dire $(19-3*2*a)$ et 10 possibilités pour le troisième niveau d'acquisition $(19-3*3*a)$. La profondeur d'investigation est réglée en faisant varier la distance entre les électrodes (Marescot 2008).

On effectue les mesures de chaque niveau d'acquisition avec $4*a$, $5*a$, etc...(Il y a 6 pour 19 électrodes pour Wenner (Fig.44) et 8 pour Wenner-Schlumberger). En effet, plus la distance inter-électrode augmente, plus le nombre de possibilités diminue (Loke 2011). Le nombre de mesure dépend du type de dispositif utilisé (Marescot 2008; Loke 2011).

de quadripôles afin d'obtenir des valeurs de résistivités apparentes correspondant à différentes positions et profondeurs. Les données recueillies peuvent être présentées sous forme des panneaux de résistivité apparente ou de pseudo-sections (Hallov 1957) (Fig.44), sur lesquels les mesures sont reportées au milieu du dispositif d'acquisition. Cette méthode suppose les variations de la résistivité électrique non seulement verticales mais également latérales d'un milieu. Les acquisitions se font généralement perpendiculairement à la dimension ne présentant pas de variation. Typiquement un levé de résistivité électrique 1D peut impliquer

environ 10–20 lectures, tandis que une tomographie électrique 2D impliquer environ 100 – 1000 mesures ou plus (Loke 2011). On peut également effectuer une tomographie électrique en forage (*Cross-hole resistivity tomography*) (Park et al. 2014).

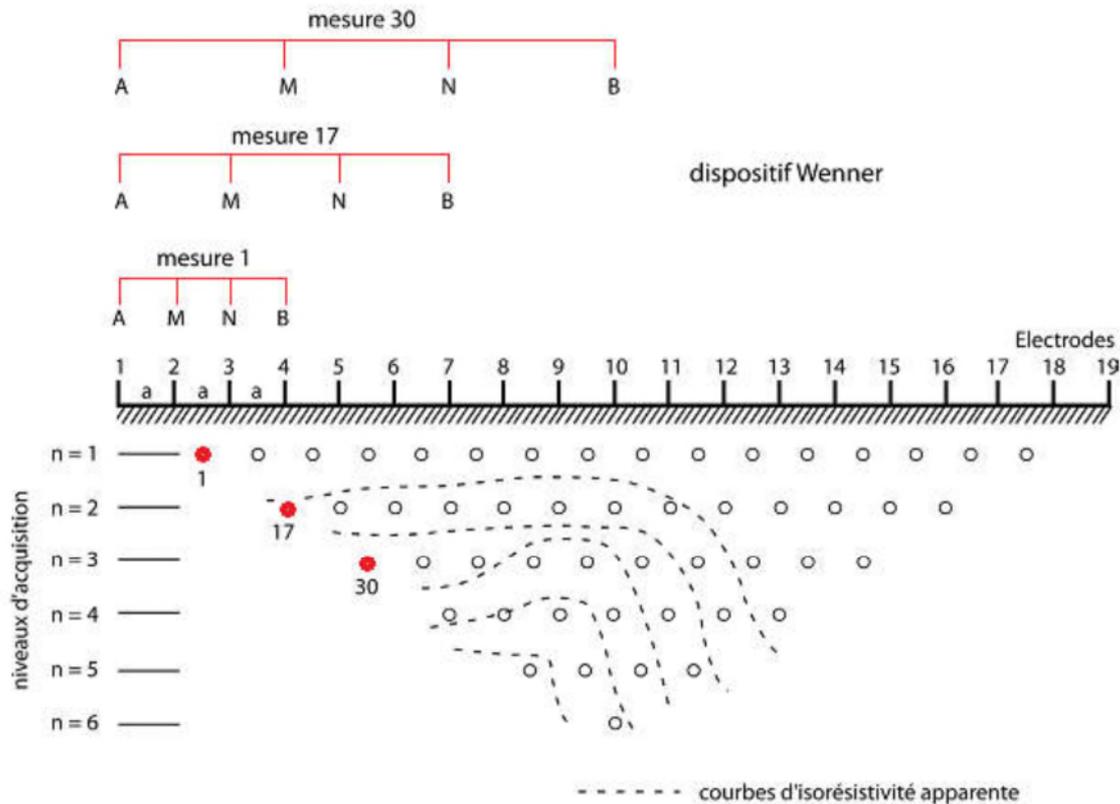


Fig.44 :. Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour ledispositif Wenner (D'après Marescot 2004, modifié).

Cette méthode de tomographie de résistivité électrique consiste à faire circuler dans le sol un courant électrique continu d'intensité " I " ou alternatif à très basse fréquence deux électrodes C_1 et C_2 et de mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes conventionnellement notées P_1 et P_2 (Fig.45).

La répartition des lignes de courant dans le sol se fait en volume (Fig.45), Si l'hémisphère est homogène et isotrope, le flux de courant sera radial et symétrique, et les lignes de courant sont perpendiculaires aux lignes d'équipotentiels (Fig.45). La densité de courant est plus forte près de la surface qu'en profondeur (Fig.45).

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 ρ_a peut être exprimée en fonction de la différence de potentiel et de l'intensité du courant (Ward, 1990):

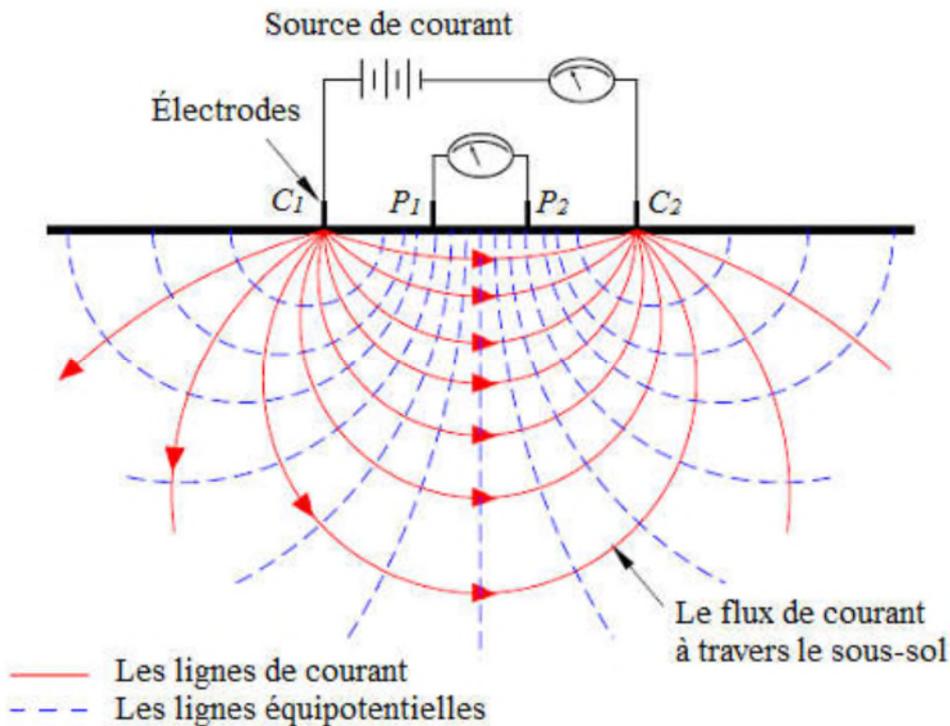


Fig.45 : Dispositif des électrodes pour la prospection électrique sur un terrain homogène (C_1 , C_2 , P_1 et P_2) (<http://en.openei.org>).

B.Principe et Mécanismes de la polarisation provoquée (PP) :

Le principe de la méthode PP consiste à polariser le sous-sol en y injectant un courant électrique d'intensité I à l'aide d'un couple d'électrodes. Le sol se charge ainsi électriquement comme un condensateur jusqu'à atteindre un équilibre. Le courant est ensuite coupé de façon instantanée imposant ainsi un déséquilibre électrique. Un faible potentiel résiduel transitoire associé à cet effet capacitif peut alors être mis en évidence lors de la remise à l'équilibre du système. L'injection du courant peut se faire sur une ou plusieurs fréquences. Les mesures de polarisation provoquée se font en domaine temporel ou fréquentiel.

Le phénomène de la polarisation provoquée PP ou la polarisation induite (en anglais, *Induced Polarization*) a été noté par Conrad Schlumberger en 1912 (Schlumberger 1920; Parasnis 1986). La PP est une technique relativement récente en géophysique, son utilisation a été introduite à la fin des années 1940. Elle a été principalement appliquée à la recherche des minerais métalliques disséminés, les minéraux argileux, l'exploration géothermale, en pollution : panaches contaminants (Leroux and Dahlin 2002; Shokri et al. 2016), la recherche des formations aquifères (les eaux souterraines) et en environnement (Dahlin et al. 2010). La

PP est mesurée à l'aide d'un appareillage, en utilisant un courant électrique sous forme de créneaux bipolaires séparés par des interruptions d'injection (Fig.46).

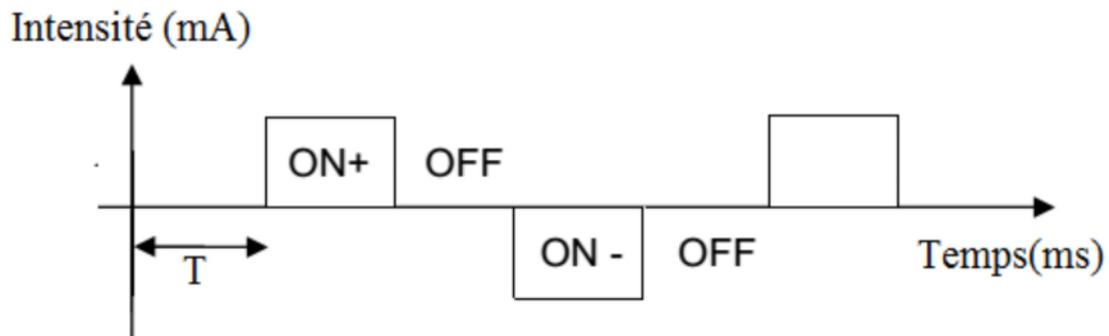


Fig.46 : Forme du courant.

Les méthodes de polarisation Provoquée (PP) mesurent les propriétés résistives et capacitatives des matériaux du sous-sol, les mesures de polarisation Provoquée peuvent être acquises en utilisant la même géométrie à quatre électrodes qui est conventionnellement utilisée pour les levés de résistivité électrique, bien que les levés PP utilisent généralement des électrodes non polarisantes. Les études peuvent être menées dans le domaine temporel et dans le domaine des fréquences.

Dans le domaine temporel, le courant est injecté et la décroissance de la tension dans le temps est mesurée. Les méthodes dans le domaine des fréquences mesurent l'amplitude de l'impédance et le déphasage de la tension par rapport à un courant injecté.

Polarisation Provoquée spectrale (SPP) mesurent la relaxation de la polarisation sur de nombreuses fréquences (généralement dans la plage de 0,1-1000 Hz).

La décroissance de la tension (dans le domaine temporel) et la réponse spectrale (dans le domaine fréquentiel) sont causées par la polarisation du courant alternatif.) est causée par la polarisation des ions dans la double couche électrique à l'interface minéral-fluide par l'accumulation de charges électriques au niveau des constriction de l'espace interstitiel (par exemple, les gorges interstitielles), et par la conduction dans le fluide interstitiel et le long des limites fluide-grain.

Les paramètres mesurés sont différents d'un domaine à l'autre (mais ils sont liés par les transformations de Fourier ou de Laplace). Généralement, les mesures sur le terrain sont majoritairement acquises dans le domaine temporel (e.g., [Florsch et al., 2012](#) ; [Gazoty et al., 2012](#)) car l'acquisition est plus rapide et facile à mettre en oeuvre, évitant en grande partie les problèmes de couplage. De plus, les instruments sont développés (une séquence d'acquisition est programmée) afin qu'un seul lancement de mesures permette d'obtenir deux pseudosections : une de la chargeabilité apparente et l'autre de la résistivité apparente. Au

contraire, en laboratoire, les mesures sont acquises dans le domaine fréquentiel où la résistivité complexe du milieu est mesurée sur une large gamme de fréquences (de quelques mHz à kHz). Le couplage électromagnétique en laboratoire est faible car les longueurs de câbles sont moindres.

De plus amples informations sur les méthodes de polarisation Provoquée sont fournies par (Binley et Kemna 2005) et (Leroy et Revil 2009), suggère qu'il existe également un lien entre la polarisation Provoquée et les phénomènes interfaciaux qu'elle offre également un potentiel important pour l'exploration de variabilités hydrogéologiques (Slater et Lesmes, 2002), ainsi que les processus biogéochimiques complexes associés à l'assainissement des contaminants complexes (Williams et coll., 2005, 2009 ; Slater et coll. al., 2007).

nombreux instruments géophysique modernes sont capables de mesurer à la fois Résistivité et polarisation Provoquée. Bien que la TRE soit plus robuste en ce sens qu'elle présente des rapports signal/bruit plus élevés, le signal PP est plus étroitement lié aux caractéristiques géologiques et des relations pétrophysiques existent pour relier le signal PP à la surface,

la perméabilité et l'échange de cations (Vinegar et Waxman, 1984 ; Börner et Schön, 1991 ; Slater et al., 2007 ; Revil et al., 2012 ; Weller et Slater, 2015). Ces propriétés sont clairement pertinentes pour l'interface eau souterrain et eau de surface, (Slater et al., 2010 ; Mwakanyamale et al., 2012)

III- Les différents dispositifs de mesures

La configuration géométrique des électrodes est appelée dispositif. Chaque configuration d'électrode mesure la sensibilité, c'est-à-dire, de mesurer la distribution des résistivités dans le sous-sol. Dans la littérature, il existe une gamme de dispositifs ou montages (Aizebeokhai 2010) qui se différencient par l'écartement des électrodes et par la position respective des électrodes d'injection et de mesure, adaptés pour le sondage électrique vertical (SEV), le trainé et l'imagerie électrique.

Les dispositifs les plus couramment utilisés en tomographie électrique comprennent : Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipôle-dipôle, Pôle-pôle, Pôle-dipôle et Gradient (Aizebeokhai 2010; Loke 2015). Ces dispositifs sont basés sur l'arrangement et/ou la séparation des électrodes de courant et de potentiel. Il existe d'autres dispositifs de mesures mais ils sont en général moins répandus. La disposition des électrodes dans la tomographie électrique 2D est rectiligne.

Chaque dispositif possède ses propres caractéristiques (Dahlin and Zhou 2004; Bayrak and Şenel 2012), telle que la résolution horizontale et verticale, le nombre de points à

l'acquisition, la profondeur d'investigation et la sensibilité de mesure. Le choix de l'un ou de l'autre va dépendre de quelques facteurs importants comme : la géologie, la profondeur d'investigation suffisante, la résolution verticale et horizontale désirée et la faisabilité de terrain (Loke 2011, 2015).

Le type de dispositif peut aussi influencer l'image de résistivité finale (Seaton and Burbey 2002), car chaque dispositif présente une différente sensibilité au bruit et une différente qualité de résolution (Nguyen et al. 2005). La disposition des électrodes permet de déterminer la résistivité électrique du sous-sol à travers les électrodes d'injection de courant et les électrodes de mesure de potentiel. La figure ci-dessous (Fig.47) illustre les différentes combinaisons d'électrodes possibles utilisées en tomographie électrique. Pour les dispositifs Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle et gradient, l'opération d'acquisition est légèrement différente.

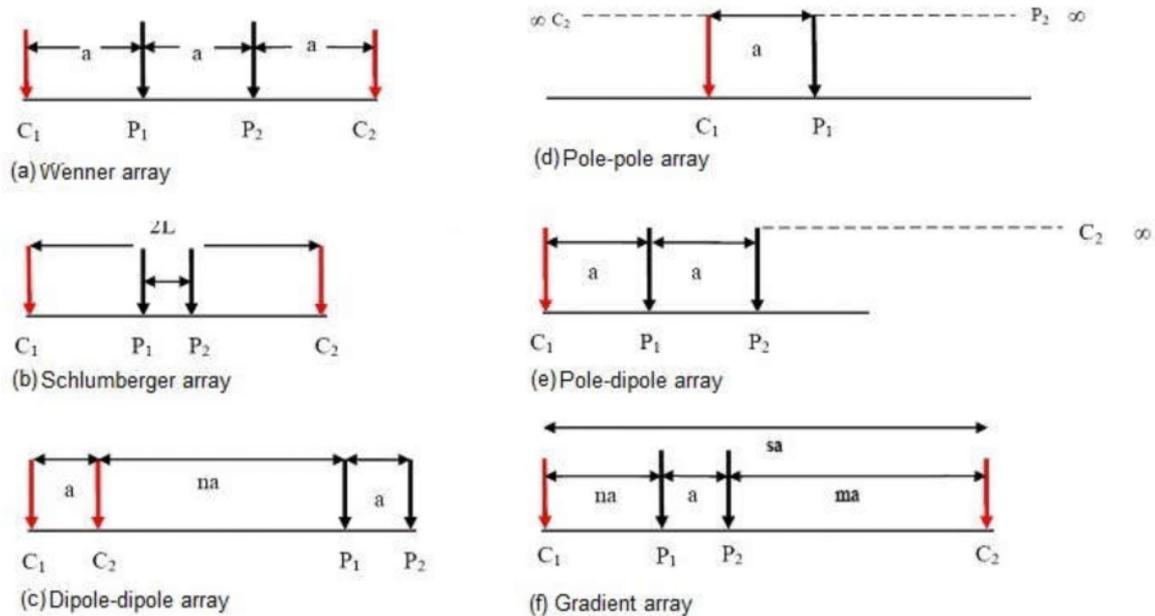


Fig.47 ;Arrangement des électrodes pour différents dispositifs (D'après Aizebeokhai 2010, modifié).

III.1 Le dispositif Wenner

Le dispositif Wenner est le plus largement utilisé en tomographie électrique, l'espacement inter-électrodes pour ce dispositif est constant sur toute la longueur du panneau électrique. Ce dispositif possède une bonne résolution verticale, il est recommandé pour détecter les structures horizontales telles que les milieux sédimentaires (Dahlin and Zhou 2004), mais il est déconseillé pour la détection des structures verticales (mauvaise résolution horizontale). Le dispositif Wenner a une profondeur d'investigation égale à la moitié du plus grand

écartement entre les électrodes. Cependant, le Wenner a une faible densité de points (couverture) par rapport à celui du Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger. Le facteur géométrique (k) de Wenner est de loin le plus petit par rapport aux autres dispositifs. L'équidistance entre les électrodes permet un bon rapport signal/bruit. Wenner est préféré pour les investigations dont les sites sont bruités (Dahlin and Zhou 2004), et moins sensible aux structures 3D (Dahlin and Loke 1997). On distingue trois différents types de configurations colinéaires possibles pour ce dispositif : Wenner Alpha (WA), Wenner Bêta (WB) et Wenner Gamma (WG).

Le Wenner Alpha (WA) (Fig.48.a) est relativement sensible aux changements verticaux qu'horizontaux de la résistivité sous la surface au-dessous du centre de dispositif. Cependant, il est moins sensible aux changements horizontaux de la résistivité sous la surface (Loke 2011). On voit sur la figure (Fig.48.a), que les contours des valeurs de sensibilité sont quasiment horizontaux à l'aplomb du centre du dispositif. La force du signal est inversement proportionnelle au facteur géométrique utilisé pour calculer la valeur de résistivité apparente (Ebraheem et al. 2014). Par ailleurs, le Wenner Alpha possède une force du signal la plus forte.

Le dispositif Wenner Bêta (Fig.48.b) est en fait un cas particulier du dispositif Dipôle dipôle où les espacements entre les électrodes sont identiques. Ainsi, ce dispositif sera discuté dans la section suivante dans la configuration Dipôle-dipôle. La configuration Wenner Gamma a une disposition relativement inhabituelle où les électrodes du courant et du potentiel sont intercalées. La section de sensibilité montre que les régions les plus profondes projetées par ce dispositif sont au-dessous des deux électrodes externes C_1 et P_2 (Fig.48.c), et pas au dessous de centre du dispositif.

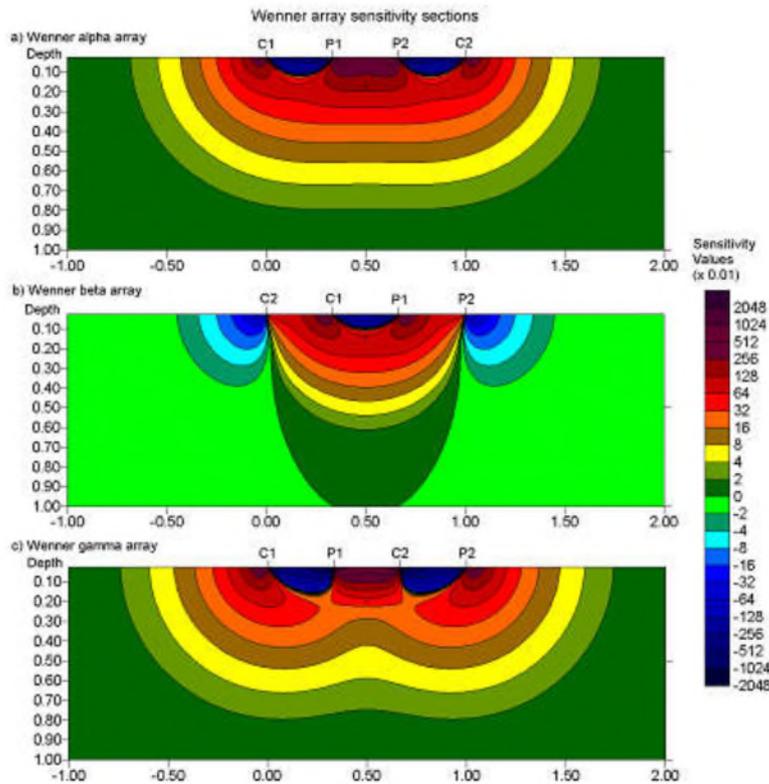


Fig.48 Les sections de sensibilité pour le dispositif Wenner. Les sections de sensibilité pour a) Wenner-Alpha, b) Wenner-Bêta et c) Wenner-Gamma (Loke 2011).

III.2 Le dispositif Wenner-Schlumberger

Ce dispositif est un hybride entre le Wenner et le Schlumberger (Pazdirek and Blaha 1996), (Fig.49) C'est une combinaison des dispositifs Wenner et Schlumberger, pour une disposition linéaire, et avec un espacement constant (utilisé dans la tomographie électrique 2D). Lors la mesure, il est moins sensible aux variations verticales et horizontales, le nombre de points d'acquisition est plus grand que pour le Wenner, mais inférieur à celui du Dipôle dipôle.

Ce qui implique un bon compromis entre ces derniers dispositifs. Il est recommandé à la fois pour la recherche des structures verticales et horizontales. La profondeur d'investigation de ce dispositif est, d'un point de vue plus grande d'environ 10 % qu'avec le Wenner.

La force de signal est approximativement inversement proportionnelle pour une valeur quadratique de n . Le facteur n pour W-S est le rapport de distance entre les électrodes (C1-P1 ou P2-C2) et les électrodes de potentiel (P1-P2). On note que le Wenner est un cas spécial

dans ce dispositif quand le facteur n est égal à 1. La force de signal est inférieure au Wenner, mais elle est supérieure au Dipôle-dipôle (Marescot 2004, 2008). Ce dispositif est très utilisé en hydrogéologie dans les milieux complexes (Dahlin and Zhou 2004). Le modèle de sensibilité de la configuration Wenner-Schlumberger montre que le facteur n a augmenté de 1 (configuration de Wenner) jusqu'à 6 (configuration classique de Schlumberger). Le contour de la sensibilité positive la plus élevée est au-dessous du centre du dispositif, qui devient bien concentré sous les électrodes de centre (P1-P2) pendant l'accroissement du facteur n . Avec un facteur de séparation égal à 6, la sensibilité positive élevée sous les électrodes (P1-P2) devient plus séparée à partir des valeurs élevées positives de sensibilité proches aux électrodes C1 et C2. Cela signifie que ce dispositif est modéré à deux structures horizontales pour un facteur n faible et verticales pour un facteur n élevé (Loke 2011).

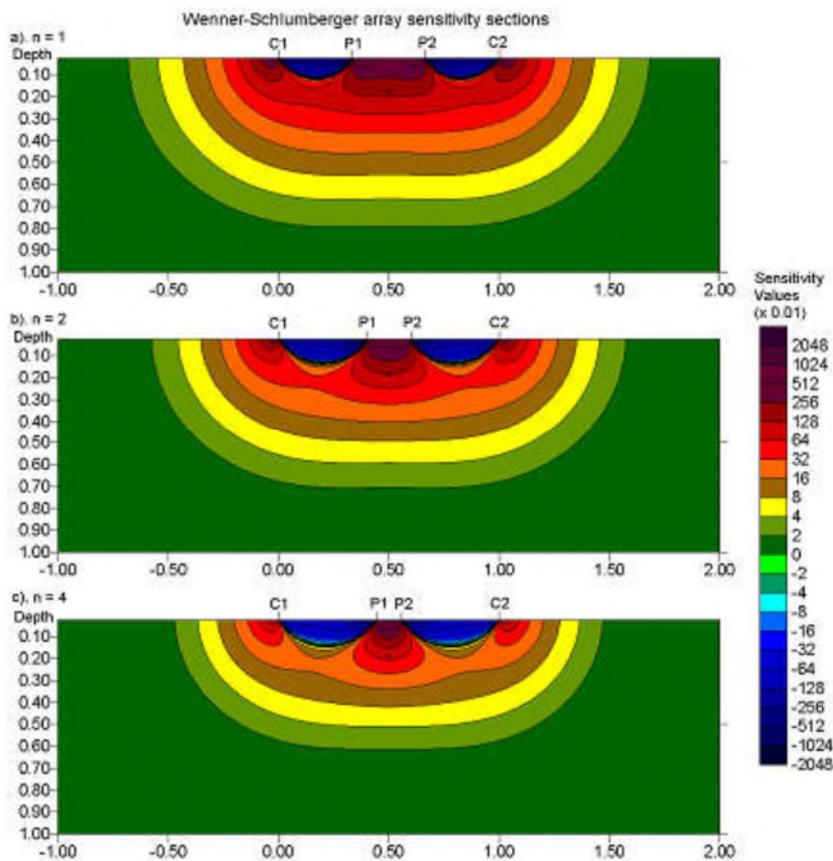


Fig.49 Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Wenner-Schlumberger avec **a)** $n = 1$, **b)** $n = 2$, **c)** $n = 4$ (Loke 2011).

La force du signal de ce dispositif est approximativement inversement proportionnelle au carré de la valeur n . La force du signal pour le Wenner-Schlumberger est plus faible que celle de Wenner, mais la force est plus haute que le Dipôle-dipôle et plus deux fois celui du Pôle-pôle (Loke 2011).

La figure suivante (Fig.50) représente la répartition des points de données en pseudo-section pour les dispositifs Wenner et Wenner-Schlumberger. On remarque que le W-S possède une couverture horizontale légèrement meilleure à celui que Wenner. Pour le dispositif Wenner chaque niveau d'acquisition des données plus profond perd trois points de données moins que le niveau d'acquisition précédent, alors pour le dispositif Wenner-Schlumberger, il y a une perte de deux points de données avec chaque niveau d'acquisition plus profond. La couverture horizontale des données pour W-S est légèrement large que le dispositif Wenner, mais elle est plus étroite que celle obtenue avec dispositif Dipôle-dipôle.

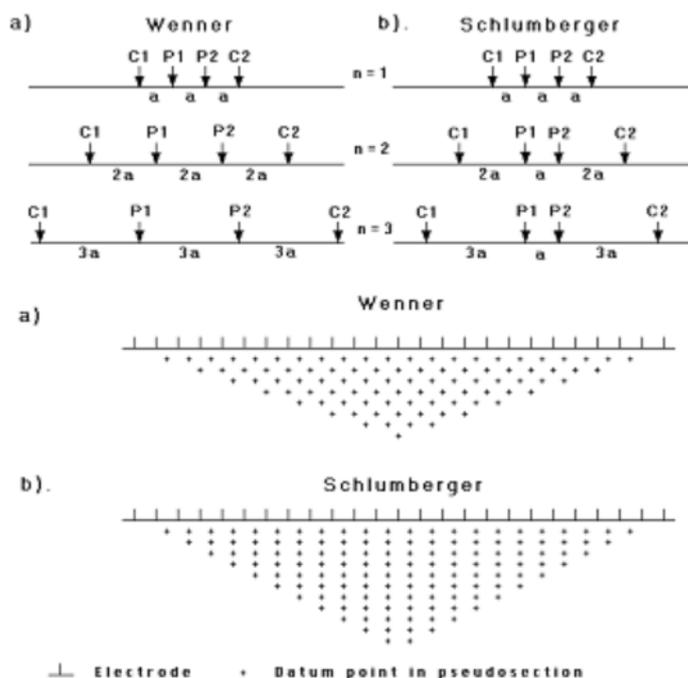


Fig.50 Comparaison entre les dispositifs Wenner et Wenner-Schlumberger, ainsi que les modèles de pseudo-sections (Loke 2011).

III.3 Le dispositif Dipôle-dipôle

Ce dispositif est largement utilisé en résistivité et en polarisation provoquée (PP), car il permet d'obtenir un très faible couplage électromagnétique (EM), entre les circuits de courant et de potentiel. Les deux dipôles sont séparés l'un de l'autre par une distance na (Fig.47c).

L'espacement entre les électrodes de courant C_1 - C_2 est donné par a , qui est identique commela distance entre les autres électrodes de potentiel P_1 - P_2 . Le facteur n c'est le rapport dedistance entre les électrodes C_1 - P_1 et les électrodes (C_2 - C_1 ou P_1 - P_2), ayant la longueur a . Ledispositif Dipôle-dipôle est très sensible aux variations horizontales de la résistivité, donc ilest recommandé surtout pour détecter des structures verticales (milieux fracturés) et lesstructures en 3D (Dahlin and Loke 1997; Dahlin and Zhou 2004). En général, la profondeur

d'investigation est légèrement inferieure au Wenner, prenons un exemple pour $n = 1$, la profondeur d'investigation est égale $0.416 \cdot a$ par rapport au Wenner est égale $0.512 \cdot a$.

Il dépend aussi des paramètres n et a , ce dispositif a une couverture d'acquisition plus grand que ces derniers dispositifs, en général le Dipôle-dipôle a une profondeur d'investigation presque égale à celle de Wenner lorsque la valeur de n est faible, c'est-à-dire, pour une valeurde $n = 1$, la profondeur d'investigation = $0.416 \cdot a$ par contre Wenner (alpha) = $0.512 \cdot a$, tandisque pour $n = 6$ la profondeur de l'enquête est 1,730 m. Le Dipôle-dipôle est fortement affectépar les inhomogénéités superficielles et les inhomogénéités latérales que les autres dispositifs.

L'inconvénient majeur de ce dispositif a une faible force de signal, avec l'augmentation de distance entre les électrodes (Aizebeokhai 2010). En effet le voltage est inversement proportionnel au cube de facteur n , l'utilisation de ce dispositif nécessite une bonne conditiond'acquisition, c'est-à-dire, des appareils sensibles et un bon couplage des électrodes avec lesol.

La section de sensibilité de ce dispositif pour des valeurs de (n) varie entre 1 et 6 (Fig.51).

Les plus grandes valeurs de sensibilité sont généralement localisées entre les électrodes (C_2 - C_1) et (P_1 - P_2). Ce dispositif est très sensible au changement de résistivité au-dessous des électrodes paires. Comme le facteur n augmente, les valeurs élevées de sensibilité deviennentde plus en plus concentrées sous les dipôles (C_2 - C_1) et (P_1 - P_2), tandis que les valeurs desensibilité sous le centre de dispositif sont diminuées. En outre, le modèle de sensibilitédevient presque vertical. Par conséquent, il est très sensible aux changements horizontaux dela résistivité mais il est aussi relativement sensible aux changements verticaux. Ainsi c'est unbon dispositif pour détecter les structures verticales et est très faible pour détecter lesstructures horizontales (Loke 2001; Dahlin and Zhou 2004).

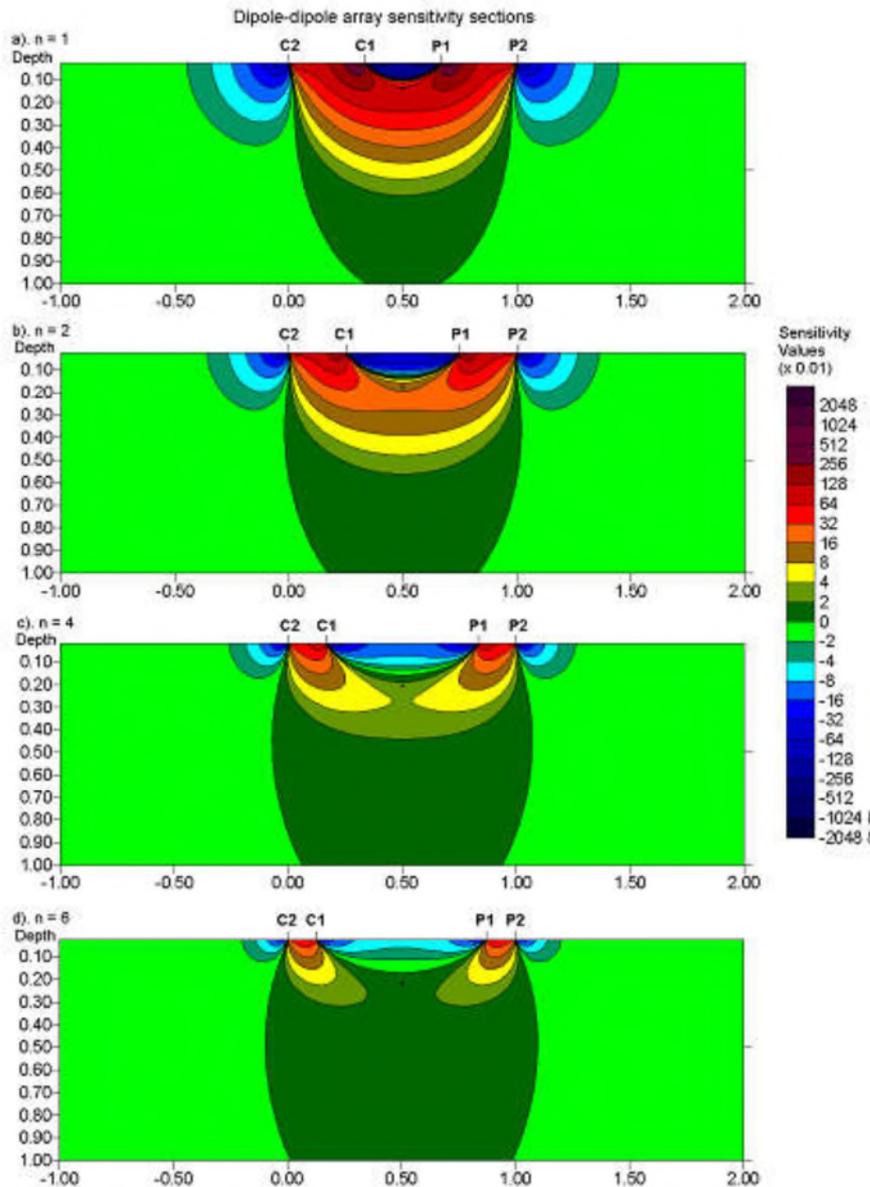


Fig.51 Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Dipôle-dipôle avec **a)** $n=1$, **b)** $n= 2$, **c)** $n=4$ et **d)** $n=6$ (Loke 2011).

III.4 Le dispositif Pôle-pôle

Ce dispositif n'est pas couramment utilisé par rapport aux Wenner, Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger en mode de tomographie électrique 2D. Il est fréquemment utilisé en tomographie 3D (Li and Oldenburg 1992). Ce dispositif possède la plus grande couverture horizontale, ainsi une profondeur d'investigation la plus grande (Loke 2000, 2015), mais il a une faible résolution (Dahlin and Loke 1997), le Pôle-pôle nécessite de mettre deux électrodes théoriquement à l'infini, il est aussi sensible au bruit et au courant tellurique. L'inconvénient du dispositif Pôle-pôle est la grande distance entre P1 et P2, qui peut dégrader

la qualité des mesures, mais il est très utilisé dans l'archéologie. Ainsi ce dispositif est principalement utilisé dans les enquêtes où les espacements relativement petits entre les électrodes (moins que quelques mètres) sont utilisés (Li and Oldenburg 1992).

Cette configuration possède une couverture horizontale la plus grande et aussi la plus profonde d'investigation. Cependant, elle a la résolution la plus faible, qui est reflétée par l'espacement comparativement grand entre les contours de la fonction de sensibilité (Fig.52).

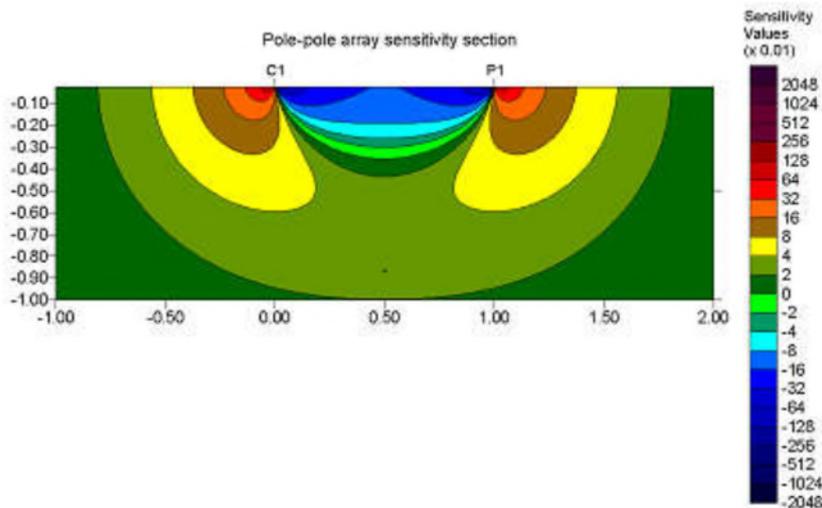


Fig.52 La section de sensibilité 2D pour le dispositif Pôle-pôle (Loke 2011).

III.5 Le dispositif Pôle-dipôle

Le dispositif Pôle-dipôle est un dispositif asymétrique (Fig.47.e), une structure symétrique apparaîtra donc sous la forme d'une anomalie de résistivité apparente asymétrique sur la pseudosection, pouvant créer des artefacts, donc pour éliminer l'effet de l'asymétrie les mesures sont effectuées avec une manière inverse des électrodes. La profondeur d'investigation est intermédiaire entre le Dipôle-dipôle et le Pôle-pôle. Le Pôle-dipôle a relativement une bonne couverture horizontale, donc il est adapté pour la détection des structures verticales en 3D (Dahlin and Zhou 2004), la force de signal plus grande que le Dipôle-dipôle, et moins sensible au bruit tellurique par rapport au Pôle-pôle, contrairement aux autres dispositifs, il nécessite de mettre une électrode à l'infini.

La section de sensibilité (Fig.53) montre qu'une zone de grande sensibilité se trouve sous le dipôle P1-P2, en particulier pour les grands facteurs n . Pour les valeurs n de 4 et plus, un contour positif sensible au-dessous du dipôle P1-P2 devient de plus en plus vertical. Ainsi, comme le dispositif Dipôle-dipôle, ce dispositif est probablement plus sensible aux structures verticales. En remarque également la zone qui contient des valeurs de sensibilité négatives

entre les électrodes P₁, C₁, ainsi que la zone très petite comporte des valeurs positives élevées à gauche de l'électrode C₁. La force de signal est plus faible comparativement à un Wenner ou un Wenner Schlumberger mais plus forte que pour un Dipôle-dipôle.

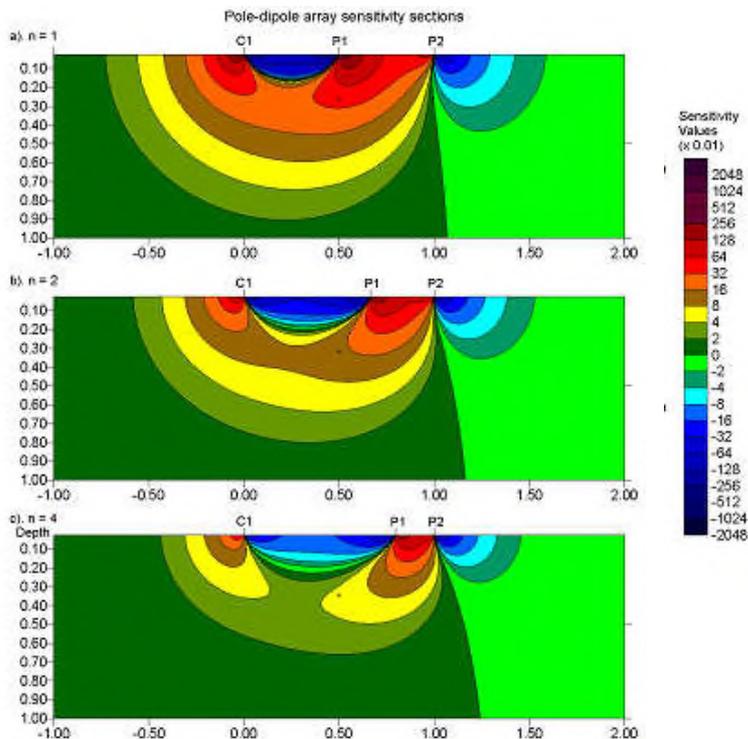


Fig.53 Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Pôle-dipôle **a) n=1, b) n= 2, et c) n=4** (Loke 2011).

La figure suivante (Fig.54) représente les modèles de distribution des points de données de résistivité pour les configurations Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-dipôle. Le W-S possède une couverture horizontale supérieure que Wenner, mais moins que Dipôle-dipôle, chaque niveau d'acquisition pour le dispositif Wenner perd trois points de données, le W-S perd deux points de données. Cependant, le Dipôle-dipôle perd un seul point de donné, la couverture horizontale de W-S est légèrement large que le Wenner mais elle est étroite que le Dipôle-dipôle (Loke 2011). On mentionne que le comportement de Wenner est réciproque comme le W-S, vis-à-vis de la couverture horizontale. Cependant, contrairement au Dipôledipôle,

le Wenner est moins sensible au bruit de contamination due à sa forte force de signal, le W-S a une légère réduction de l'intensité de signal et peut donner une résolution d'imagerie améliorée comparativement au Wenner (Dahlin and Zhou 2004). Le dispositif Wenner-Schlumberger est très utile pour le sondage électrique vertical (SEV), car il est moins sensible

aux inhomogénéités latérales, ainsi les mesures sont mieux représentatives en profondeur.

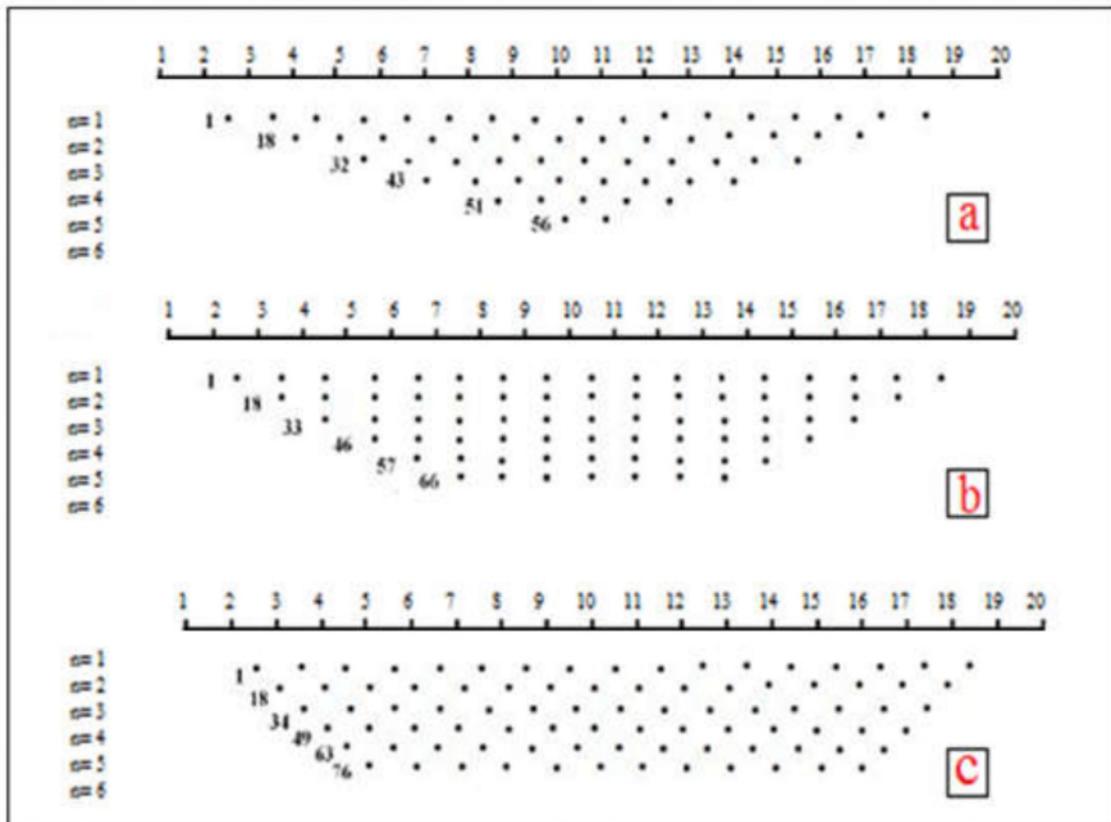


Fig.54 Comparaison entre les pseudosections pour les dispositifs : a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger et c) Dipôle-dipôle (D'après [Loke 2011](#), modifié).

III.6 Le dispositif Gradient

Ce dispositif relativement récent est développé pour un système d'acquisition multi-canal ([Dahlin and Zhou 2004](#)). Avec les mêmes positions des électrodes de courant ce système multi-canal (Gradient) peut effectuer plusieurs mesures simultanément via les d'électrodes de potentiel sur le long du profil. Le Dipôle-dipôle et Pôle-dipôle sont les dispositifs appropriés pour de telles mesures. A titre d'exemple, pour un système avec 32 électrodes, une mesure peut être faite avec les électrodes de courant au niveau des électrodes 1 et 32. Ensuite, une autre série de mesure est effectuée avec des électrodes de courant au niveau des noeuds 1 et 16, puis une autre avec les électrodes de courant au niveau de noeuds 16 et 32 ([Loke 2015](#)). Un ensemble similaire de mesures peuvent être effectuées avec les électrodes C₁-C₂ à 1-8, 8-16, 16-24 et 2-32. Ceci, peut être répété en utilisant de plus petites distances entre les électrodes de courant.

Le dispositif Gradient ([Fig 47.f](#)) est bien adapté à une acquisition multi récepteurs.

Acquisition permettant d'augmenter significativement la vitesse d'acquisition des données, et d'obtenir en même temps une haute densité de données. La configuration Gradient apporte un même compromis de résolution verticale et latérale qu'une configuration de Dipôle-dipôle (Dahlin and Zhou 2004). Comparé à l'acquisition Dipôle-dipôle, le dispositif Gradient offre un meilleur signal/bruit, ce qui est un avantage majeur pour l'acquisition de données réelles (Dahlin and Zhou 2006).

Les sections de sensibilité ayant les mêmes positions aux électrodes de courant C₁-C₂, mais avec le dipôle de potentiel P₁-P₂ étant déplacés à partir du centre vers l'une des extrémités de dispositif (Fig.55). Le contour de sensibilité change lentement de Wenner-Schlumberger vers le Pôle-dipôle, et le dipôle de potentiel se rapproche à l'électrode de courant à la fin de dispositif. Les résultats obtenus par ce dispositif sont comparables à ceux obtenus par le Dipôle-dipôle et Pôle-dipôle (Dahlin and Zhou 2004) alors qu'il a des caractéristiques de bruit plus favorables (Zhou and Dahlin 2003).

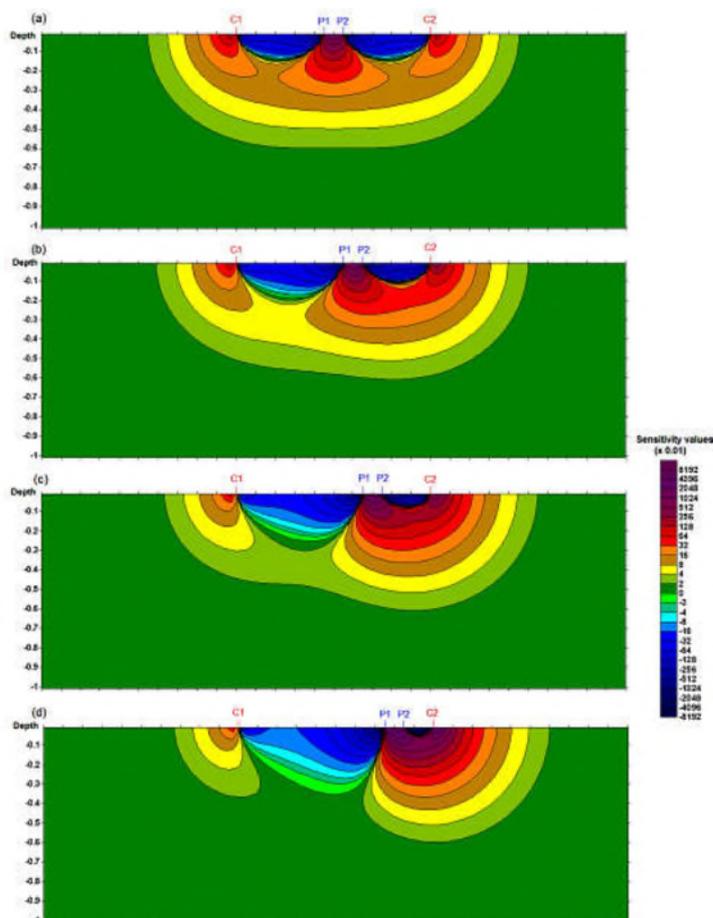


Fig.55 :Les sections de sensibilité 2D pour le dispositif Gradient (Loke 2015).

IV. Traitement et modélisation des données

IV.1 Introduction

Les valeurs obtenues sur le terrain sont des résistivités électriques qui représentent des valeurs qui intègrent les résistivités d'un certain volume du sous-sol (3D). A partir de ces valeurs, on cherche à retrouver les épaisseurs et les résistivités vraies de différents corps géologiques en présence (position et profondeur). Le traitement des données de tomographie électrique requiert le recours à un logiciel d'analyse. Pour réaliser ce travail, nous avons utilisé le **logiciel Res2Dinv** (Ver 3.71.116) commercialisé par Geotomosoft (www.geotomosoft.com). Actuellement, Res2Dinv est l'outil d'inversion le plus utilisé dans les milieux universitaires et privés comparativement aux autres logiciels d'inversion. Le logiciel **Res2Dinv** est protégé contre la copie par une clef physique (Keylok USB dongle), qui permet l'accès à toutes les options. Ce logiciel, supporte un levé de tomographie électrique de 25 jusqu'à 16000 électrodes et 27000 points de données (www.geotomosoft.com).

VI-2 : Concept d'inversion en géophysique

Les mesures de résistivité apparente ne peuvent pas être interprétées directement. C'est la raison de la non unicité de la solution en milieu hétérogène et de leurs dépendances vis à vis de la configuration d'électrodes utilisée (Parker 1977; Loke 2011, 2015). Lorsque le milieu est homogène, la résistivité apparente est une bonne approximation de la résistivité vraie, et elle peut être interprétée directement (Loke 2015).

Dans le cas d'un milieu hétérogène, tel 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 résolvant 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 vraie, il est nécessaire de procéder à une procédure dite d'inversion (Loke 2011). Lorsqu'un levé de résistivité est réalisé, le but consiste à obtenir le modèle synthétique de résistivité vraie du milieu étudié à partir de la pseudo-section de résistivité apparente observée. Ce processus s'appelle **inversion** puisqu'il s'agit de l'inverse de la modélisation directe. La figure ci-après résume les principales étapes effectuées lors du traitement des données pour obtenir une image électrique 2D (Fig.56).

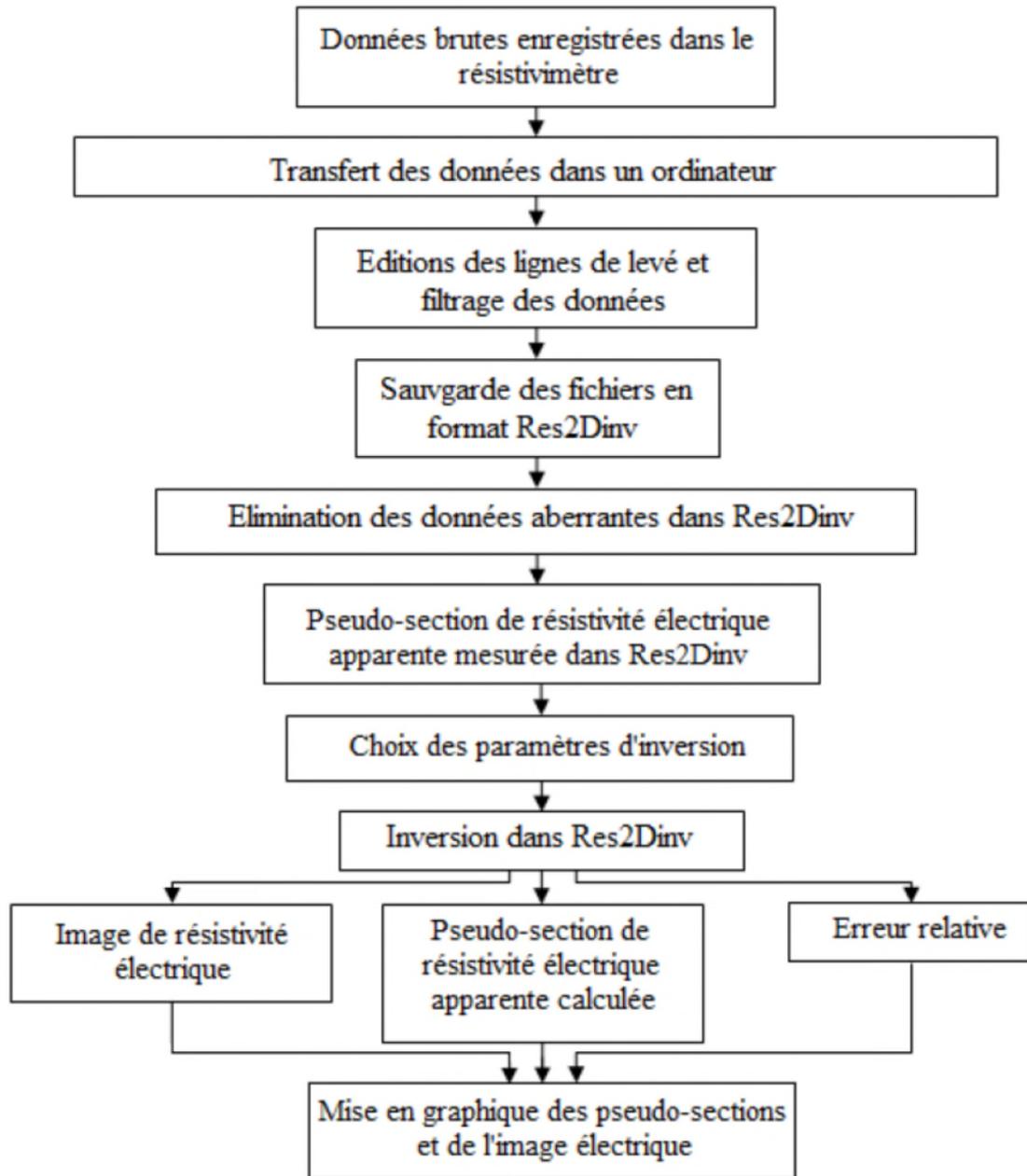


Fig.56 Etapes du traitement des données d'imagerie électrique 2D(<http://theses.ulaval.ca>)

L'inversion est une méthode itérative automatique qui peut fournir un modèle de résistivité vraie afin de placer les structures à une profondeur adéquate (position et profondeur). Par contre, la solution mathématique de l'inversion n'est pas unique car plusieurs modèles peuvent correspondre à la même pseudo-section (Parker 1977). Le modèle qui correspond le mieux à la résistivité apparente mesurée sur le terrain n'est donc pas nécessairement le bon (Frohlich et al. 1994; Loke 2014). Il est nécessaire de bien connaître le milieu étudié pour être en mesure d'optimiser le processus d'inversion en choisissant les paramètres d'inversion

adéquats. La présence de bruit dans le signal ou des valeurs aberrantes peut également influencer les résultats d'une inversion. Dans ce cas, l'inversion présentera une image moins précise de la résistivité vraie (Seaton and Burbey 2002). Il est donc essentiel de considérer ces facteurs lors l'interprétation des résultats. De plus, afin d'optimiser la qualité des résultats obtenues après inversion des données, il faut que celles-ci aient été recueillies avec soin lors de l'investigation sur le terrain (Marescot 2008).

IV.3 Méthodologie de l'inversion

Afin d'obtenir une image qui représente les distributions spatiales de la résistivité réelle (et non plus apparente) en fonction de la profondeur, il est nécessaire d'inverser la pseudosection (résistivité inversée) (Loke 2015). 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 (Nouioua et al. 2013). Ce processus d'inversion a été formalisé mathématiquement et implémenté dans le programme d'inversion Res2Dinv (Loke 1994; Loke and Baker 1996).

IV-4: Inversion des données dans RES2DINV

Res2Dinv est un logiciel qui détermine automatiquement un modèle en 2D de résistivités vraies d'après les données de résistivités apparentes lors d'une prospection d'imagerie électrique du sous-sol (Griffith and Barker 2003). Le modèle 2D utilisé par le programme d'inversion est constitué de blocs dont la répartition et la taille sont définies par la distribution des données de la pseudo-section qui elle-même dépend de la configuration des électrodes. La profondeur de la dernière ligne de mailles correspond de manière approximative à la profondeur d'investigation (Edwards 1977). La topographie doit être prise en compte dans l'inversion car son influence n'est pas négligeable (Kearey et al. 2002). Le programme inverse les données en corrigeant l'effet de la topographie. Pour donner un modèle en résistivités vraies, le logiciel a besoin d'un nombre d'itérations. Généralement, entre trois et cinq itérations (Loke 2014). Ce n'est pas forcément le profil qui a le plus grand nombre d'itérations qui est le modèle géologique le plus juste (Loke 2014). Res2Dinv détermine à partir de la pseudo-section de résistivités apparentes mesurées une pseudo-section de

résistivités apparentes calculées (Fig.57) à partir de laquelle il associe à chaque bloc du modèle une valeur de résistivité vraie (Loke 2015). La méthode d'inversion est décrite schématiquement dans la figure suivante (Fig.57).

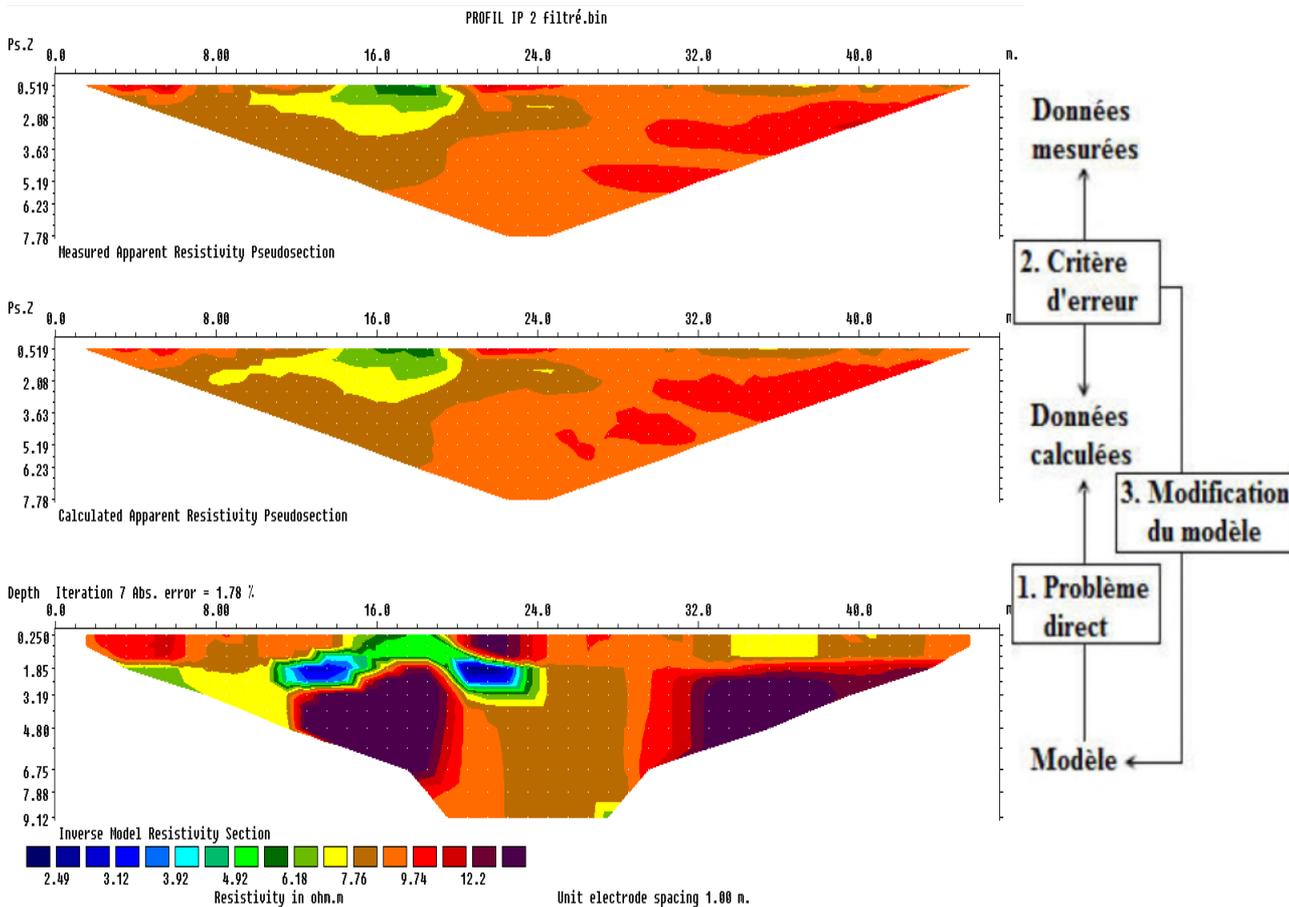


Fig.57 Modalité d'inversion de la tomographie électrique dans le Res2Dinv (Manuel Saris).

IV-5: les erreurs de mesures

L'erreur de mesure ou le bruit de contamination ont principalement des effets plus ou moins sur la résolution et la fiabilité de la technique de tomographie de résistivité. Pour appliquer la technique de tomographie électrique avec succès, une grande attention doit être exigée pour contrôler la qualité des données observées dans le terrain de travail à prospecter, le traitement des données, et toute possibilité de minimiser les effets de toutes sortes d'erreurs doit être prise en compte. Pour cette raison, il est important d'étudier les erreurs des données observées et de comprendre leurs effets sur les résultats de tomographie électrique (Zhou and Dahlin 2003). En général, il existe deux types d'erreurs de mesure qui causent le bruit de contamination selon Zhou and Dahlin (2003) :

✚ Les erreurs d'espacements inter-électrodes

L'erreur de l'écartement inter-électrodes est causée par l'erreur de mesure dans la position d'électrodes. La valeur d'erreur dans les données due à erreur d'espacement est relativement faible et dépend de type de dispositif (Szalai et al. 2007). Par exemple, une erreur d'espacement de 10 % peut être produite un effet de 20 % sur les valeurs de résistivité pour un dispositif Dipôle-dipôle, tandis que le Wenner et Wenner-Schlumberger ont donné des petites erreurs (Dahlin 1993).

✚ Les valeurs aberrantes

Les erreurs de mesure peuvent provenir de différentes sources, telles que : un mauvais contact des électrodes, endommagement du câble, bruit dans le site (courant tellurique, bruit des lignes électriques et source perturbatrice), les problèmes des instruments (mauvaise injection de courant) et mauvais fonctionnement de l'instrument. En outre, une densité de données suffisamment importante est fondamentale pour la résolution de structures compliquées (Aizebeokhai and Oyeyemi 2014). Les erreurs de mesure peuvent être estimées par des mesures normales et réciproques. Toutefois, les analyses des erreurs de mesure pour différents sites et dispositifs montrent que l'erreur de mesure augmente en tant que la puissance de l'instrument diminue (force de signal). Par conséquent, les erreurs de mesure dépendent de l'intensité du signal et varient avec les sites et la configuration d'électrode.

Tous les types de bruit (mauvaises données) peuvent être supprimés. Les inversions lisses par moindres carrés (*smooth-constrained least-square*) sont plus sensibles aux erreurs de mesure que l'inversion robuste, mais les deux techniques d'inversion peuvent produire des images similaires.

IV.6 Élimination des mauvaises mesures

Lors de l'enregistrement des mesures de résistivité sur le terrain, les points de mesures sont représentés selon différents niveaux d'acquisition (*Data levels*) et avec une échelle restreinte (Fig.58). Cette représentation va faire ressortir les valeurs de résistivité aberrantes. Les erreurs aléatoires (*Random noise*) (bruits telluriques, courants parasites, etc.) sont en principe souvent éliminées lors du transfert du fichier depuis le résistivimètre (Marescot 2008). Les erreurs qui persistent ici sont essentiellement des erreurs systématiques (*Systematic noise*) provenant d'électrodes défectueuses. Si la résistivité mesurée est négative, elle est éliminée

par le logiciel de transfert de fichier (Scintrex Utilities) (*Dumping data*). Les mesures avec une grande densité de données augmentent la qualité du résultat. Alors que, la diminution de la densité de données peut considérablement dégrader la qualité et la résolution du modèle inversé (Aizebeokhai and Oyeyemi 2014). Donc pour avoir un modèle fiable de résistivité, il est possible d'avoir de bonnes données.

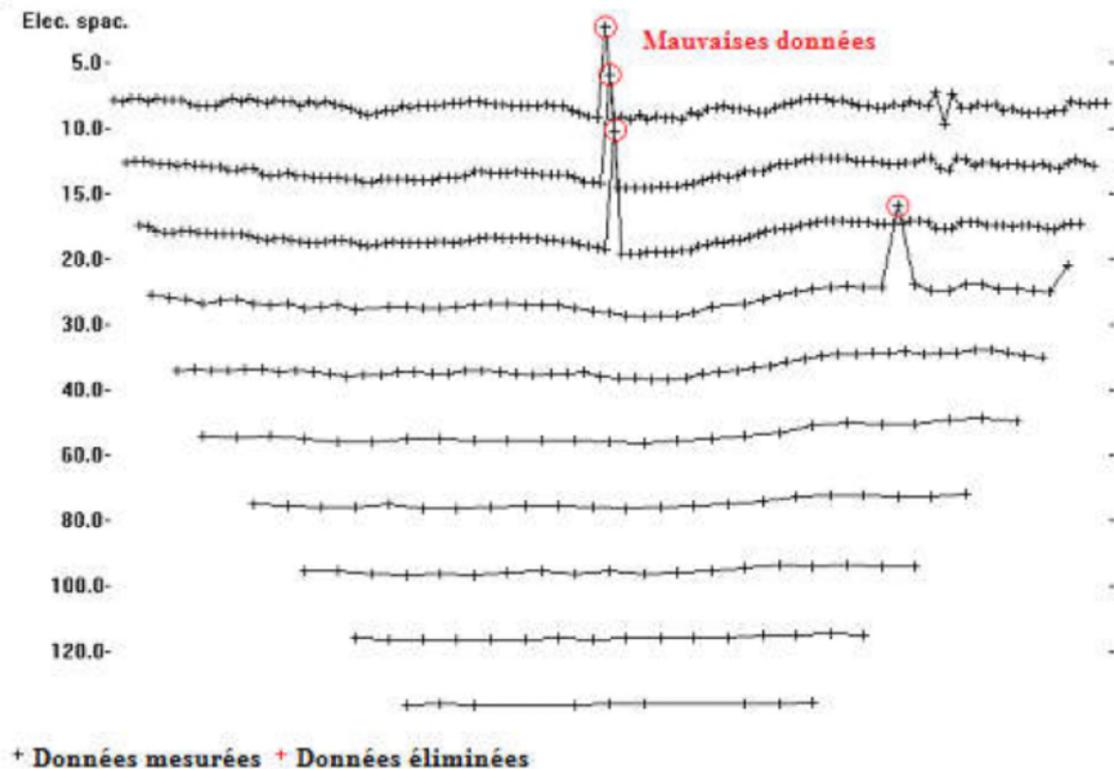


Fig.58 Élimination des mesures douteuses (D'après Loke 2014, modifié).

IV.7 Paramètres utilisés lors de l'inversion

Il est possible dans le programme d'inversion d'effectuer différents paramètres afin de tenir compte des caractéristiques du terrain ou dans le but de parvenir à un résultat bien précis.

✚ **Mode « *Least square inversion* »** : la méthode conventionnelle "least-square inversion" tend à minimiser le carré de la différence des valeurs de résistivité apparentes et calculées, qui s'appelle aussi la norme L2. Cette méthode s'applique lorsque les données contiennent du bruit aléatoire ou « *Gaussien* » (Loke 2011). Elle produit un modèle avec une variation lisse des valeurs de résistivité (Ponton 2008).

✚ **Mode « *Robust inversion* »** : dans ce menu, il est possible d'utiliser la contrainte d'inversion des données "*Data inversion constraint*" et la contrainte d'inversion du modèle "*model inversion constraint*". Pour chaque option, "*Data inversion constraint*" et "*Model inversion constraint*", il est possible de choisir entre deux paramètres :

✚ ***Standard constraint*** : La contrainte "*standard least-square constraint*" tend à minimiser le carré de la différence entre les résistivités apparentes mesurées et calculées. Cette méthode s'applique lorsque les données contiennent du bruit aléatoire ou « *Gaussien* », mais elle est moins appliquée lorsque le bruit n'est pas aléatoire ou provient d'un matériel défectueux.

✚ ***Robust constraint*** : Ce paramétrage est moins sensible aux données bruitées mais propose une inversion avec une RMS sensiblement plus élevée. Le "*cut-off factor*" contrôle le degré de contrainte. Il permet de choisir le pourcentage à partir duquel les différences entre les valeurs calculées et mesurées sont considérées comme trop importantes, et réduit alors considérablement la différence entre les deux valeurs (Loke 2011).

Le programme tend à minimiser la différence absolue dans les valeurs de résistivités (nommé aussi la norme L_1). Ce paramètre tend à produire des modèles avec des interfaces bien dessinées entre les zones de résistivités différentes, et à l'intérieur de ces zones les gammes de valeurs de résistivités tendent à être les mêmes (Loke 2011). C'est une méthode bien adaptée pour délimiter des interfaces entre des unités géologiques, et notamment pour étudier en termes de variations de résistivités la structure interne d'un glissement de terrain.

De nombreuses options permettent aussi de changer certains paramètres comme la taille de blocs, la discrétisation du modèle, le nombre d'itérations, la méthode de calcul dans le cas de présence des données topographiques, la méthode de calcul lors de la modélisation, l'épaisseur des couches, le raffinement du maillage, etc. Et d'autres options supplémentaires lors la visualisation des modèles tel que l'échelle de couleur, l'échelle verticale et horizontale, localisation des points de mesure, l'affichage du modèle de résistivité ou conductivité, l'affichage sous-marin, l'affichage de sensibilité et en mode de suivi temporel, etc.). Cependant, dans certains cas on peut obtenir de meilleurs résultats en modifiant les paramètres qui contrôlent les processus d'inversion (Ponton 2008; Loke2011).

IV.8 Modèles synthétiques

Pour tester la possibilité d'identifier les structures géologiques à l'aide de mesures de résistivité, le logiciel **Res2Dmod** est utilisé pour simuler les pseudo-sections obtenues avec différents dispositifs de mesure. Le Res2Dmod, est un programme de modélisation qui permet de calculer la pseudo-section de résistivité apparente et de polarisation provoquée pour un modèle 2D du sous-sol défini par l'utilisateur. Le programme pourrait également aider l'utilisateur pour choisir le dispositif approprié pour différentes situations ou levés géologiques.

Les dispositifs supportés par ce programme sont : Wenner (Alpha, Bêta et Gamma), Wenner-Schlumberger, Pôle-pôle, Dipôle-dipôle, Pôle-dipôle et Dipôle-dipôle équatorial (Edwards 1977) et aussi pour les dispositifs non conventionnels avec un nombre illimité de configurations d'électrodes possibles (Dahlin and Zhou 2004; Loke et al. 2010). Comme nous l'avons mentionné, chaque dispositif possède ses propres avantages et inconvénients. Ce programme soutient l'utilisateur à bien choisir le dispositif approprié pour un levé géophysique bien définis, après avoir équilibré les facteurs tels que le coût, la profondeur d'investigation et la résolution.

V- Applications de la tomographie électrique

Les tomographies de résistivités électriques (ERT) et de polarisation provoquée (PP) ont été réalisées entre le 10/18 et le 07/2020. Les données de résistivités électriques et de chargeabilité ont été acquises le long de deux premier profil, pour le troisième profil seul Les données de résistivités électriques sont acquies profils :

- deux profils transversaux: les profils H1 et H2 sont des profils réalisés au niveau de la décharge publique de tebessa, le premier profil est placé perpendiculairement au sens d'écoulement et le deuxième est placé dans le même sens d'écoulement et traversant le cours d'eau qui draine les eaux de ruissellement de la CET sur lesquels ont été implantées 48 électrodes espacées de 1m.

-un troisième profil réalisé au niveau de plain : comporte 48 électrodes espacées de 5 m.

L'acquisition des données de résistivités électriques et de polarisation provoquée ont été réalisées en mode Wenner-Schlumberger

pour les trois profils. Des mesures sur chacun des profils ont été faites. Au final, des fichiers *.bin de mesures ont été récoltés grâce à un appareil Syscal pro.

L'acquisition des données a été réalisée grâce à un dispositif Wenner-Schlumberger de 48 électrodes espacées de 1m et 5m.

V.1 Matériel d'acquisition et traitement des données

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé le résistivimètre Syscal pro (Automated Resistivity Imaging System) développé et manufacturé par la compagnie française Iris instrument (www.iris-instrument.com). Le matériel d'acquisition automatique est représenté sur la figure suivante (Fig.59.a et b).



Fig.59.a Matériel d'acquisition multi-électrodes. **Fig.59.b** résistivimètre syscal de IRIS instrument.

V.2 Description du résistivimètre

Le SYSCAL Pro est un résistivimètre conçu pour réaliser des mesures de manière intensive, le système complet est équipé de câbles multi-électrodes et d'électrodes inoxydables de longueur 40 cm et de diamètre 15 cm. L'instrument est un résistivimètre complètement automatique de puissance élevée pour courant continu. Il est destiné pour : l'exploration des eaux souterraines à faible, moyenne et grande profondeur, la cartographie géologique, les études environnementales, la géotechnique, la recherche archéologique et pour les études géologiques structurales. Pour la prospection minière, le paramètre étudié est la polarisation provoquée (Chargeabilité) qui complète l'information donnée par la prospection électrique par courant continu (Résistivité).

Ce résistivimètre peut calculer la résistivité apparente de plusieurs dispositifs de mesures utilisés en tomographie électrique par exemple : Schlumberger, Wenner, Wenner Offset, Pôle-dipôle, Dipôle-dipôle, Pôle-pôle axial, Pôle-pôle latéral et Gradient. Ainsi que le sondage électrique vertical (SEV): Wenner-Schlumberger, Wenner, Wenner Offset et Dipôle-dipôle. L'instrument a une puissance de sortie maximale de 100W, le courant de sortie maximal est 1 A.

Les caractéristiques principales du résistivimètre SYSCAL pro sont :

- ✚ Émetteur et récepteur combiné de résistivité,
- ✚ 10 dipôles de réception disponibles pour réaliser des mesures avec une grande productivité
- ✚ Mesure de Rho et IP,
- ✚ Affichage graphique LCD 320 * 240 QVGA,
- ✚ Plus de 10.000 lectures,
- ✚ 100 heures de fonctionnement en veille,
- ✚ Interfaces de communication: USB et RS-232,
- ✚ GPS et inversion 1D in situ,
- ✚ Mémoire interne,
- ✚ Léger et efficace,
- ✚ Réglage automatique du courant pour minimiser la consommation d'énergie.

L'instrument est contrôlé par un micro-processeur pour ;

- ✚ 20 fenêtres de chargeabilité (définies de manière automatique ou par l'utilisateur) permettant de rendre compte du phénomène de décharge avec une grande précision
- ✚ Auto compensation de potentiel $\pm 1V$,
- ✚ Résolution de chargeabilité pour la polarisation provoquée de 0.1 mV/V,
- ✚ Gain automatique pour la mesure du courant et de la tension (voltage),
- ✚ L'écart-type (Déviation standard) est affiché pour donner une indication du niveau de bruit lors la mesure.

Le SYSCAL Pro peut être utilisé en mode de commutation automatique (grâce à des cartes de commutation d'électrodes ou à des boîtiers externes de type *Switch Pro*) pour réaliser des mesures intensives en 2D / 3D et en forages. (Fig.59).

V.3 Application de l'imagerie électrique 2D pour la caractérisation de la pollution dans la zone d'étude.

V.3.1 Introduction

La caractérisation de sous-sol par les méthodes géophysiques est une technique très efficace. Elle offre la possibilité de recueillir de grandes quantités de données en 2D ou 3D, y compris ; la sismique, l'électrique, la gravimétrie et le géoradar, toutes ces méthodes sont utilisées pour mesurer la variation des propriétés physiques des sols, comme la résistivité des matériaux, la conductivité de sol, Ces méthodes peuvent être utilisées pour donner des informations sur les propriétés du sous-sol, telles que la profondeur de la nappe phréatique, l'épaisseur des couches, la profondeur du substratum rocheux, l'emplacement des failles et les zones de fracture. L'objectif de cette étude est d'utiliser la méthode d'imagerie électrique 2D, pour étudier la structure du sous-sol, ainsi que pour détecter et cartographier les zones à risque de pollution.

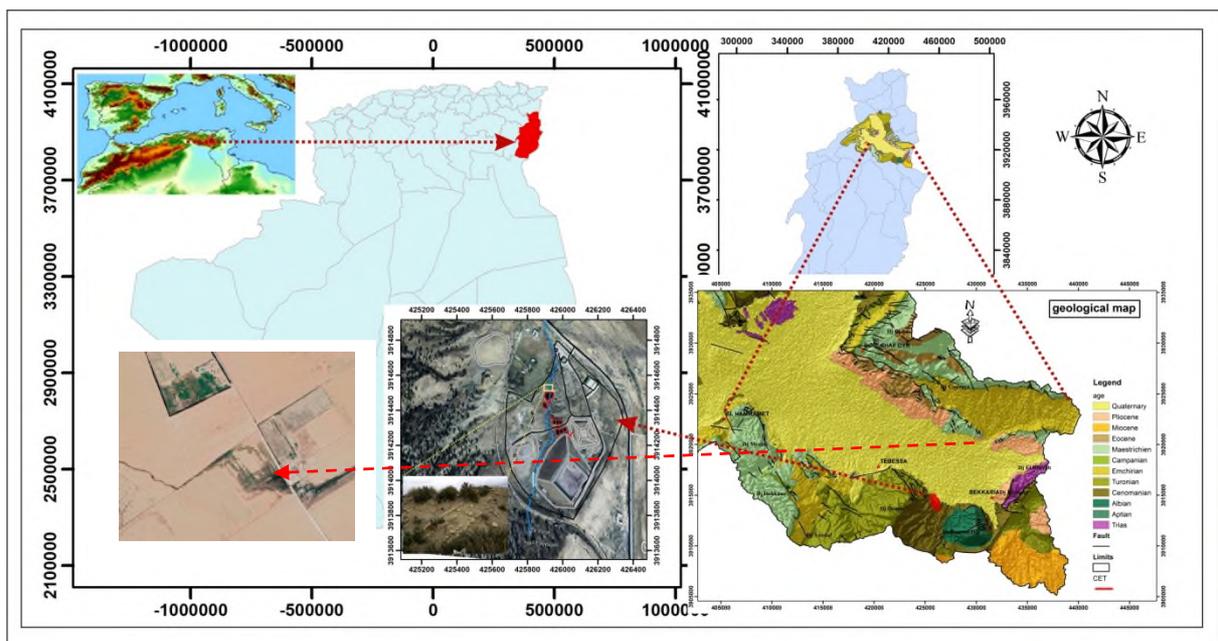


Fig 60 : Carte de position des cas d'études.

V.3.2 Matériels et méthodes

Le matériel utiliser est un résistivimètre SYSCAL pro,a find'appliquerl'approche géophysique de tomographieélectrique 2D.

V.3.3. Méthodologie d'acquisition des données d'imagerie 2D

Dans la présente étude, la séquence de mesure pour recueillir les données de résistivité

Apparent et de Chargéabilité 2D ont été réalisées à l'aide du résistivitémètre IRIS Syscal pro.

La tomographie électrique a été réalisée à l'aide du dispositif Wenner-Schlumberger. Comme il est bien connu, le Wenner-Schlumberger est très sensible aux variations horizontales de la résistivité, et par conséquent il est approprié pour cartographier les structures verticales telles que les panaches de contamination, les murs enterrés et les cavités souterraines (Loke 2001).

L'espacement inter-électrode (a) est choisi égal à 1 m pour les deux premiers profils et à 5 m pour le troisième profil, afin d'obtenir une meilleure résolution.

Le levé d'imagerie électrique est contrôlé par deux paramètres; la longueur du dispositif a et le facteur de séparation n qui varie de 1 à 8. L'ordre (n) qui traduit le nombre de niveaux d'investigation était de 18 au maximum. Ce facteur définit la profondeur d'investigation atteinte par le dispositif et qui est d'environ 12 m. L'acquisition des données a été réalisée, en mode « roll-along » avec demi-couverture (Dahlin 1996; Dahlin and Bernstone 1997). Ce mode d'acquisition est largement utilisé pour obtenir un grand nombre de données lorsque le câble multi-électrodes et le nombre d'électrodes sont limités.

Deux profils perpendiculaire de résistivité électrique ont été acquis (P1 et P2) respectivement, à une distance mutuelle d'environ 5 mètres de la zone polluée (Fig.60), lignes rouge). Le levé géophysique est orienté EW/SN. Les données d'imagerie électrique acquises au cours de mesures sur le terrain sont représentées en pseudo sections (fig.60)

VI. Résultats et discussion

VI.1 Interprétation des résultats de tomographie électrique

Les résultats obtenus de tomographie électrique 2D selon les deux profils P1, P2 et P3 sont représentés sur la (Fig.61 et 65), la profondeur maximale modélisée atteint les 10 m pour les deux premiers profils et 50 m pour le troisième. L'examen des sections inversées sur ces profils montre que la résistivité varie dans un large intervalle. D'un minimum de $0.6 \Omega \cdot m$ jusqu'à un maximum de $92 \Omega \cdot m$ et plus.

Les sections inversées montrent clairement les changements de résistivité le long de deux directions horizontales et verticales. Les modèles géologiques provenant des profils d'imagerie électrique 2D nous a permis de distinguer trois différentes zones situées au milieu et sur les deux côtés gauche et droite de chaque profil, qui sont notées respectivement profil I, II et III. Les principales caractéristiques de ces sections sont décrites comme suit:

profil I

Le premier transect ERT et IP (P1) (Fig. 66a et 66b) détecte la propagation des polluants dans la zone vadose par la variation des paramètres physiques du sol et du sous-sol. L'anomalie associée peut être conductrice lorsqu'elle contient des matériaux argileux, ou résistive lorsqu'elle contient des intercalations calcaires à marno-calcaires. La polarisation provoquée (calculée ici comme la chargeabilité), peut renseigner sur la teneur en éléments traces métalliques (ETM), même s'ils sont dispersés ou s'ils existent en faible quantité. Ces profils de résistivité montrent (Figs. 61-63), pseudo-section de résistivité apparente mesurée, pseudo-section de résistivité apparente calculée et Modèle inverse de résistivité pseudo-section de chargeabilité mesurée, ainsi que pseudo-section de chargeabilité calculée et Modèle inverse de chargeabilité orienté (N-S). Le second profil orienté (SE-NO) est mesuré orthogonalement au premier (Fig 62-64) ; l'interprétation est faite en utilisant le modèle inversé final.

profil II

Le deuxième profil ERT et IP (P2), (Figs. 62 et 64) ; nous avons noté l'existence de deux anomalies de résistivité. La première horizontalement entre 11m et 16m et la seconde entre la 20e à la 24e électrode, avec une résistivité apparente comprise entre 1,16 Ωm et 4,42 Ωm . Cette zone d'anomalie de faible résistivité montre une migration horizontale du panache vers le nord-ouest, ce qui correspond bien à la direction d'écoulement de l'eau dans l'aquifère de surface. Le panache s'étend sur 100 m vers le nord-ouest depuis son origine et, en raison du processus de dispersion, la résistivité du panache augmente jusqu'à un peu moins de 5 Ωm . Cependant, il y a des preuves de la présence d'une autre zone de faible résistivité située entre l'électrode 20 à 24, à huit m de profondeur près de la zone de collecte des lixiviats. Cela peut être la raison pour laquelle le panache s'étend si loin horizontalement. La couche de couverture du dépôt alluvial est mince, comme le montre le profil lithologique.

Nous avons trouvé des résistivités plus élevées, entre la 8e et la 32e électrode, avec une résistivité apparente de 8,64 Ωm à 64,6 Ωm . Ces résistivités mettent en évidence le passage du faciès argileux au faciès calcaire lumachellique, alors que ces résistivités peuvent être causées par les polluants existants dans cette couche.

D'autre part, dans le profil de PP; l'épaisseur de la couche de revêtement est très distincte, où le matériau avec très peu d'effet PP est visible dans la couche supérieure. La section PP révèle que la couche de revêtement a une épaisseur d'environ trois mètres avec une chargeabilité de 3,87 mV par V. Ces valeurs PP positives peuvent être expliquées par les effets géométriques 2D générés par la présence de panaches contaminants ou par la présence de faciès.

Dans ces profils (P2), nous avons noté l'existence d'anomalies de résistivité avec des valeurs comprises entre 2,49 Ωm et 4,92 Ωm de la 11e et 24e électrode, qui s'étale sur 3 m de profondeur, ce qui illustre la matrice de couverture formée par un mélange d'alluvions argileuses qui tend à avoir une résistivité apparente supérieure à celle enregistrée, ces faibles résistivités nous font penser à la possibilité d'une éventuelle migration horizontale du panache. Sachant que ces anomalies sont orientées dans le même sens que l'écoulement des eaux. Sur la partie chargeabilité, nous notons de très bonnes corrélations entre les mesures de chargeabilité et les données enregistrées au sol qui se produisent tout au long du cours d'eau en fonction du sens d'écoulement (Gazoty et al., 2012). Alors que les matériaux présents dans la couche supérieure présentent un effet IP très visible. La section PP révèle que la couche de revêtement a une épaisseur d'environ 4,8 m avec une chargeabilité de 2,63 et 3,40 mV par V. Les zones contaminées sont caractérisées par des charges élevées par rapport aux zones non contaminées dont l'effet est très faible de 0,56 à 2,04 mV par V, la section de résistivité montre une bonne corrélation avec les zones polluées, ce qui montre la capacité de la combinaison de l'ERT et de l'PP pour délimiter les zones contaminées.

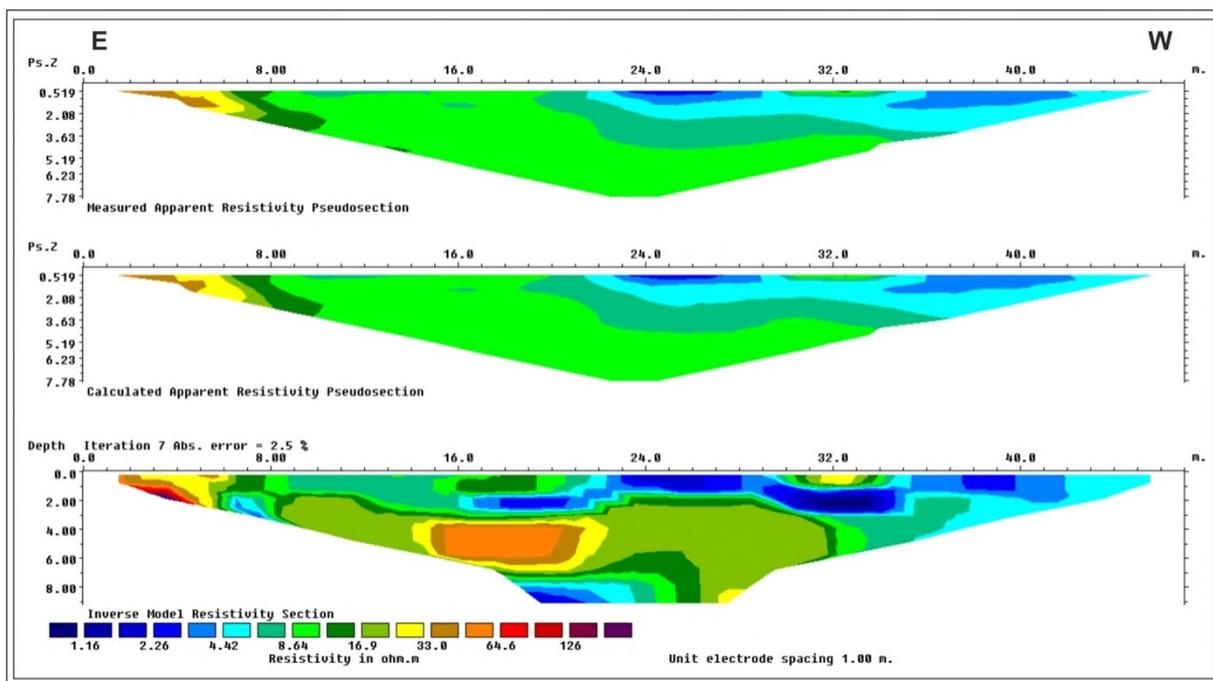


Figure 61: pseudo-section de Profil I a) résistivité apparente mesurée, b) résistivité apparente calculée et c) Modèle inverse de résistivité

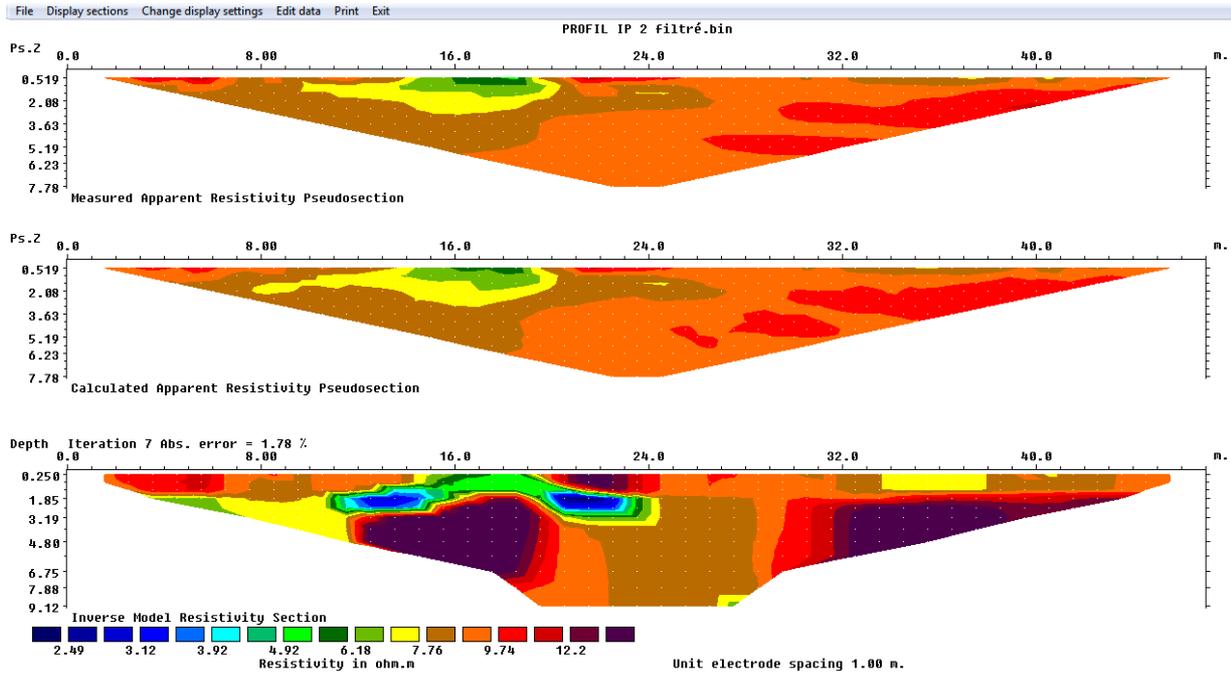


Figure 62:pseudo-section Profil II,a) résistivité apparente mesurée, b) résistivité apparente calculée et c) Modèle inverse de résistivité.

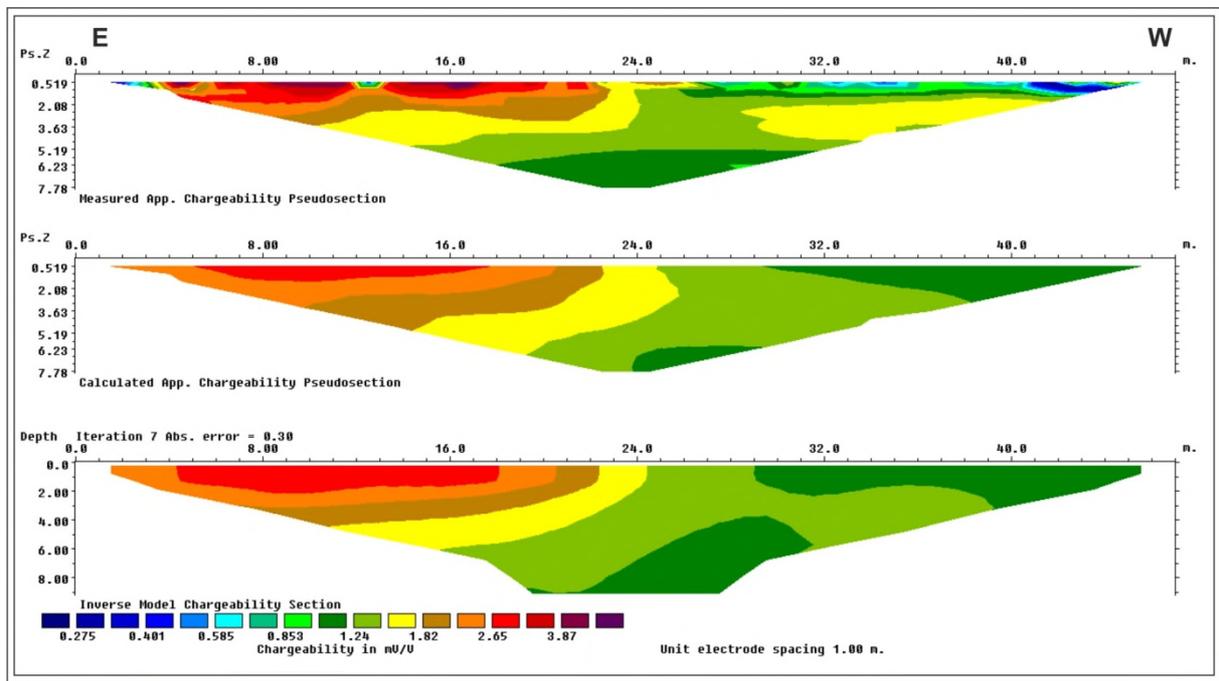


Figure 63pseudo-section Profil I:a) chargeabilité mesurée, b) chargeabilité calculée et c) Modèle inverse de chargeabilité

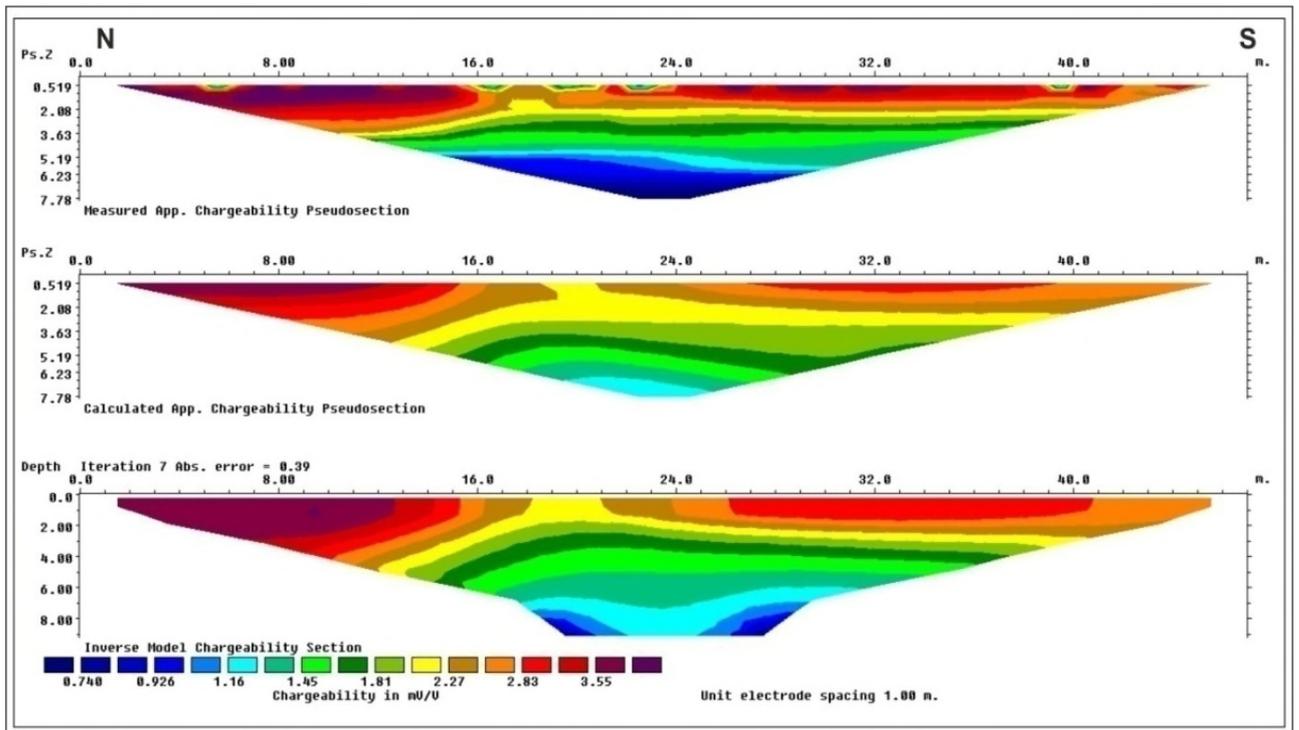


Figure 64 :pseudo-section Profil II: a) chargeabilité mesurée, b) chargeabilité calculée et c) Modèle inverse de chargeabilité

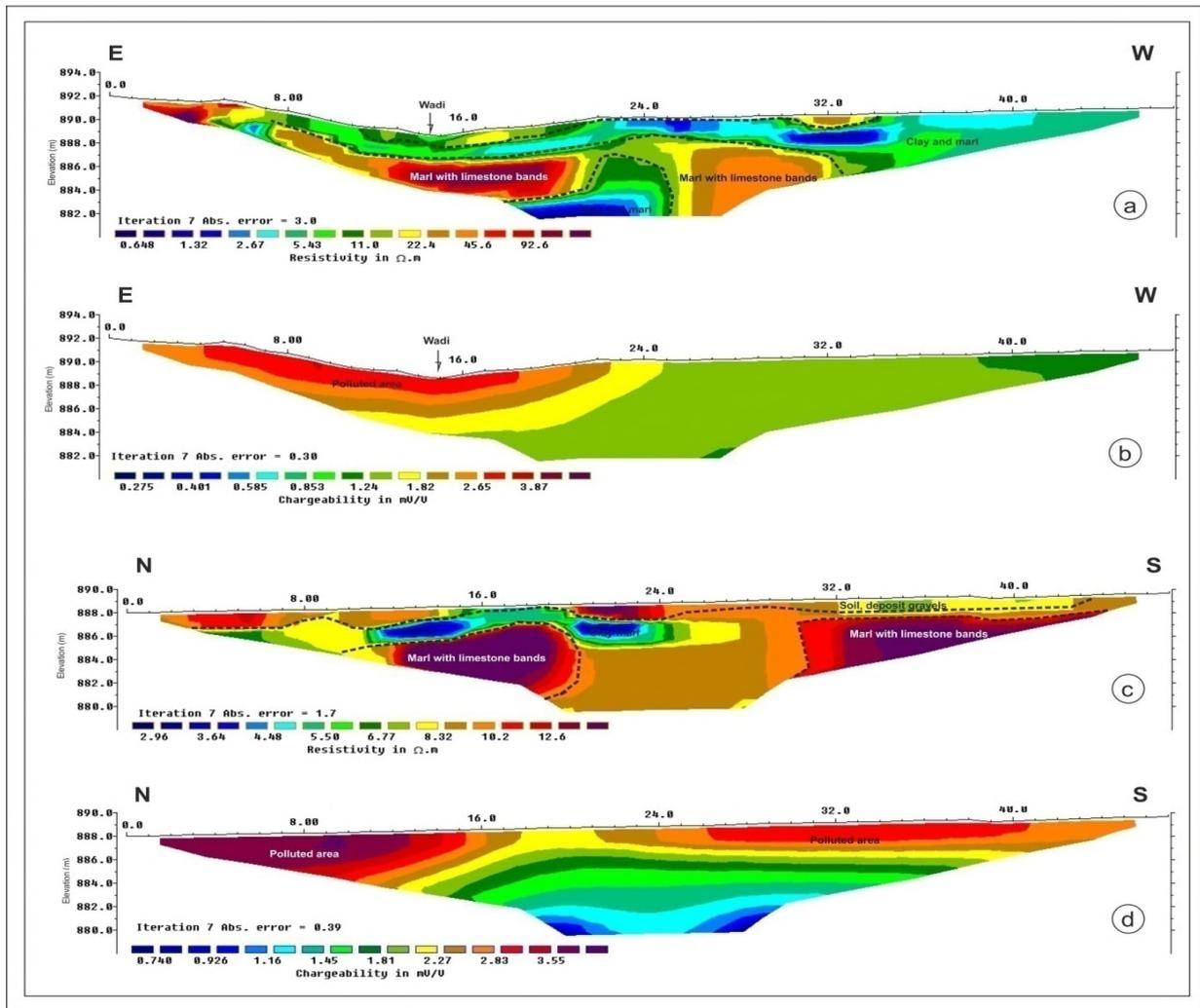


Fig65 : profils I et II de tomographique de résistivité et de chargeabilité

Deuxième cas d'étude : Le troisième profil ERT (P3), (Fig. 66) ; nous avons noté l'existence de trois anomalies de résistivité. La première horizontalement qui s'étale sur le long de profil de la surface du sol jusqu'à une profondeur de 8 m avec une résistivité apparente comprise entre $3.36\Omega m$ et $6.97\Omega m$. Cette zone d'anomalie de faible résistivité montre une migration horizontale du panache vers le nord-ouest, les deux autres anomalies sont distinguées entre 45 m et 70 m pour la première et la seconde entre la 110 m à la 155 m, avec une résistivité apparente comprise entre $6.97\Omega m$ et $11.3\Omega m$. Ces deux zones d'anomalie de faible résistivité montrent une migration verticale du panache jusqu'à une profondeur de 30 m de la surface de sol, ce qui correspond bien à la direction d'écoulement de l'eau dans l'aquifère de surface. Le panache s'étend vers le nord-ouest depuis son origine et, en raison du processus de diffusion, la résistivité du panache augmente jusqu'à un peu moins de $5\Omega m$. Cependant, dans cette zone on constate la présence de gravier, cailloutis calcaires, sables avec quelques petits niveaux argileux dont les résistivités sont plus élevées que celle observée sur le profil. Ces

résistivités mettent en évidence le passage du faciès sable argileux au faciès cailloutis calcaire alors que ces résistivités peuvent être causées par les polluants existants dans ces couches.

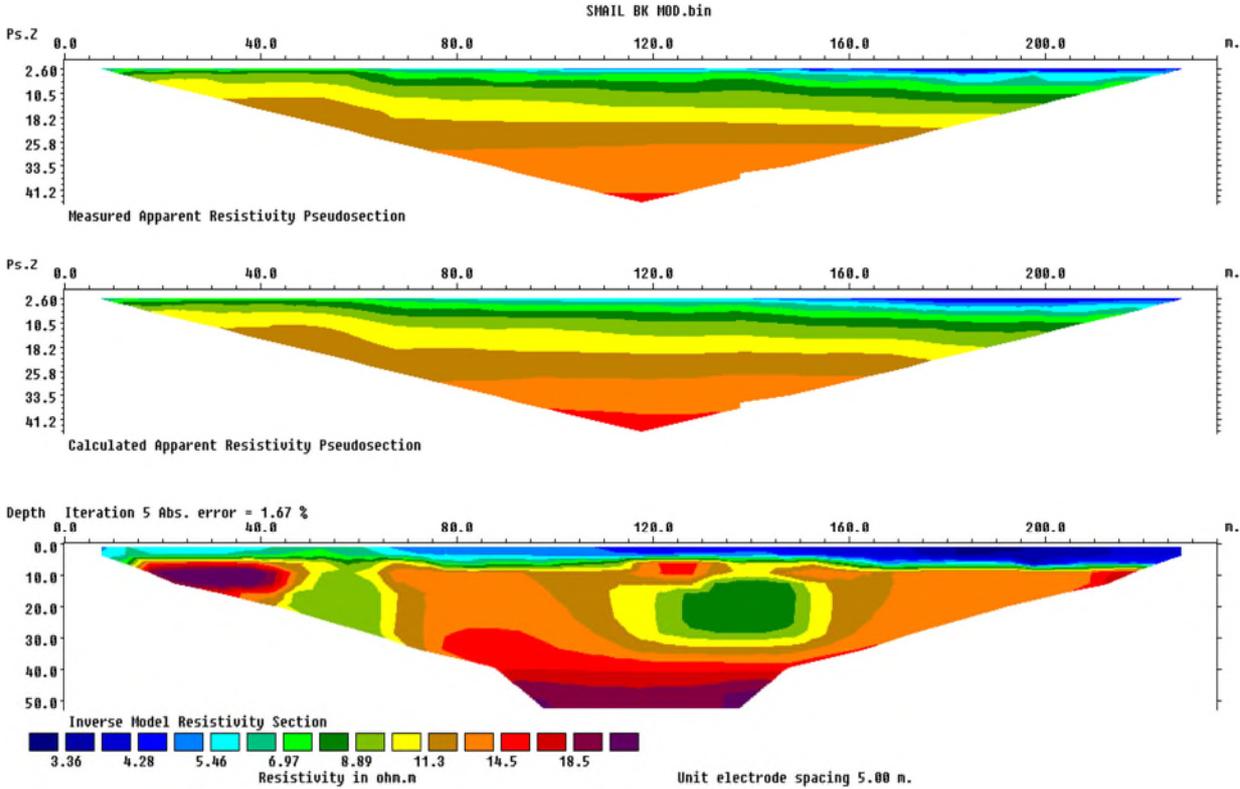


Figure 66:pseudo-section de Profil III, a) résistivité apparente mesurée, b) résistivité apparente calculée et c) Modèle inverse de résistivité.

CONCLUSION

GENERALE

CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS

L'objectif principal du présent travail consiste en l'élaboration d'un document cartographique d'appui à la décision et à l'aménagement du territoire en vue d'un développement socioéconomique soutenable. Néanmoins, la réalisation des cartes de vulnérabilité de l'aquifère Tebessa Morsott- n'a pas été possible sans étudier avec soin les conditions géologiques et les variables climatologiques de la région concernée. D'autant plus, la reconnaissance géophysique et l'examen hydrogéologique de cet aquifère nous ont permis de mettre le point sur sa structure lithologique et ses potentialités hydrologique.

De point de vue général, la zone d'étude est située entre deux grandes régions, Tebessa et Morsott, pourra constituer un pôle de développement pour les prochaines décennies. L'essentiel des besoins en eau provient et continuera de provenir des eaux souterraines du bassin d'effondrement de Tebessa Morsott.

Il s'agit d'un bassin d'effondrement constitué en majeure partie par des terrains crétacés formant une série d'anticlinaux et de synclinaux souvent déversées. La série stratigraphique se présente sous forme d'alternance de formations carbonatées de calcaires, de marno-calcaires et de marnes argileuses.

La partie centrale remplie par un dépôt alluvial hétérogène constitué de sables, graviers et conglomérats du Plio-Quaternaire et de l'Actuel, ainsi elle sépare les terrains triasiques de Djebissa, Belkif et Boukhadra. Et les formations de pied de montagne constituée par des alluvions actuelles et récentes, des cailloutis, des poudingues, des grès et de graviers.

De points de vue hydro géophysique, l'application de la tomographie électrique au niveau de la zone d'étude nous a permis la détermination de plusieurs zones vulnérables par la baie de la répartition des résistivités électriques dans son sous sol. Les profils réalisés au niveau de CET indiquent que la couche mélangée aux lixiviats avait une épaisseur d'environ 10m et des résistivités électriques comprises entre 0.5 et 10 Ωm . Le profil réalisé à au niveau de la zone de Bekkaria a mis en évidence une pollution suite à l'infiltration d'effluent qui s'étale à environ 25 m de profondeur avec des résistivités électriques comprises entre 4.28 et 8.89 Ωm , ces profils indiquent la présence d'une nappe phréatique à quelques mètres de profondeur (5 à 30 m). Certains profils ont atteint le substratum de cette nappe à une profondeur allant de 23 dont la zone de CET à plus ailleurs. La nappe est très conductrice, elle affiche des valeurs de résistivité comprises entre 3-10 Ωm associées à la forte minéralisation des eaux. Cette

étude attribue cette minéralisation au contexte géologique et hydrogéologique; néanmoins elle n'exclue pas une éventuelle pollution par le CET due à une fuite des lixiviats ou d'effluents vers la nappe.

Du point de vue climatologique

La région d'étude sur le plan météorologique, fait partie des zones semi-aride, influencée par les facteurs géographiques (altitude, éloignement de la mer et orientation des versants des montagnes) et par les facteurs atmosphériques essentiellement imposés par le régime sub-saharien. Les précipitations, dont la moyenne annuelle sont comprise entre 310 et 322mm/an, ont lieu à la fin de l'hiver et au début de l'été, résultant d'un contraste thermique dû à la présence de massifs élevés entourant la plaine, provoquant des mouvements convectifs qui sont à l'origine de pluies orageuses très fréquentes.

L'établissement du bilan hydrique des stations climatologiques, afin d'évaluer les besoins en eaux des systèmes hydriques de la région, selon la méthode utilisée de Thornthwaite : l'ETR est de l'ordre 322 mm soit 99% des précipitations.

Du point de vue hydrogéologique :

Les formations perméables qui peuvent constituées des aquifères plus ou moins importants sont : les calcaires et marno calcaire du Maestrichien, Turonien aux alluvions, limons, croûte calcaire du Plio-quaternaire

L'observation de la carte piézométrique montre une surface piézométrique conforme à ce que l'on attendrait d'une nappe d'eau souterraine unique, la morphologie des courbes indique un écoulement de deux sens opposés convergeant au centre vers l'oued Chabro, elle permet également d'identifier :

- Les isopièzes sont serrés dans les parties Est et Sud-Est, elles sont presque parallèles à la bordure, traduisant une zone d'alimentation.
- Le rapprochement des courbes isopièzes donne un gradient hydraulique plus au moins fort.

Concernant la cartographie de la vulnérabilité

En ce qui concerne la cartographie de la vulnérabilité de l'aquifère Tebessa -Morsott, l'information hydrogéologique reste essentielle pour la protection efficace et la gestion de la qualité de ces ressources. La protection efficace doit viser la prévention des problèmes à l'origine et doit exiger une base d'information continue et fiable afin de déterminer les problèmes qui existent et ceux qui peuvent survenir dans le futur.

Dans ce sens, les cartes de vulnérabilité à la contamination des eaux souterraines sont utilisées comme un guide pour l'emplacement de futurs projets de développements dans une région dans la finalité de minimiser l'impact négatif que portera le développement projeté sur les ressources hydriques environnantes. Ces cartes schématiques constituent, donc, un document cartographique d'aider la prise de décision pour l'aménagement du territoire. Elles peuvent combler des besoins d'inventaire et guider les organismes de réglementation pour assurer une gestion globale de l'ensemble de la ressource en eau souterraine du territoire.

Les méthodes d'estimation de la vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines se diversifient selon les besoins, les moyens, les objectifs recherchés et les organismes qui leurs développent pour une utilisation spécifique à leur pays, région ou province. Dans notre étude, une méthode a été employée dans le but d'évaluer son efficacité dans la cartographie de la vulnérabilité à la pollution des aquifères qui ressemblent lithologiquement, morphologiquement et climatiquement notre aquifère *DRASTIC* figure parmi les modèles les plus fameux et qui, en plus, ont démontré une bonne efficacité dans les études où ils ont été testés.

L'indice de vulnérabilité *DRASTIC* a été calculé et les valeurs ont été reclassées en trois classes (faible, moyenne et élevée) qui occupent respectivement 56%, 35% et 09%, la zone la moins vulnérable étant dispersée sur toute la zone d'étude, d'autre part les zones les plus vulnérables se trouvent dans la partie nord et Nord-Est, ce qui nécessite des mesures de protection dans ce domaine.

Le test de sensibilité a montré qu'il existe un grand écart entre les poids théoriques de la méthode *DRASTIC* et les poids « effectifs » ou réels. Cette révision des poids s'avère très importante pour donner des résultats plus pertinents et pour que les cartes de synthèse seront en accord avec la répartition des nitrates.

Recommandations :

Enfin, il reste à signaler que tous les axes de la présente étude nécessitent un approfondissement qui pourra faire l'objet d'autres travaux de recherche. A titre indicatif on peut proposer :

- Une actualisation des cartes de vulnérabilité en fonction de l'évolution de la société et des pressions anthropiques qui s'y exerce.
- Une étude plus détaillée doit être menée au niveau des secteurs vulnérables et à risques tant du point de vue quantitatif et qualitatif.
- une étude de modélisation d'écoulement et de transfert de nitrates doit être effectuée pour compléter les études de cartographie intrinsèque afin d'améliorer la qualité des documents de synthèse.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUE

BIBLIOGRAPHIE

- **Abed, S. (1982)**, Lithostratigraphie et sédimentologie du Jurassique moyen et supérieur du Dj. Amour (Atlas saharien). *Thèse 3ème cycle, Univ. de Pau*.
- **Adel Zghibi, Amira Merzougui, Ismail Chenini, Karim Ergaieg, Lahcen Zouhri, Jamila Tarhouni (2016)**, Groundwater Vulnerability Analysis of Tunisian coastal aquifer: an application of DRASTIC Index Method in GIS environment, GSD30.
- **Abdelli I, Asnoune M, Arab Z, Abdelmalek F, Addou A (2017)**
Management of household waste in sanitary landfill of Mostaganem district (Western Algeria). *Journal of Material Cycles and Waste Management* 19(1):265-281
- **Abdulrahman A, Nawawi MNM, Saad R, Adiat KAN (2013)**
Volumetric assessment of leachate from solid waste using 2D and 3D electrical resistivity imaging. In: *Advanced Materials Research*, vol 726. Trans Tech Publications Ltd., pp 3014-3022
- **Abdulrahman A, Nawawi M, Saad R, Abu-Rizaiza AS, Yusoff MS, Khalil AE, Ishola KS (2016)**.
Characterization of active and closed landfill sites using 2D resistivity/IP imaging: case studies in Penang, Malaysia. *Environmental Earth Sciences* 75(4):347
- **Agarwadkar Yogesh Y. Y (2005)**, Salinity mapping in coastal area using GIS and remote Sensing. *Thesis. iirs. India*. 65p.
- **Ahel M, Tepić N (2000)** Distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons in a municipal solid waste landfill and underlying soil. *Bulletin of environmental contamination and toxicology* 65(2):236-243
- **Ait Ouali, R. (1991)**, Le rifting des monts des Ksour. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées. Place des ouvertures mésozoïques du Maghreb. *Thèse ès -Sciences, Univ. Alger*. 306 p.
- **Alaa M. Al-Abadi Et Al (2014)**, A GIS-based DRASTIC model for assessing intrinsic groundwater vulnerability in northeastern Missan governorate, southern Iraq, *Appl Water Sci* DOI 10.1007/s13201-014-0221-7.
- **Al-Adamat, R. A. N., Foster, I. D. L. & Baban, S. N. J., (2003)**, Groundwater vulnerability and risk mapping for the Basaltic aquifer of the Azraq basin of Jordan using GIS, remote sensing and DRASTIC. *Appl. Geogr.* 23: pp.303–324.
- **Aller L., Bennet T., Lehr J.H., Petty R.J. & Hackett G. (1987)**, DRASTIC: a standardised system for evaluating groundwater pollution potential using

hydrogeologic setting. United States Environmental Protection Agency Report 600/2-87/035. Washington, D.C.

- **Aminreza Neshat Et Al (2014)**, Estimating groundwater vulnerability to pollution using a modified DRASTIC model in the Kerman agricultural area, Iran. *Environ Earth Sci* (2014) DOI 10.1007/s12665-013-2690-7
- **Andre P., Deliste C. E. Et Reveret A. S. (1999)**, L'évaluation des impacts sur l'environnement: Processus, acteurs et pratique. *Presses internationales polytechnique*, Canada, 416p.
- **Antonakos A.K., Lambrakis N.J. (2007)**, Development and testing of three hybrid methods for the assessment of aquifer vulnerability to nitrates, based on the drastic model, an example from NE Korinthia, Greece. *Journal of hydrology*. Vol.333: pp 288– 304.
- **Aristodemou E, Thomas-Betts A (2000)** DC resistivity and induced polarisation investigations at a waste disposal site and its environments. *Journal of Applied Geophysics* 44(2-3):275-302
- **Ayazi Mh, Pirasteh S, Arvin Akp, Pradhan B, Nikouravan B, MANSOR S (2010)**, Disasters and risk reduction in groundwater: Zagros Mountain Southwest Iran using geoinformatics techniques. *Disaster Adv* 3(1):51–57
- **Baali F, Rouabhia A, Kherici N, Djabri L, Bouchaou L, Hani A (2007)** Qualité des eaux souterraines et risque de pollution en milieu semi-aride. Cas de la cuvette de Chéria (NE Algérien). *Estudios Geológicos* 63(2):127-133
- **Baali F, Fehdi C, Rouabhia A, Mouici R, Carlier E (2015)** Hydrochemistry and isotopic exploration for a karstic aquifer in a semi-arid region: case of Cheria Plain, Eastern Algeria. *Carbonates and evaporites* 30(1):99-107
- **Babiker Insaf, S., Mohamed, A.A., Mohamed, Hiyama, T., Kato, K., (2005)**, A GIS-based DRASTIC model for assessing Aquifer vulnerability in Kakamigahara Heights, Gifu Prefecture, central Japan. *Sci. Total Environ. J.* 345 :pp 127–140.
- **Bassoulet, P. (1973)**, Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental. *Thèse es sci., Paris. 2 t., 497 p.*
- **Beudet R. (1999)**, Les eaux souterraines. Consultation publique sur la gestion de l'eau au Québec., *Bureau d'audiences publiques sur l'environnement*, 36 p.
- **Beudet. R (1999)** Les eaux souterraines. Consultation publique sur la gestion de l'eau au Québec., *Bureau d'audiences publiques sur l'environnement*, 36 p.

- **Belfar, F. (2000)**, Géométrie et dynamique des bassins triasiques de l'Atlas Saharien Occidental et des Hauts Plateaux (Algérie). *Thèse Magister. IST. USTHB.*
- **Belzegues S. Et Dougaparsard M. (2002)**, Suivi piézométrique des nappes de Grande Terre et de Marie – Galante (Gadeloupe), *compte rendu des données acquises en 2001 –BRGM/RP 51 445 FR, 20p.*
- **Bernstone C, Dahlin T (1999)** *Assessment of two automated electrical resistivity data acquisition systems for landfill location surveys: two case studies. Journal of Environmental and Engineering Geophysics 4(2):113-121*
- **Berrouk S (2016)** *Mise en évidence d'une contamination des eaux superficielles par le lixiviats de décharge. Cas de la plaine deTebessa-Bekkaria. Magister dissernation, 115 p.*
- **Besser H, Mokadem N, Redhaounia B, Hadji R, Hamad A, Hamed Y(2018)** *Groundwater mixing and geochemical assessment of lowenthalpyresources in the geothermal field of southwestern Tunisia.Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration 3(1):16*
- **Bettahar, A. (2009)**, Les accidents majeurs de l'atlas saharien central et les structures associées, géométrie, cinématique et interprétation d'un secteur clé de l'évolution de la chaîne. *Thèse. Doct. D'Etat, IST. USTHB Alger. Algérie.*
- **Boubaya D. (2006)**, Etude géophysique multimethode du Nord Est Algérien. Mémoire de magister. Université des Sciences et Technologie H. BOUMEDIENNE, 140p.
- **Bouillin, J. P. (1986)**,Le bassin maghrébin, une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bul. Soc. Geol. France, (8), II, n° 4, p. 547-558.*
- **Bracene, R. (2002)**,Géodynamique du Nord de l'Algérie: Implications sur la recherche pétrolière. *Thèse de doctorat, Univ. Cergy Pontoise 2 Vol., 300 p.*
- **Brgm, (2005)**, Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des eaux souterraines en région Nord-Pas-de-Calais. *Rapport BRGM/RP – 54238, Dec. France, 70p.*
- **Burston MW, Nazari MM, Bishop PK, Lerner DN (1993)**Pollution of groundwater in the Coventry region (UK) by chlorinated hydrocarbon solvents. *Journal of Hydrology 149(1-4):137-161*
- **Canter L.W. (1997)**,Nitrates in groundwater Lewis Boca Raton Florida, USA. *Report, 263 p.*
- **Castany G. (1963)**, *Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Edit. Paris, 641p.*
- **Castany G. (1968)**, *Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. Dunod Paris France 683p*

- **Castany G. (1982)**, Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. Dunod Edit. Paris, 334p.
- **Chachadi, A. G Et Lobo-Ferreira, J. P. (2005)**, Assessing aquifer vulnerability to sea-water intrusion using GALDIT method: Part 2-GALDIT Indicators Description. *The fourth Inter- Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, Guimaraes, Portugal, July 11-14, 2005.*
- **Chachadi, A. G. And Lobo-Ferreira, J.P (2001)**, Sea water intrusion vulnerability mapping of aquifers using the GALDIT method, in Coastin. *A Coastal Policy Research Newsletter, Number 4, March 2001.* New Delhi, TERI: pp. 7-9.
- **Chambers JE, Kuras O, Meldrum PI, Ogilvy RD, Hollands J (2006)** Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste disposal site. *Geophysics* 71(6):B231-B239
- **Civita M., 1994.** Le Carte della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: Teoria & Pratica. *Pitagora Editrice, Bologna, 325 p.*
- **Civita, M. Et De Maio, M. (2003)**, Assessing and mapping groundwater vulnerability to contamination. The Italian "combined" approach. *Proc. 1st Intern. Workshop "Aquifer vulnerability and risk", Salamanca (Mexico) - 20-30/05/03: pp 3 – 19.*
- **Dahlin T, Rosqvist H, Leroux V (2010)** Resistivity-IP mapping for landfill applications. *first break* 28(8)
- **Delfaud, J. (1974)**, La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples Nord sahariens. *Bul. Cent. Rech. de Pau. 8, 1 p. 24-62.*
- **Delfaud, J. (1974)**, Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *B.S.G.F., (7), t. XVI, n° 6, p. 643-652.*
- **Djabri L. (1996)**, Mécanismes de la pollution et vulnérabilité des eaux de la seyhouse. Origines géologiques, industrielles, agricoles et urbaines. Thèse de Doctorat d'État. Université d'Annaba 280p.
- **Dubourdiou, G. (1956)**, Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algérotunisiens). *Thèse Sci. Paris. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s, Bull., n°10, 659p.*
- **Durozoy G. (1956)**, Carte géologique au 1/50 000 de Tébessa feuille 206, et ça notice explicative.
- **E.G., Tesoriero A.J., Voss F.D., (1997)**, *Ground Water*, vol. 35, no. 6, pp. 1029-1039

- **Elmi, S., Almeras, Y., Ameer, M., Bassoulet, J, P., Boutaktiout, M., Benhamou, M., Marok., A., Mekaoui, A., Et Mouterde, R. (1998)**, Stratigraphic and paleogeographic survey of the lower and middle Jurassic along a North-South transect in western Algeria. Crasquin- Soleau, S., Barrier, E. (Eds); *peritethys* Memoir 4: *Mém, Mus, Natl. Hist. Nat. ; Vol. 179, pp. 145-211.*
- **Engel B.A., Navulur K.C.S., Cooper B.S. And Hahn L. (1996)**, Estimating groundwater vulnerability to non-point source pollution from nitrates and pesticides on a regional scale. *International Association of Hydrogeological Science Publications*, 235: pp. 521-526.
- **Evans Thomas A. Et David R. Maidment (1995)**, A spatial and statistical assessment of the vulnerability of Texas Groundwater to nitrate contamination. *Technical report CRWR260, Center for research in water resources, bureau of engineering research, the University of Texas at Austin, Austin, TX, 257p.*
- **Fehdi Ch., Boudoukha A., Salameh E. (01-03 Novembre 2006)**, Apport hydrogéochimique et isotopique dans la caractérisation des mécanismes de la salinité des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-ElAouinet (N.E Algérien). WATMED 2006, the 3rd International Conference on the Water Resources in the Mediterranean Basin, (présentation orale), Tripoli, Liban.
- **Fehdi Ch., Boudoukha A., Salameh E. (2007)**, Sources of water salinities in the Morsott-Laouinet aquifer. Northern area of Tébessa. (North East of Algeria). XXXV IAH Congress, International Association of Hydrogeologists. Groundwater and Ecosystems. Lisbon, Portugal, p. 659-660.
- **Fehdi, Ch Et Al (2009)**, The hydrogeochemical characterization of Morsott-El Aouinet aquifer, Northeastern Algeria, *Environ Geol* (2009) 58:1611–1620.
- **Foster S. & Hirata R. (1988)**, Groundwater risk assessment: a methodology using available data. WHO PAHO-CEPIS Technical report. Lima 73 pp.
- **Foster S. & Morris B. (2000)**, Assessment of Groundwater Pollution Risk.
- **Foster Ssd, Chilton Pj (2003)**, Groundwater: the processes and global significance of aquifer degradation. *Philos Trans R Soc Lond B* 2003;358:1957–72.
- **Foster, S. S. D. (1987)**, Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy, in: *TNO Committee on Hydrological Research, the Hague, Proceedings and Information, edited by: van Duijvenbooden, W. and van Waegeningh, G. H., 38: pp 69–86.*

- **Frizon De Lamotte, D., Saint Bézard,B., Barcène,R., And Mercier, E. (2000)**,Thetwo main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean.*Tectonics* 19 (4), 740-761.
- **Frohlich Rk, Urish Dw, Fuller J, Reilly Mo (1994)**Use of geoelectrical method ingroundwater pollution surveys in a coastal environment. *J Appl Geophys* 32:139–154
- **Goes Bjm, Meekes Jac (2004)**An effective electrode configuration for the detection of DNAPLs with electrical resistivity tomography. *J Environ Eng Geophys* 9:127–141
- **Gogu Rc, Dassargues A (2000)**, Current trends and future challenges in groundwater vulnerability assessment using overlay and index methods. *Environ Geol* 39:549–559.
- **Griffiths Dh, Barker Rd (1993)**Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areasof complex geology. *J Appl Geophys* 29:211–226
- **Hallof Pg (1957)**On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements.PhD Thesis, MIT
- **H.Baalousha,(2006)**,Vulnerability assessment for the Gaza Strip, Palestine using DRASTIC, *Environ Geol* (2006) 50: 405–414 DOI 10.1007/s00254-006-0219z.
- **Hamza M. H. (2007)**, Evaluation de la vulnérabilité à la pollution des nappes phréatiques de Ras Jebel et de l’Oued Gheniche par les methods paramétriques DRASTIC, SINTACS,et SI appliqués par les systèmes d’information géographique. *Thèse de doctorat. Facultédes Sciences de Tunis, 200p.*
- **Hearne G Et Al (1992)**,Vulnerability of the uppermost ground water to contamination in the greater Denver area. US Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 92–4143.
- **Herkat, M. (1992)**,Manifestations diapiriques du Trias dans les séries du Crétacé supérieur de l’Atlas saharienet des Aurès. *Bull. du Serv. Géol. de l’Alg., Vol 3, n° 1,p. 15-27, 7 fig., 1 pl.*
- **J.Margat (1968)**, vulnérabilité des nappes d’eau souterraine a la pollution (groundwater vulnerability to contamination). Bases de la cartographic, (Doc.) BRGM, 68 SGL 198 HYD, Orleans, France.
- **J. Margat. (1991)**, Les eaux souterraines dans le monde. Similitudes et différences (Thegroundwater in the world: similitudes and differences). *Proc. 21 Journées d’Hydraulique* (Sophia Antipolis, France), vol. IV : pp 1-13.

- **Javadi S, Kavehkar N, Mohammadi K, Khodadi A, Kahawita K (2011)**, Calibration DRASTIC using field measurements, sensitivity analysis and statistical method to assess groundwater vulnerability. *Water Int* 36(6):719–732
- **Kazi-Tani, N. (1986)**, Evolution géodynamique de la bordure nord africaine : le domaine intra plaque algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doct. Etat. *Univ. Pau et des pays de l'Adour*.
- **Kowalski, W, M., Et Hamimed, M. (2000)**, diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie Vol. 11, n° 1, pp. 29 - 60, 12 fig.*
- **Lafitte, R. (1939)**, Etude géologique de l'Aurès. *Thèse Paris. Et bull Serv. Carte géol. Algérie, Alger, 2ème Ser. 15, 484P.*
- **Lamoreaux Pe, Wilson Bm, Memon Ba (1984)** Guide to the hydrology of carbonate rocks. UNESCO, France
- **Lefebvre R., Boutin A., Martel R., Therrien R., Parent M. Et Blais V. (2003)**, Caractérisation et modélisation numérique de l'écoulement et la migration de la contamination en TCE dans l'eau souterraine du secteur Valcartier, Québec Canada. INRS Eau, Terre et Environnement. Rapport de recherche R-631, 177p
- **Leikeine, M. (1971)**, Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie). *Thèse ès Sciences, Paris, ronéot, 536p.*
- **Leroux V, Dahlin T (2002)** Induced polarisation survey at a waste site in southern Sweden. In: 8th EEGS-ES Meeting
- **Lesmes DP, Morgan FD (2001)** Dielectrical spectroscopy of sedimentary rocks. *J Geophy Res* 106(B7):13329–13346
- **Lindstrom R. (2005)**, Groundwater vulnerability assessment using process-based models TRITA-LWR. PhD Thesis. 36p.
- **Livet M. (2004)**, Vulnérabilité des ressources en eau et protection des captages pour l'alimentation en eau potable. *Revue française des laboratoires N°346*, 8p.
- **Loke Mh (1994)** The inversion of two dimensional resistivity data. Unpublished PhD thesis, Univ. of Birmingham
- **Loke Mh (2000)** Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. Technical note of Geotomo Software. Available on line at <http://www.geoelectrical.com>

- **Loke Mh (2001)**Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2D and 3D surveys, 62 pp. Available at <http://www.geoelectrical.com>
- **Marescot L (2004)**Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des Éléments Finis, Ph.D. thesis, Université de Nantes, Université de Lausanne, p208
- **Marescot L (2008)**Imagerie électrique pour géologues: acquisition, traitement, interprétation. www.tomoquest.com
- **Martínez J, Benavente J, García-Aróstegui JI, Hidalgo Mc, Rey J (2009)**Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion–extrusion effects: the river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Eng Geol* 108:161–168
- **Mattauer, M., Tapponier, P., Et Proust, F. (1977)**, Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *B.S.G.F. (7) XIX, n° 3, p. 521-526.*
- **Meddah, A. (1998)**, Etude géologique des appareils diapiriques de l'Atlas Saharien Occidental (Monts des Ksour). Essai de synthèse sur les diapirs atlasiques. *Thèse Magister. IST. USTHB.*
- **Michaud Y., Lefebvre R. Et Martel R. (2003)**, Vulnérabilité : Introduction et méthodologie. Rapport technique du Centre Géoscientifique de Québec, 9 p.
- **Minivelle E. Et Souiah S. (2003)**, L'analyse statistique et spatiale : statistique, cartographie, télédétection, SIG. *Edition des temps*, France, 284p.
- **Murat V., Paradis D., Savarad M., Nastev M., Bourque E., Hamel A., Lefebvre R. Et Martel R. (2003)**, Vulnérabilité à la nappe des aquifères fracturée du sud-ouest du québec : Evaluation par les méthodes DRASTIC et GOD. *Commission géologique du Canada. Recherches en cours 2003-D3*, 14p.
- **Naudet V (2004)** Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés (Doctoral dissertation, Université Paris VI)
- **Nouioua I, Fehdi C, Boubaya D, Serhane B, Djellal A (2015)** Mapping underground cracks using 2D electrical resistivity tomography: the case of the landslide of Kef Essenoun phosphate deposit, Djebel Onk (northeast of Algeria). *Arab J Geosci* 8:7731–7738

- **Nouioua I, Rouabhia A, Fehdi C, Boukelloul MI, Gadri L, Chabou D, Mouici R (2013)** The application of GPR and electrical resistivity tomography as useful tools in detection of sinkholes in the Cheria Basin (northeast of Algeria). *Environ Earth Sci* 68:1661–1672
- **Pornon H. (1995)**, Les SIG: mise en oeuvre et applications. *Editions Hermes Paris*, France, 156p.
- **Pulido-Leboeuf P., Pulido-Bosch A., Calvache M.-L., Vallegos A. And Andreu J.-M.(2003)**, Strontium, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ and $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ratios as tracers for the evolution of seawater into coastal aquifers: the example of Castell de Ferro Aquifer (SE Spain), *C. R. Geoscience* 335 (2003): pp. 1039–1048.
- **Raj Pathak, D., Hiratsuka, A., Awata, I. & Chen, L. (2008)**, Groundwater vulnerability assessment in shallow aquifer of Kathmandu Valley using GIS-based DRASTIC model. *Environ. Earth Sci.* 57(2), 1569–1578.
- **Rehman F, Abuelnaga Hso, Harbi Hm, Cheema T, Atef Ah (2016)** Using a combined electrical resistivity imaging and induced polarization techniques with the chemical analysis in determining of groundwater pollution at Al Misk Lake, Eastern Jeddah, Saudi Arabia. *Arab J Geosci* 9:1–11
- **Reynolds Jm (1997)** An introduction to applied and environmental geophysics. Wiley, Chichester
- **Rouabhia Aek (2006)**, Vulnérabilité à la pollution chimique d'un système aquifère en région semi-aride d'Algérie. Cas de la plaine d'El Ma El Abiod. Mémoire de magister. Université d'annaba. 120p
- **Saidi, S Et Al (2009)**, A GIS-based susceptibility indexing method for irrigation and drinking water management planning: Application to Chebba—Mellouleche aquifer, Tunisia. *Agric. Water Manag.* 2009, 96, 1683–1690.
- **Saidi, S., Bouri, S. & Ben Dhia, H. (2010)**, Groundwater vulnerability and risk mapping of the Hajeb-Jelma Aquifer (Central Tunisia) using a GIS-based DRASTIC model. *Environ. Earth Sci.* 59, 1579–1588.
- **Salhi A., Stitou El Messari J., Benabdelouahab S., El Gettafi M., Díaz Y., Himi M. & Casas A. (2008)**, Cartografía comparativa de la vulnerabilidad del acuífero costero de Ghis-Nekor (Marruecos). *Soumis à la revue Geogactea*.
- **Salwa Saidi Et Al, (2011)**, Sensitivity analysis in groundwater vulnerability assessment based on GIS in the Mahdia-Ksour Essaf aquifer, Tunisia: a validation study, *Hydrol. Sci. J.* 56(2), 288–304.

- **Sami, L. (2003)**, Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations à Pb-Zn, Ba et F dans la région de Mésékiana : Exemple des indices d'es Soubaa et de M'Khiriga. (Atlas Saharien Oriental, Algérie). *Thèse Magister.IST. USTHB*.
- **Sangam Shrestha Et Al (2016)**,Assessment of groundwater vulnerability and risk to pollution in Kathmandu Valley, Nepal, *Science of the Total Environment* 556 (2016) 23–35
- **Schlumberger C (1920)** Étude de la prospection électrique du sous-sol: Gaultier-Villars et Cie., Paris, 94 pp
- **Shokri Bj, Ardejani Fd, Moradzadeh A (2016)**Mapping the flow pathways and contaminants transportation around a coal washing plant using the VLF-EM, Geoelectrical and IP techniques—a case study, NE Iran. *Environ Earth Sci* 75(1):62
- **Shweta Kumari Et Al (2016)**,Groundwater Vulnerability Assessment using SINTACS Model and GIS in Raipur and Naya Raipur, Chhattisgarh, India, *Indian Journal of Science and Technology*, Vol 9(41), DOI: 10.17485/ijst/2016/v9i41/99247, November 2016.
- **Stiger T. Y., Ribeiro L., Carvalho Dill A. M. M. (2006)**,Evaluation of an intrinsic and aspecific vulnerability assessment method in comparison with groundwater salinisationand nitrate contamination levels in two agricultural regions in the south of Portugal.*Hydrogeol J.*, 14: pp. 79–99.
- **Tellam J.H. And Lloyd J.W. (1986)**,Problems in the recognition of seawater intrusion bychemical means: an example of apparent equivalence, *Q. J. Eng. Geol.* 19 (1986): pp.389–398.
- **Teso, R.R., Poe, M.P., Younglove, T. And Mccool, P.M. (1996)**, Use of logistic regressionand GIS modeling to predict groundwater vulnerability to pesticides. *Journal ofEnvironmental Quality* 25 (3): pp. 425-432.
- **Trabelsi R., Zaïri M., Smida H. And Ben Dhia H. (2005)**, Salinisation des nappes côtières : cas de la nappe nord du Sahel de Sfax, Tunisie. *C. R. Geoscience* 337 (2005): pp 515–524.
- **Troiano, J., Spurlock, F. And Marade, J. (1999)**,Update of the Californian VulnerabilitySoil Analysis for Movement of Pesticides to Ground Water, 1999. *Department ofPesticide Regulation, Sacra-mento. CA 95814-3510, Document EH 00-05.*

- **VanStempvoort D., Ewert L., Wassenaar L. (1992)**, Aquifer vulnerability index: a GIS compatible method for groundwater vulnerability mapping. *Canadian Water Resources Journal*, 18: pp 25-37.
- **Vially, R., Letouzey, J., Bernard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H., And Boudjemaa, A. (1994)**, A basin inversion along the north African Margin. The Saharan Atlas (Algeria). In: *Roure, F. (Ed.), Peri-Tethyan Platforms. Technip, Paris, pp. 79–118.*
- **Vially, R., Letouzey, J., Bernard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H., And Boudjemaa, A. (1994)**, A basin inversion along the north African Margin. The Saharan Atlas (Algeria). In: *Roure, F. (Ed.), Peri-Tethyan Platforms. Technip, Paris, pp. 79–118.*
- **Vieux Be (2004)**, Distributed Hydrologic Modeling Using GIS. Water Science and Technology Library, vol 48. Kluwer Academic Publishers, Norwell.
- **Vila J.M (1980)**, La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. Thèse de Doctorat- es -sciences, Université Pierre et Marie curie, Paris VI.
- **Vila, J. M (1994)**, Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins Algéro-Tunisiens : Trias allochtone « Glaciers de sel » sous marins et vrais diapirs. In « Trias 93 Algérien ». G. Delfaud, M. Tefiani. *Mémoire du service géol. Del'Algérie 6, Alger.*
- **Vila, J.M. (1980)**, La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algérotunisiens. *Thèse ès Sci. Paris VI, 2 t., 665 p.*
- **Vila, J.M. (1996)**, Halocinèse distensive albienne à « glacier de sel » sous-marin et plissements tertiaires du secteur Ouenza-Ladjebel-Méridéf. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 7, n°1, pp3-34.*
- **Vila, J.M., Benkherouf, F., Charriere A. (1994)**, Interprétation du matériel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens): un vaste « glacier de sel » sous-marin albien, à l'image des structures *off-shore* d'Aquitaine. *C.R. Acad. Sci. Paris, t.318, série II, p. 109-116.*
- **Vrba J. Et Zaporozec A. (1994)**, Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. *Int. Assoc. Hydrogeol.* 16, 131 p.
- **Wilcox L (1948)**: The quality of water for agricultural use. US Dept Agriculture Tech Bull 962, Washington DC

- **Yelles-Chaouche, A.K., Aït-Ouali, R., Bracene, R., Derder, M.E.M., Djelit, H. (2001)**,Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksours (Atlas Saharien, Algérie) audébut du Mésozoïque, *Bull. Soc. géol. Fr.*, t 172, n° 3 p. 285- 294.
- **Zaidi Fk, Kassem Omk (2012)**Use of electrical resistivity tomography in delineating zones of groundwater potential in arid regions: a case study from Diriyah region of Saudi Arabia.*Arab J Geosci* 5:327–333
- **Zerdazi, A (1990)**,Etude gravimétrique du mole d'Ain M'lila, et de l'Atlas Saharien septentrionale orientale (Nord-Est d'Algérie). Thèse doc Es Science université de Lozane : in édite.
- **Zohdy Aar, Eaton Gp, Mabey Dr (1974)**Application of surface geophysics to groundwater investigation. United States Geological Survey Book 2, Chapter D1, 116 pp
- **Zwahlen F (2004)**,Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report (COST action 620). European Commission, Directorate XII Science, Research and Development, Report EUR 20912, Brussels; 2004. 297 pp.