



Université d'Oran 2
Mohamed Ben Ahmed

République Algérienne démocratique et populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la recherche scientifique

Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed

Faculté des sciences de la terre et de l'univers

**Mémoire de fin du deuxième cycle pour l'obtention du diplôme de master
en hydrogéologie option : eau souterraine et environnement**

Thème :

Contribution hydrogéologique de la région de El Maadar

Elaboré par :

Encadré par : M. BORSALI

BAHRI MOHAMED NASSIM

GASMI OMAR ABDELHAK

Membres de jury :

M.BORSALI

MME.ABLAOUI

M.MANSOUR HAMIDI

2017 / 2018

Remerciement

Tout d'abord je tiens à remercier nos enseignants qui n'ont aidé et assisté durant nos études et j'exprime toutes ma gratitude à M.Borsali grâce à lui on a pu finir ce travail , Mme Ablaoui , et M.Mansour qui seront présent lors de notre soutenance et qui ont contribué à notre cursus .

Je remercie vivement nos chers camarades qui ont contribué d'une manière ou une autre de rendre ce cursus meilleur.

Dédicace

Je dédié ce travail qui n'aura jamais pu voir le jour sans le soutiens indéfectibles de notre encadreur M.Borsali , et les autres enseignants qui ont usé de leur dure labeur pour qu'on puisse arrivée là , à mes parents qui ont toujours été présent pour m'encourager qui n'ont jamais cessé de donner le nécessaire .

<i>INTRODUCTION GENERALE</i>	1
------------------------------------	---

<i>GENERALITES</i>	2
--------------------------	---

SITUATION GEOGRAPHIQUE GENERALE

<i>GEOMORPHOLOGIE</i>	3
Les dépressions et les cuvettes	

CHAPITRE I :GEOLOGIE

<i>CADRE GEOLOGIQUE GENERALE</i>	6
--	---

2- CADRE GEOLOGIQUE DU SECTEUR D'ETUDE	6
---	---

3- CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL	8
---	---

3.1. INTRODUCTION

3.2. LE TRIA

3.3 LE JURASSIQUE

3.4 JURASSIQUE SUPERIEUR - CRETACE INFERIEUR

-CONCLUSION

CHAPITRE II CLIMATOLOGIE

1- INTRODUCTION	18
------------------------------	----

2- ETUDE DES PRECIPITATIONS	18
--	----

2.1. PRECIPITATIONS ANNUELLES A LA STATION D'AIN SEFRA	19
---	----

2.2. PRECIPITATION MENSUELLES	19
--	----

2.3 LES PRECIPITATIONS SAISONNIERES	21
--	----

3. LES TEMPERATURES :	22
------------------------------------	----

4.2. LES INDICES CLIMATIQUES	24
---	----

4.2. 1-INDICE D'ARIDITE DE DE MARTONNE :	25
---	----

A- INDICE ANNUEL	25
-------------------------------	----

B - INDICE D'ARIDITE MENSUEL DE DE MARTONNE	26
--	----

4.3. CLIMAGRAMME D'EMBERGER	26
4.4. INDICE DE STEWART	26
5.1. L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (METHODE THORNTHWAITE)..	27
5.2. L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR).....	28
5.2.1 LA METHODE DE TURC	29
5.2.2 METHODE DE THORNTHWAITE :	30
5.2.3. METHODE DE WUNDT	30
5.2.4 METHODE DE VERDEIL.....	30
7.1. BILAN HYDROGEOLOGIQUE SELON THORNTHWAITE :	30
7.2. METHODE RATIONNELLE :	31
-CONCLUSION	

CHAPITRE III : HYDROGEOLOGIE

1- INTRODUCTION :.....	32
2- CADRE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION :	32
2.1 - SYNCLINAL D'AÏN SEFRA :	33
2.2 - SYNCLINAL DE TIOUT (MAADER).....	33
3.1 - LES STRUCTURES DE TIOUT.....	34
3.2 - LES STRUCTURES DE KOUDIAT TIOURTELT	34
3.3 - LES STRUCTURES DE DALAA MILOUDAH.....	35
4.1- LA NAPPE DU JURASSIQUE.....	35
4.2- LA NAPPE BARREMO-ALBO-APTIENNE	35

4.3- LA NAPPE DU QUATERNAIRE	36
6.1 - AIN TESSALA	37
6.2 - SOURCES APTIENNES DU DJEBEL AÏSSA	37
6.3-SOURCES DE TIOUT.....	38
6.4 - AIN TIOURTELT	39
7.1- INTERPRETATION DE LA CARTE HYDROGEOLOGIQUE :.....	40
8.1 LES ESSAIS DE POMPAGE PAR PALIERS	41
8.1.1 COURBE CARACTERISTIQUE :.....	45
8.1.2 CALCUL DE DEBIT SPECIFIQUE.....	47
8.2 LES ESSAIS DE POMPAGE DANS LES FORAGES TIOUT.....	48
CONCLUSION.....	50

CHAPITRE IV : HYDROCHIMIE

1. INTRODUCTION :.....	52
2. CONTROLE DES ANALYSES PAR BALANCE IONIQUE :.....	52
2.1 LES PARAMETRES PHYSIQUES	53
2.1.1 TEMPERATURE :.....	53
2.1.2 LE POTENTIEL D'HYDROGENE :.....	53
2.1.3 LA MINERALISATION :.....	53
2.1.4 LA DURETE TOTALE :.....	54
3.1 CARTE D'ISO-TENEUR EN CA⁺⁺ : (FIGURE33).....	55
3.2 LA CARTE D'ISO-TENEURS EN MG⁺⁺	56
3.3 LA CARTE D'ISO-TENEURS EN NA⁺.....	57

3.4 CARTE D'ISOTENEUR EN CL-	57
3.5 CARTES D'ISO-TENEURS EN SO4-	58
3.6 CARTE D'ISO-TENEURS EN BICARBONATES (HCO3-)	59
4.QUALITE DES EAUX POUR L'IRRIGATION SELON LE SAR	59
5.1 DIAGRAMME DE PIPER:	61
5.2 DIAGRAMME DE SCHOELLER BERKALOFF:	62
5.3 DIAGRAMME DE STIFF	63
-CONCLUSION	
-CONCLUSION GENERALE	66

Introduction générale

Les Monts des Ksour font partie de l'Atlas Saharien. Il s'agit d'une chaîne intracontinentale formée au Tertiaire et qui constitue l'avant pays de la chaîne alpine d'Afrique du Nord ou des Maghrébines. La chaîne atlasique est formée d'un ensemble de reliefs alignés sur plus de 1000 km, depuis la terminaison orientale du Haut Atlas Marocain jusqu'à la bordure occidentale des Aurès. Elle constitue une barrière topographique et climatique entre l'Algérie du Nord et le Sahara. L'Atlas Saharien est limité au Sud par l'Accident Sud Atlasique allant d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie. Au Nord, par l'Accident Nord Atlasique, qui constitue une discontinuité tectonique. Ritter (1902) a subdivisé l'Atlas Saharien en trois faisceaux de plis : les Monts d'Ouled Nail à l'Est (Atlas Saharien Oriental) -le Djebel Amour (Atlas Saharien Central) -les Monts des Ksour à l'Ouest (Atlas Saharien Occidental) Les monts des ksour sont constitués par des vastes synclinaux à fond plats ; La première partie de ce synclinal se situe entre El Hendjir et Ain Sefra le flanc étant fortement masqué par les dunes d'Ain Sefra. La deuxième partie du synclinal se trouve à l'E-NE d'Ain Sefra dans la région de Tiout plus connue sous le nom de Maader (qui fait l'objet de notre étude), c'est un synclinal typique des monts des Ksour à fond plat affectant l'Albien encadré par les anticlinaux jurassiques de Djebel Aissa et Djara.

A l'instar des villes situées en milieu aride, la disponibilité de l'eau a toujours été au centre des préoccupations des collectivités locales.

Les premiers habitants ont fait leur prospérité à partir des adductions conçues gravitairement pour la distribution en eau potable et l'irrigation, ainsi que l'abreuvement du cheptel, à partir des plus anciennes sources (la source de la dune et de Tiout).

Le but de travail est de contribuer à l'étude hydrogéologique sur la région de Maader pour une meilleure gestion des ressources en eau dans la région. Ce travail a été scindé en quatre chapitres :

- Nous présenterons dans le premier chapitre, l'étude géologique de la région, pour déterminer les différentes formations.
- le deuxième chapitre l'étude climatologique qui permet de déterminer le type de climat régnant dans la zone concernée et les éléments du bilan hydrologique à partir des données de températures et de précipitations.
- le troisième chapitre une étude hydrogéologique a permis d'identifier les principaux aquifères, préciser la géométrie du réservoir barrémo-albo-aptien du synclinal de Maader et de déterminer les paramètres géométriques et hydrodynamiques de l'aquifère qui nous conduiront à une meilleure compréhension de l'écoulement souterrain.
- enfin le dernier chapitre est consacré à l'étude Hydrochimique afin de montrer et clarifié la relation entre l'eau et les différentes formations géologiques .

GENERALITE

1. Situation géographique générale: (figure01)

La chaîne Atlasique oblique par rapport au littoral méditerranéen s'étend depuis la côte atlantique au Maroc jusqu'en Tunisie littorale. En Algérie, la chaîne Atlasique a une longueur qui avoisine 1000 Km et une largeur de plus de 100 Km. Elle est située au Sud d'un ensemble septentrional orienté Est-ouest, représenté par les hautes plaines, le Tell et les massifs Kabyles et constitue la limite Nord de la « plate forme saharienne » L'Atlas saharien est formé de chaînons allongés, Orientés SW-NE à l'exception des Monts des Zibans qui sont orientés Est-Ouest. On reconnaît de L'Ouest vers L'Est



Figure 01 : Situation géographique de la zone d'étude

2. Situation géographique du secteur d'étude : (figure 02)

Tiout est située à 18 Km à l'Est d'Aïn Séfra, notre étude secteur fait partie des monts des ksour connu, sous le nom de Maader, ce secteur est limité par:

- Au Nord Djebel Aïssa.
- A l'Ouest Oued d'Aïn sefra et la dépression d'AïnSéfra-El Handjir.
- Au Sud Djebel Mekther.
- A l'Est Djebel Djara.

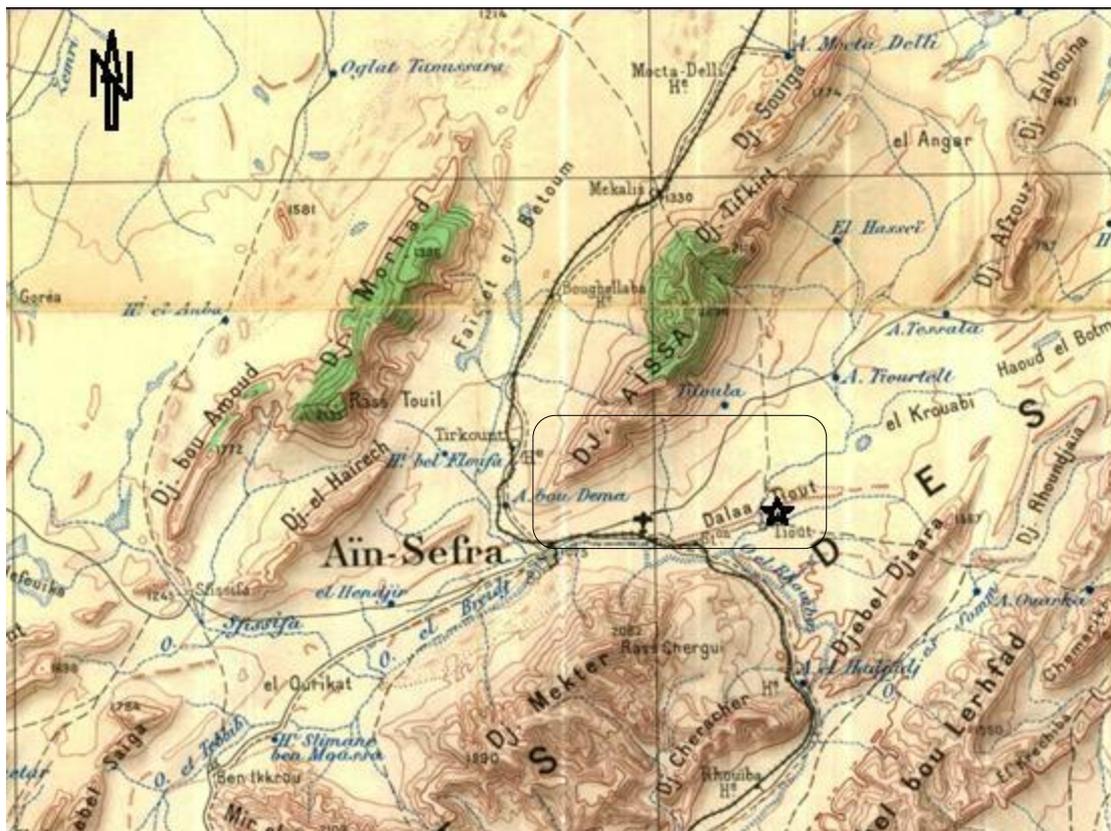
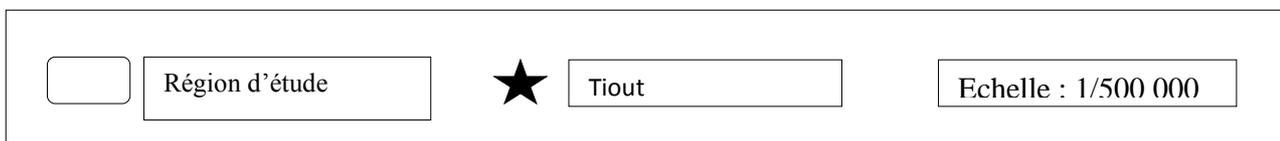


Figure 02: Situation géographique du secteur d'étude



2. Géomorphologie :

3.1. Les chaînons

L'ossature des Monts des Ksour est constituée par un massif tabulaire où se développe entre les méridiens de Figuig (Maroc) et de Tiout, une série du Jurassique Supérieur Continental formée par :

- Le Djebel Aissa (2136 m) qui se prolonge vers le Sud au delà d'Ain Sefra par un anticlinal crétacé, arasé coupant le centre du bassin.
- Le Djebel Tifkirt (2091m), chaînon dissymétrique se trouvant au Sud-Ouest de Djebel Souiga, constitués par des alternances de calcaires et marnes, parfois dolomitiques.
- Le Djebel Afzouz (1787 m) cerné par de cuvettes gréseuses d'âge Crétacé.
- Le Djebel Souiga (1778 m) long de 16 km, relayé vers le Nord-Est par le Djebel Ez-Zerigat (1395 m) puis par Djebel El Mellah (1817 m) long de 17 km soit par la série du Jurassique supérieur continental dans le Mir El Djebel (2062 m), Djebel Mekter (2062 m), Djebel Morhad (2136m au Rass Touil) au Nord-Ouest d'Ain Séfra, sa terminaison s'abaisse au Sud-Ouest (Djebel Hairech). Il s'oriente brutalement vers l'Ouest, au niveau de Rass Touil, et trouve son prolongement dans le Djebel Bou Amoud.

3.2.Les dépressions et les cuvettes

La pluparts des chaînons sont entourés par des dépressions bien marquées, correspondant le plus souvent à des marnes, calcaires marneux, argiles, etc.... Ainsi : que la dépression de la vallée de l'oued Hallouf, ceinturant à l'Est la terminaison du Djebel Grouz ; Ceinture du Djebel Chemar ikh ; Dépression entourant le Djebel Souiga puis le Djebel Melah avec un remplissage récent accentué. D'autres dépressions correspondant aux séries supérieures du Jurassique Moyen, dont quatre au moins peuvent être citées : la vallée de l'Oued Es Serdj ; la grande dépression de l'Oued Ich ; le seuil Ain El Smilah-Haci Slimane Ben Moussa et la pente intérieure du grand cirque d'Ain Ouarka. Sous ce type de structure on peut citer des séries de cuvettes qui caractérisent la région des Monts des Ksour : Cuvettes Aourak-Oulakak (essentiellement gréseuses) ; Dépression de Béni Ounif ; Dépression de Mekhizène au NE de Sfissifa ; Cuvette d'Ain Séfra – Tiout –El Handjir ; Cuvette de Tiour telt ; Double dépression de Djenien Bou Rezk ; Cuvette D'Asla ; Cuvette d'El Kheloua-Arbaouet ; Dépression de Labiodh Sidi Cheikh.

Chapitre I :

Géologie

1- Cadre géologique générale :

L'Atlas Saharien forme une chaîne montagneuse d'une longueur d'environ 1000 Km orientée SW-NE située dans la partie Nord de l'Algérie et s'interpose entre deux domaines stables : - les hautes plaines oranaises, au Nord Le domaine saharien au sud ; Cette suite de chaînes forme une barrière naturelle géographique et climatique. Il s'agit d'un ensemble structural étendu depuis le Maroc à l'Ouest jusqu'à Tunisie à l'Est.

Ce domaine est affecté par deux grands accidents ;

-Au Nord par l'accident nord-atlasique (Accident sud-mésétien d'après de KAZITANI,1986).

-Au Sud par l'accident sud-atlasique appelé « flexure Sud Atlasique » allant d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabès en Tunisie.

La partie occidentale de l'Atlas Saharien (les monts des ksour) est limitée par les hautes plaines oranaises au Nord, la plaine saharienne au Sud, à l'Est par les monts des Amours et à l'Ouest par le haut Atlas Marocain.

2- Cadre géologique du secteur d'étude : (figure 03)

La région de Tiout (Aïn Sefra) est située entre deux anticlinaux l'un au Nord et l'autre au Sud encadrent le synclinal de Maader, ils y affleurent des terrains gréseux plus anciens:Jurassique supérieur et Crétacé inférieur, ces anticlinaux ont donné naissance aux Djebel Aïssa et Djebel Mekther. La limite SW du synclinal d'Ain Sefra est bien marquée, il s'agit de la zone disloquée NS renfermant les ophites et le Trias d'El Hendjir.La zone reliant Tiloula à Koudiat Tiourtalt constitue une séparation structurale avec le synclinal de Tiourtalt. La première partie de ce synclinal se situe entre El Hendjir et Ain Sefra le flanc étant fortement masqué par les dunes d'Ain Sefra. La deuxième partie du synclinal à Ain Sefra dans la région de Tiout plus connue sous le nom de Maader (qui fait l'objet de notre étude), c'est un synclinal typique des monts des Ksour à fond plat affectant l'Albien encadré par les anticlinaux jurassiques de djebel Aïssa et Djara.

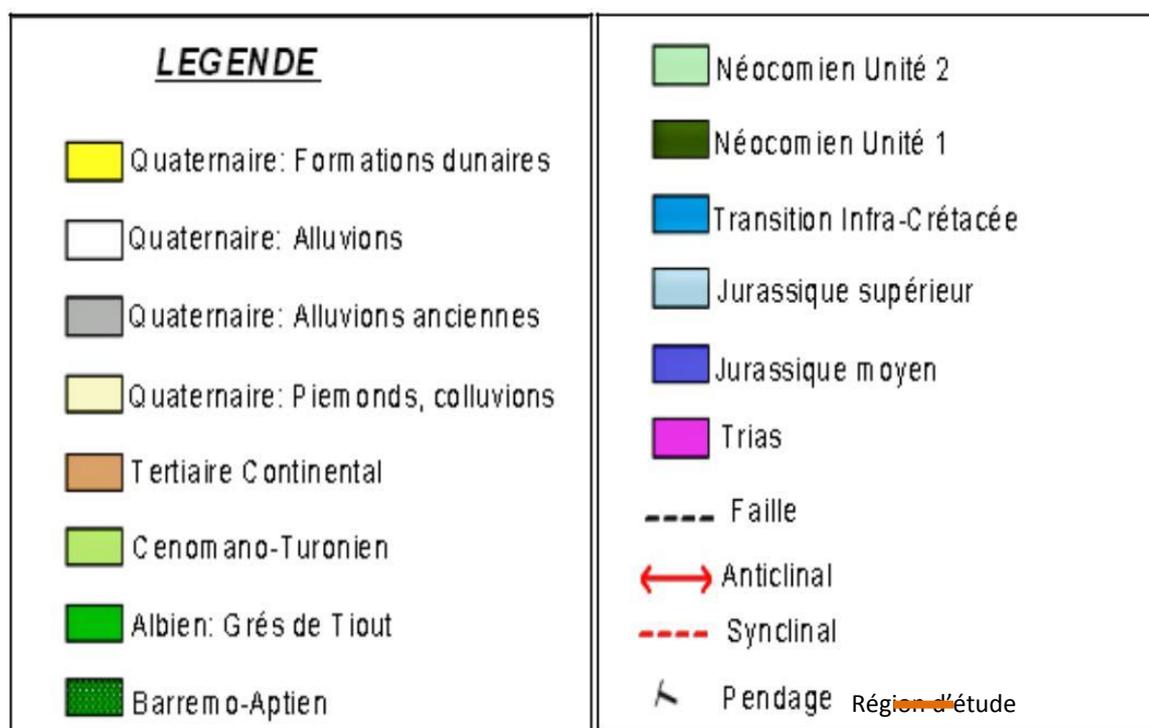
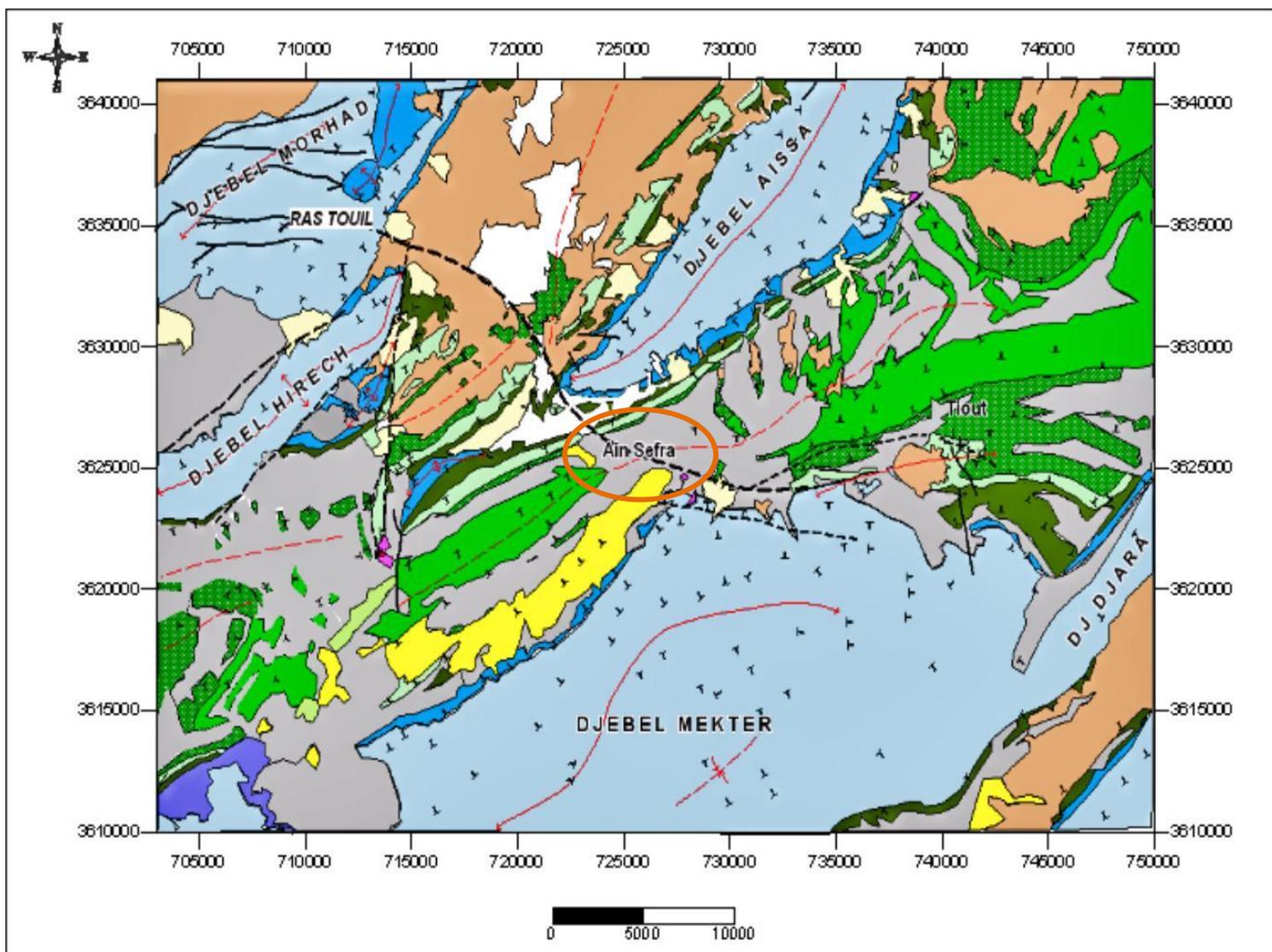


Figure 03: Carte géologique de la région d'Ain sefra
(GALMIER 1972, digit)

3- Contexte géologique général :

3.1. Introduction :

Dans la partie occidentale de l'Atlas Saharien (monts des Ksour); les affleurements sont caractérisés par les formations d'âge mésozoïque avec des épaisseurs relativement plus importantes à l'Est. Les formations sédimentaires les plus récentes (Tertiaires et Quaternaires) reposent en discordance sur les formations du Secondaire.

Les niveaux gréseux (Jurassique supérieur à Crétacé inférieur) prédominent et constituent la majeure partie des montagnes (Aïssa, Mekther, Djara, Morghad, Djeraouine, etc...) (KACEMI, 2005).

La lithostratigraphie des formations géologiques de l'Atlas saharien occidental est bien connue grâce à la cartographie géologique aux études de photogéologie de D. Galmier (1972) et celles stratigraphiques de J.P. Bassoullet (1973). Les travaux de terrain et les levés détaillés de cinq coupes significatives réalisés par A. Kacemi en 2005 dans notre secteur d'étude, précisent toutes les particularités sédimentaires des formations et leur épaisseur.

3.2. Le trias :

Apparaît fréquemment dans la région d'Aïn Séfra, représenté par des argiles versicolores bariolées gypso-salines, du basalte doléritique et de roches à structure ophitique (M. Douihasni 1976), le plus souvent en liaison avec les fracturations de la couverture. Il affleure soit en masse diapirique soit en injection le long des grandes fractures de directions diverses par rapport aux axes des anticlinaux et des synclinaux (J.P. Bassoullet 1973).

Trois zones d'affleurement du Trias, dans la région d'Aïn Séfra ont été définies par D.Galmier (1972) :

- au niveau d'El Handjir , l'ensemble triasique est monté à la faveur d'une bande Nord-Sud, présentant une densité de fracturation importante ;
- au contrefort Nord du Djebel Mekter, au Sud d'Aïn Séfra, connu par une importante fracturation et un repli anticlinal, apparaissent plusieurs pointements Triasiques ;
- au Sud de Tiout près d'Aïn Srara : un repli anticlinal présente sur son axe plusieurs pointements triasiques masqués partiellement par les terrains tertiaires.

Le trias se présente dans l'Atlas saharien sous forme de diapirs, néanmoins, il est reconnu en place par des forages exécutés par sonatrach (KAZI-TANI, 1986). Le trias de type germanique, c'est-à-dire de nature évaporitique, apparaît en diapir ou en pli diapir (exemple du diapir d'Ain Ouarka) au cœur des structures anticlinales, on les considère comme des « appareils diapiriques ».

Il est constitué d'argiles bariolées gypsifères à minéraux. Parmi ces derniers on note le quartz pyramidé, de l'oligiste, de la calcite, de la pyrite, de l'amphibole etc. parmi les évaporites, le gypse est un élément, fréquent en cristaux maclés fer de lance, fibreux, en amas saccharoïde, hyalin-grisâtre ou rosâtre. On trouve dans les argiles triasiques des lambeaux, des blocs de types pétrographiques variés

3.2 L'Infra lias :

Il est à noter que l'infra Lias est un terme introduit par Flamand en 1911 pour désigner une formation de dolomie franche ou de calcaire dolomitique à inter lits argileux. Dans les monts des Ksour les dépôts de cet étage n'ont jamais été trouvés en place dans l'Atlas saharien. Sauf, au Djebel Mellah de Mécheria (carte topographique de Mékalis au 1/100.000, x=239.2, y=289.7) où ils ont été découverts par Flamand et seraient constitués de calcaire siliceux. Ces affleurements ont été étudiés en détail par Bassoullet en 1973.

D'autres dépôts sédimentaires fragmentaires flottent dans les argiles des diapirs D'El Hanjir et de Tiout. Ils sont constitués de calcaire dolomitique gris bleuté d'âge Rhétien à Hettangien probable (Bassoullet, 1973).

Notant que ces dépôts sédimentaires Rhétiens scellent le complexe volcano-évaporitique dans les diapirs étudiés. Ils sont postérieurs aux dernières émissions volcaniques de la région des Monts des Ksour.

3.3 Le jurassique :

Les affleurements du Lias sont peu nombreux dans l'Atlas saharien et on doit leur découverte J.P Flammand au Dj Melah Dj. Souiga, Dj. Chamarikh et dans le chaînon d'Antar-Guettai «Atlas saharien Occidental ». Le Lias est composé essentiellement de deux ensembles :

- Un Lias inférieur et moyen dolomitique et calcaire ;
- Un Lias supérieur plus marneux.

La base du Lias est constituée de petits bancs dolomitiques gris-jaunâtres à gris foncé et des passées argileuses jaunâtres à rouges. Le Lias inférieur et moyen sont composés de dolomies claires, de calcaires et passées marneuses et argileuses de couleur lie de vin. La partie inférieure du Lias est composée essentiellement de dépôts de plate-forme peu profonds avec des dolomies claires à grises en plaquettes, d'épaisseur décimétriques, bien litées, parfois accompagnées d'un faciès à

stromatolithestrès développé au Dj Melah et Souiga. Au-dessus, on rencontre les calcaires clairs à gris foncés en bancs décimétriques à métriques avec des débris bioclastiques variés. Le lias supérieur marneux, est constitué d'une alternance de bancs calcaires décimétriques, de teinte claires à gris foncé et des passées marneuses et argileuses lie de vin. Cette série peut être attribuée à un milieu plus profond que le précédent et se situerait plus au large sur la plateforme.

3.3.1 Le Dogger (jurassique moyen) : figure 04

Le jurassique moyen est caractérisé par l'abondance des éléments terrigènes, la prédominance des éléments argileux dans la partie inférieure, l'augmentation de la fréquence des grès au sommet et par une grande épaisseur. L'Aalénien-Bajocien moyen, la sédimentation est caractérisée essentiellement par des dépôts marno-calcaires et une faible épaisseur de l'ordre de 100 mètres. Ces dépôts comprennent des calcaires à inter lits argileux et des marnes et calcaires au sommet à la base, les calcaires sont noduleux, de teinte gris clair et des inter-lits d'argiles lie de vin ou marne grises. Au-dessus de cette série se déposent des calcaires noduleux, des calcaires argileux gris et des marnes grises. On remarque, que durant cette période, les facies gardent les mêmes caractères lithologiques qu'au Lias supérieur qui définissent un milieu relativement profond de type sillon. Le Bajocien supérieur est caractérisé par une puissante formation terrigène. Cette formation est constituée d'une alternance de marnes et d'argilites, de grès et de calcaires. A la base, cette série est plus carbonatée et admet des passées de calcaires argileux de teinte jaunâtre à grise, et au sommet, les argiles deviennent très peu carbonatées. Au Bathonien, les grès sont de plus en plus abondants et se présentent en bancs de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur. Cette série est constituée d'une alternance de grès, de marnes et de calcaires gréseux bioclastiques et oolithiques. A la base de cette formation, les calcaires gréseux sont bioclastiques, et oolithiques à stratifications obliques dans sa partie supérieure. Au-dessus de cette série se place une formation très puissante, constituée d'une alternance de grès, d'argilites et de dolomies en bancs décimétriques très dispersés. En conclusion à partir du Bajocien moyen, la sédimentation est marquée par des apports détritiques de plus en plus importants, ce qui caractérise une diminution de la profondeur et une subsidence importante.

3.3.2 Malm :

Au jurassique supérieur se développe une puissante série, presque entièrement détritique. Cet ensemble puissant atteint 1500m d'épaisseur ; il caractérise une période de comblement et la plate-forme marine du Dogger par des apports détritiques. Cet ensemble est composé d'une première formation qui débute par de grosses barres gréseuses de 30 à 40 m de puissance en alternance avec des passées d'argilites pélitiques gréseuses de couleur lie-de-vin, violacées ou verdâtres. Les grès sont de couleur claire à stratifications obliques. La base des bancs remanie

souvent des galets d'argilites. Au-dessus, on rencontre, une puissante série de grès clairs de même nature que les grès précédents, mais avec une seule passée d'argilites lie de vin d'une dizaine de mètres, avec une épaisseur globale qui peut atteindre 500m. Au-dessus, se place une autre puissante formation atteignant plus de 600m d'épaisseur, comprenant une alternance de marnes, d'argiles, de grès et de petits bancs dolomitiques. La base de cette formation est à prédominance argileuse de teinte verdâtre ou violacée. Les grès se présentent en base de 1 à 2 m d'épaisseur à stratifications oblique ou En lits centimétriques de couleur grisâtre et à patine beige ou noirâtre. Les dolomies se présentent en minces passées centimétriques de teinte jaunâtre. Dans la partie supérieure, les bancs de grès sont plus abondants et plus épais, pouvant atteindre 30m d'épaisseur, à stratifications Obliques, feuilletés, de teinte claire à rose violacée .

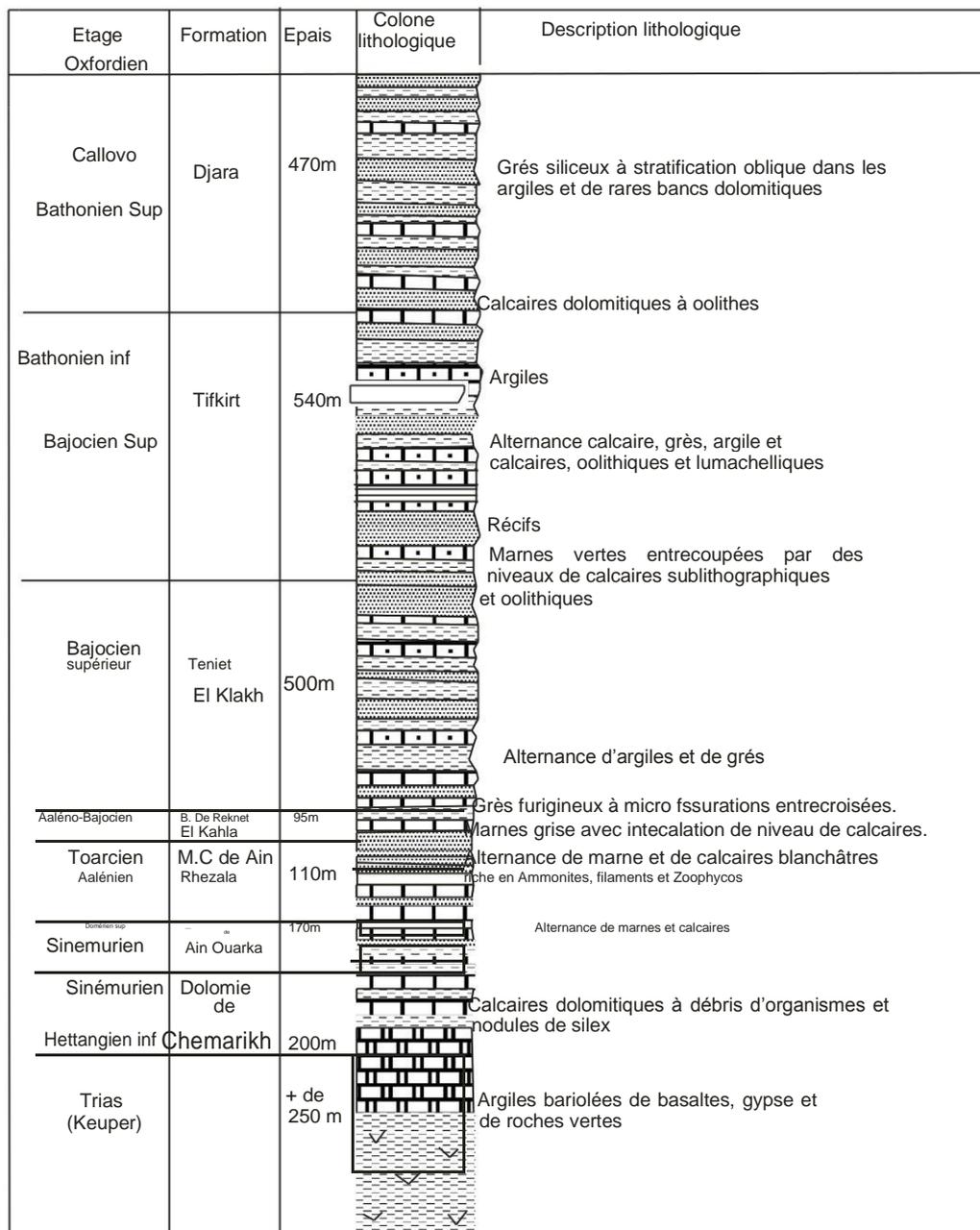


Figure04 : coupe lithostratigraphique des formations du Lias et Dogger dans la partie centrale des Monts des ksour (Douihasni, 1976)

3.4 Jurassique supérieur - Crétacé inférieur : Figure 05

Le passage de la « Formation de Djara » à la « Formation de Aïssa » n'est pas net. Il est marqué uniquement par la disparition de la dolomie et une discontinuité

(HG au sommet des grès) marquant la fin d'une séquence régressive (argiles-grès). La limite supérieure est beaucoup plus nette, elle est caractérisée par la disparition des gros bancs de grès et l'apparition des argiles et de la dolomie.

3.4.1 La formation d'Aïssa (Bassoulet, 1973) :

« Aïssa » est le nom d'une montagne située au nord de la ville d'Ain Séfra. Elle est limitée par Dir El Hairach et Garet Debba au SW et Djebel Tifkirt au NE. Ce Djebel représente le point culminant des Monts des Ksour (2236m). C'est un grand anticlinal orienté SW-NE à faciès essentiellement grés-argileux et d'âge Jurassique supérieur.

C'est une formation de 623m d'épaisseur entièrement argilo gréseuse. Elle est subdivisée en deux membres :

a- Membre inférieur ou membre des alternances espacées (304m) : ce membre est généralement constitué d'argiles et d'argiles silteuses, de couleur verdâtre ou lie de vin. Ces argiles sont parfois intercalées par des grès en plaquettes à grains fins de couleur blanchâtre. Ce membre peut être subdivisé en deux termes A et B ; en fonction de la présence ou l'absence des niveaux de dolomies.

a.1 Terme A (144m) : ce terme est caractérisé par la présence de quatre bancs dolomitiques très espacés de 0,40 à 1m d'épaisseur, à litages obliques, obliques mamelonnés, entrecoupés et parfois madrés et à fentes de dessiccation à leur sommet.

a.2 Terme B (160m) : il est constitué par une alternance d'argiles et de grès, à prédominance argileuse. Le faciès argileux peut atteindre 30m d'épaisseur. Nous notons la disparition de la dolomie.

b-Membre supérieur ou membre des alternances rapprochées (333m) : il est caractérisé par la rareté des argiles. Les bancs de grès peuvent être d'une épaisseur d'une soixantaine de mètres. La partie supérieure de ce membre est caractérisée par la couleur rosâtre des grès et la présence de dragées de quartz. Cette formation serait d'âge jurassique supérieur (Kimméridgien-Portlandien) (Bassoulet, 1973)

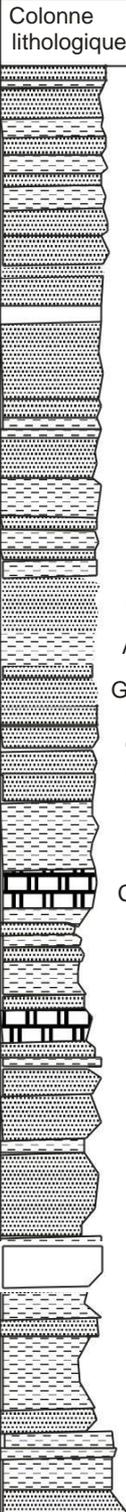
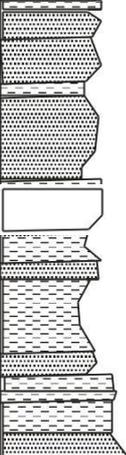
Etage	Formation	Epais	Colonne lithologique	Description lithologique
Albien	Tiout	1065m		Grès rouges
				Grès tendres massifs à dragés de quartz
Aptien				Argiles verticales.
				Grès blancs massifs .
Barrémien				Alternances d'argiles rouges et de grès à stratifications obliques
	Grès fins silteux à microstratification obliques			
	Argiles rouges			
	Grès roses à rougeâtres à dragées de Quartz			
Infracrétacé Néocomien	Tiloula	466m		Grès blancs, fins, silteux à microstratifications obliques
	Argiles vertes			
	Calcaires dolomitiques en plaquettes beiges			
	Alternances d'argiles et de grès			
	Calcaires dolomitiques			
Kimmeridgien et Porthlandien	Aissa	623m		Grès à dragées de quartz avec des rares bancs d'argiles
	Alternances d'argiles silteuses et de grès à stratifications obliques			

Figure 05 : Coupe lithostratigraphique des formations du Jurassique-Crétacé dans la partie centrale des monts des Ksour (KACEMI, 2002).

Ce membre a été subdivisé en deux termes C et D, selon les couplets d'argiles et de grès qui sont plus serrés en C et beaucoup plus gréseux dilatés et chenalisés en D.

b.1 Terme C (200m) : il est constitué d'une alternance d'argiles pélitiques lie de vin et de grès blanchâtres. Ce terme est caractérisé par la faible épaisseur des argiles, donnant ainsi des couplets en forme d'alternances rapprochées.

b.2 Terme D (133m): ce terme est caractérisé par la quasi-disparition des argiles. Quand elles existent, elles ne sont que des joints centimétriques. La couleur des grès prédominants devient rosâtre et nous notons l'apparition des dragées de quartz de 3 à 8mm de diamètre, qui peuvent atteindre 1,50cm dans des bancs rougeâtres lenticulaires de 0,40 à 1m d'épaisseur qui suivent les directions préférentielles des grandes stratifications obliques. Les épaisseurs des grès peuvent atteindre 55m ; ils sont massifs à grains moyens à grossiers de 0,4 à 1mm et à galets mous surtout à la base et varient latéralement. Ceci suggère une chenalisation très marquée, avec un ravinement à la base des bancs.

3.4.2 La «Formation de Tiloula» (556m) :

Définie par J. P. Bassoullet (1973) dans une coupe levée à AïnTiloula (source située sur le flanc sud-est de Djebel Aïssa), elle est constituée d'une alternance d'argiles (vertes et rouges), de grès à teinte variée et de petits bancs de dolomie qui sont présents dans la partie inférieure et disparaissent dans la partie supérieure.

Le début de cette formation est marqué par un passage bien net dans la nature; il s'agit de bancs de dolomies centimétriques, des argiles vertes et rouges et de grès dans une zone déprimée d'épaisseur plus ou, moins importante.

Cette formation a été subdivisée en deux membres : un membre inférieur et un membre supérieur.

a. Le membre inférieur (316m) :

a.1 Le terme A (126m) :

Il est caractérisé par une alternance de grès et d'argiles, à dominance gréseuse. Il débute par des argiles rougeâtres de 3m d'épaisseur, intercalées par des petits bancs centimétriques (10 cm à 70 cm) de dolomies de couleur mielleuse.

Les grès sont de couleur marron, à grains fins à moyens, d'épaisseur métrique (2m à 13m), ils sont riches en figures sédimentaires (arêtes de poisson et HCS). Parfois ces grès sont intercalés par des petits bancs dolomitiques.

Ce terme est terminé par un banc de grès en plaquettes de 8m d'épaisseur à surface supérieure ferrugineuse (hard ground).

3.4.3 La formation de Tiout :

La « Formation de Tiout » a été définie par J. P. Bassoullet (1973) relativement au village de Tiout. Elle est d'âge Barrémien - Aptien - Albien. Elle est appelée aussi « groupe de grès à dragées » par Douihasni 1976. C'est une très puissante formation de 1065 m d'épaisseur environ, cette masse principale de grès présente un faciès assez caractéristique, quoique pas toujours différenciable des autres étages gréseux.

La limite inférieure : elle est marquée par l'apparition de niveaux gréseux de grandes épaisseurs de couleur rosâtre qui sont d'ailleurs un repère net dans le paysage. Ces grès sont à grains moyens à grossiers et à dragées de quartz.

La limite supérieure : elle n'est pas discernable dans cette coupe malgré que les grès supérieurs affleurent dans ce secteur de Tiout (au niveau de l'axe du synclinal de Tiout, entre GaretSmaïl au Nord et Dalâa de Tiout au Sud).

Le synclinal d'Ain Safra est formé uniquement de ces grès, qui débent au pied du Dir El Hirech, et se prolongent au centre de part et d'autre de la route de Ain Sefra –El Hendjir. Sur l'autre flanc, on les retrouve au niveau de l'Oued Bredj.

On peut estimer que cette formation occuperait une largeur de 10Km le long de l'axe à partir de la faille d'El Hendjir avec une largeur d'environ 1200m au niveau d'Ain Skhouana et de 1500m au Sud-Est d'El Hendjir, au niveau d'Ainsefra on a un rétrécissement de ce synclina

3.5 Cénomaniens inférieurs (formation des marnes à gypse)

Essentiellement marno-gypseuse avec des intercalations de niveaux décimétriques de calcaires dolomitiques à la base, et de puissants bancs gypseux (2 à 6m) à sa partie supérieure, la formation de marnes à gypse a été attribuée au Vraconien et au Cénomaniens inférieurs par corrélation avec les séries du Djebel Amour.

3.6 Le Cénomaniens supérieur – turonien

Daté grâce à une faune de gastéropodes et d'oursins, le Cénomano-turonien du Djebel Khondjaia parait formé

- De calcaires dolomitiques en bancs décimétriques à gastéropodes d'âge Cénomaniens supérieur,
- D'une alternance de marnes et de calcaires en bancs décimétriques à gastéropodes et oursins (Turonien inférieur),
- De calcaires dolomitiques massifs (Turonien supérieur).

3.7 Les formations post-turoniennes

La série post-turonienne apparaît essentiellement constituée par des sédiments continentaux détritiques généralement non stratifiés. Les dépôts se montrent discordants, soit sur les formations turoniennes, soit sur celles du Barrémo-albo-aptien, comblent les dépressions. La Série post-turonienne comporte, d'après BASSOULET (1973).

Des formations terrigènes constituées de blocs détritiques rapportés à l'Oligo-miocène par FLAMAND (1911) et au Tertiaire basal par CORNET (1950).

Des couches rouges argilo-gréseuses, entrecoupées de niveaux gypsifères (djabel BouAmoud, Djebel Gharbi), cette série a été attribuée au Mio-pliocène.

Dans le secteur étudié, les couches rouges constituent le remplissage de la dépression de TirKount et peuvent atteindre des épaisseurs de 100 à 150 mètres

-Des conglomérats hétérométriques, cimentés généralement calcaires (plaine de Tiout, Djebel Khoundjaia). Cette formation d'une épaisseur de 30m, appelée « Poudingues des ksours » est rapportée au Pliocène,

- Une carapace calcaire correspondant à la croute Villafranchienne de DURAND (1952), formant une dalle horizontale d'une grande épaisseur.

3.8 Le Quaternaire

Dans la région d'Ain-sefra, le Quaternaire est représenté par plusieurs types de dépôts.

Les limons anciens

C'est une alternance de limons fins et de conglomérats pouvant renfermer des dépôts gypso-salins, cette série a été attribuée au Plio-Quaternaire et au Quaternaire ancien.

Les tufs et travertins

Les tufs et travertins localisés à proximité des sources sont généralement liés à des accidents tectoniques.

Les alluvions de piedmonts

Ils sont représentés par des dépôts de pente constitués de cailloutis cimentés par des carbonates

Conclusion :

Ce secteur est caractérisé dans sa terminaison périclinale SW par des dépôts Triasique infraliasique (Kacemi, 2005) et par des grès de couleur claire (SSE d'Aoumet El Menndil, l'anticlinal de Djebel Djara au SSW, le flanc nord de l'anticlinal de Djebel Mekther. Ce sont les dépôts de la « Formation d'Aïssa » et une partie de la « Formation de Tiloula ».

Le cœur du synclinal est caractérisé par une large extension des dépôts détritiques rougeâtres correspondant à une partie de la «Formation de Tiloula» et la «Formation de Tiout».

Chapitre II :
Climatologie

1- INTRODUCTION

L'étude du climat permet de donner à la région son caractère, son individualité climatique et les périodes sèches et humides.

Les paramètres climatiques utilisés pour cette étude proviennent des données recueillies auprès de la station métrologique d'Ain Sefra (tableau1), sur une durée qui s'étale de(1980/2017) pour les précipitations et les températures.

Tableau 01: caractéristiques de la station d'Ain Sefra.

Station	Latitude	Longitude	Altitude	Code
Ain Sefra	32°.76 N	00°.60 W	1058 m	60560

2- Etude des précipitations

Le climat en général et les précipitations en particulier sont de loin les éléments les plus importants qui conditionnent les écoulements aussi bien de surface que souterrains. Leur étude est donc plus que nécessaire pour pouvoir d'une part comprendre et analyser le comportement hydrologique de nos oueds et d'autre part établir un bilan d'eau pour quantifier la part des précipitations échappée à l'évapotranspiration qui s'écoule ou alimente la nappe souterraine

2.1. Précipitations annuelles à la station d'Ain Sefra :

Nous constatons (figure 06) qu'il y a une irrégularité de la répartition des précipitations puisque des périodes sèches voir très sèches succèdent aux périodes humides, il existe deux périodes différentes, une au-dessus de la moyenne, c'est la période humide, et une au-dessous, plus longue allant de (1992/1993 à 2007/2008). On remarque que sur toute la période deux années ont connu des pluies exceptionnelles de 380mm et de 450mm correspondants à 1990/91 et 2008/2009 dans lesquelles des inondations ont été enregistrées dans la région d'AïnSefra.

-La plus faible valeur (39.9mm) est enregistrée en 1999-2000

-La valeur la plus élevée (448.62 mm) est enregistrée en 2008-2009

-La valeur moyenne est de 169.81 mm

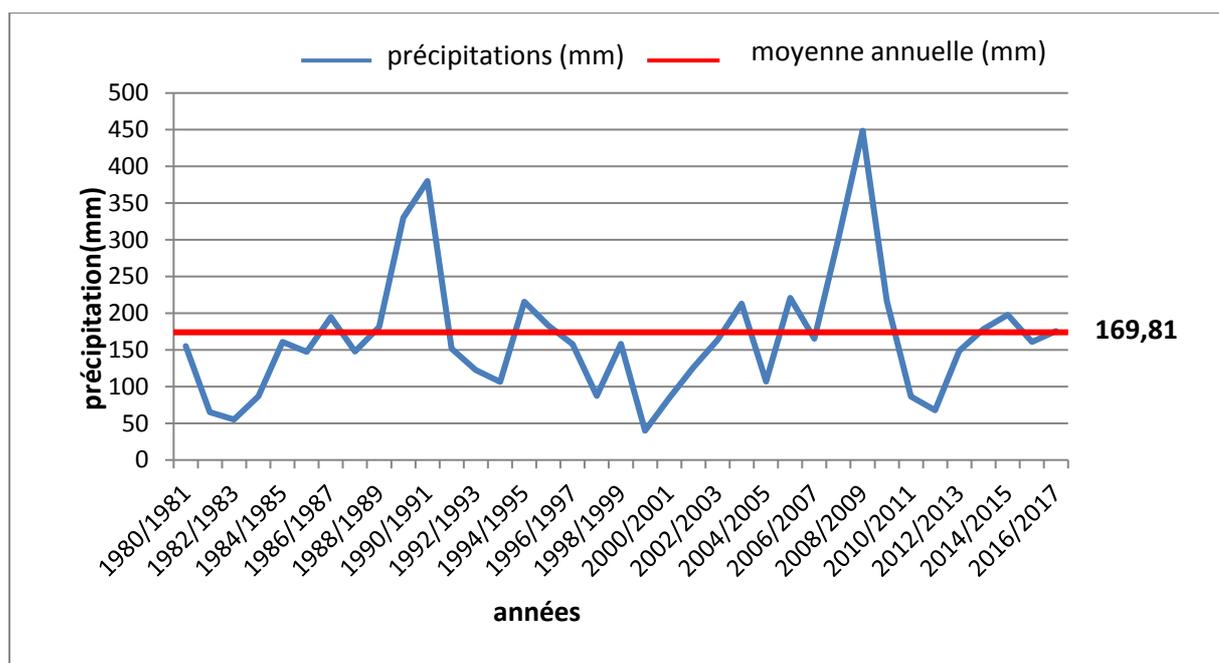


Figure06 : Variation des précipitations annuelles à la station d’Ain Sefra (1980/2017)

2.2. Précipitation mensuelles : (figure07)

Le tableau ci-dessous montre les valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station de Ain Sefra durant la période 1980-2017

Tableau 02 : précipitation moyennes mensuelles à la station d’Ain Sefra (période 1980-2017)

mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A	Année
P(mm)	18.87	29.28	16.3	8.38	13.97	11.75	18.95	14.89	16.45	7.04	3.7	10.23	17

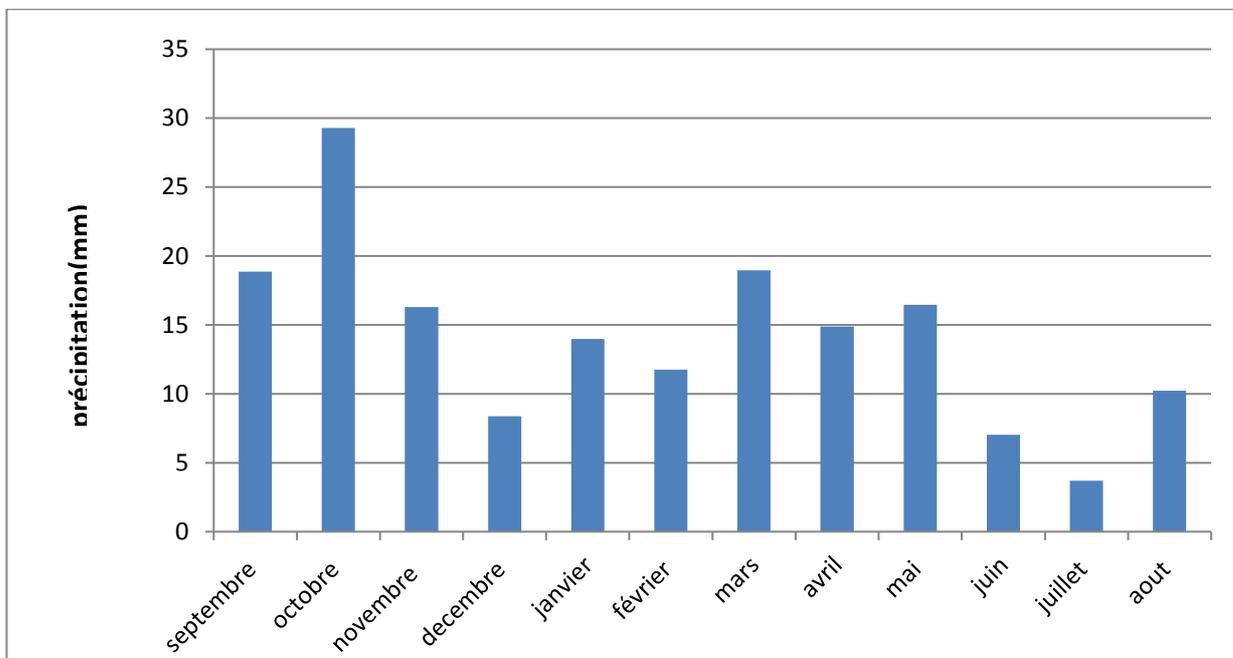


Figure07 : Moyennes mensuelles des précipitations à la station d’Ain Sefra (1980/2017)

L’histogramme (figure 07) montre que le mois d’Octobre est le plus pluvieux avec 29.28 mm, le mois de juillet est le plus sec avec 3.7 mm.

2.3 Les précipitations saisonnières :

Les quatre saisons de l’année correspondent à:

- **Automne**: Septembre, Octobre, Novembre (P=64.45mm)
- **Hiver** : Décembre, Janvier, Février (P=34.1mm)
- **Printemps** : Mars, Avril, Mai (P =51.79mm)
- **Été** : Juin, Juillet, Août (P =20.97 mm)

La distribution des précipitations saisonnières sur la figure 05 montre que l’Automne et le Printemps sont les saisons les plus humides et l’Été le plus sec.

Tableau 03 : précipitations saisonnières (1980/2017)

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Été	Indice saisonnier
P (mm)	64.45	34.1	50.29	20.97	APHE
P%	37.91%	20.05%	29.58%	12.33%	

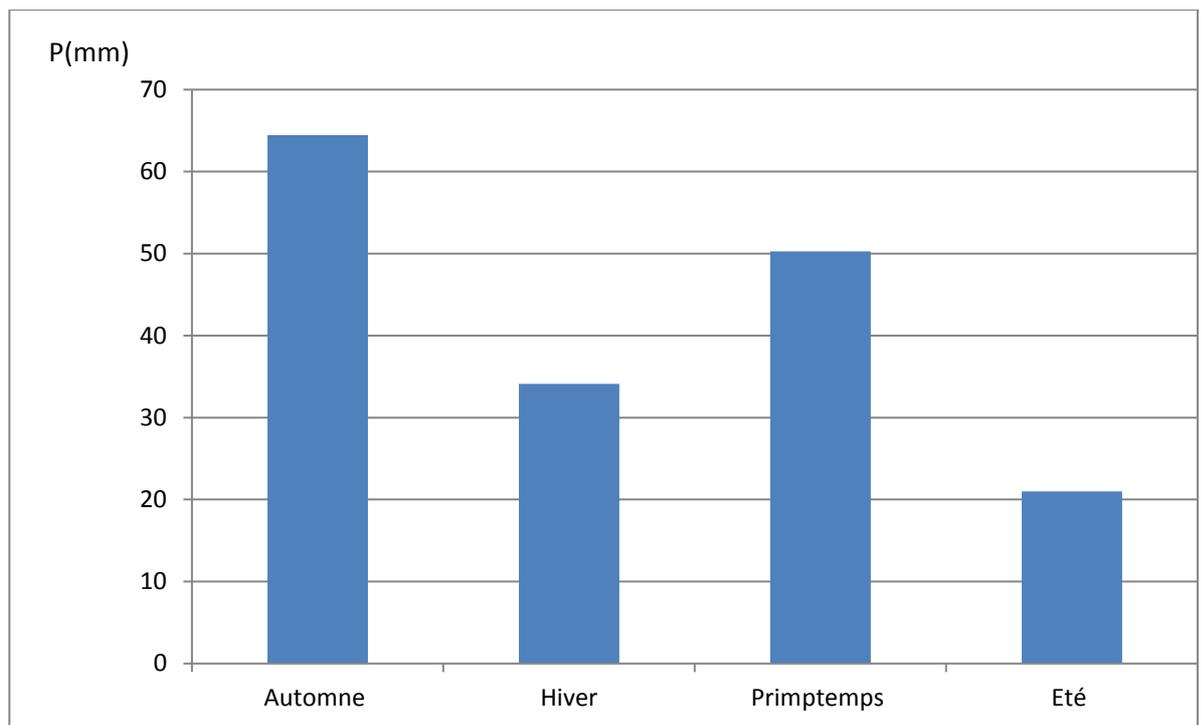


Figure 07 : Histogramme des précipitations saisonnières à la station d'Ain Sefra (1980/2017)

3. Les températures :

La température est un facteur important qui détermine le climat en interaction avec les autres facteurs météorologiques. Elle permet avec les précipitations le calcul des indices climatiques. Les maximums et les minimums ainsi que leurs moyennes pour la période 1980-2017 sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau 04 : La variation des Températures mensuelles à la station d'Ain Sefra période (1980-2017)

Mois	sep	oct	nov	dec	jan	fev	mars	avr	mai	Juin	juil	aout
TM	30.20	23.27	16.40	13.54	13.30	15.60	20.15	24.50	27.34	33.75	38.50	37.23
Tm	16	11.15	4.66	2.30	2.10	4.7	7	9.50	12.87	17.9	22.05	20.40
(TM+Tm)/2	23.1	17.21	10.53	7.92	7.7	10.15	13.57	17	20.5	25.82	30.27	28.81

La variation des Températures mensuelles à la station d'Ain Sefra (figure 06), indique que :

- les maxima (Tmax) : sont compris entre 13.30°C en janvier et 38.50°C en Juillet
- les minima (Tmin) : sont compris entre 2.10°C en janvier et 22.05°C en Juillet.
- les moyennes (Tmoy) : sont comprises entre 7.7°C en janvier et 30.27°C en Juillet.
- La moyenne annuelle est de 17.71°C

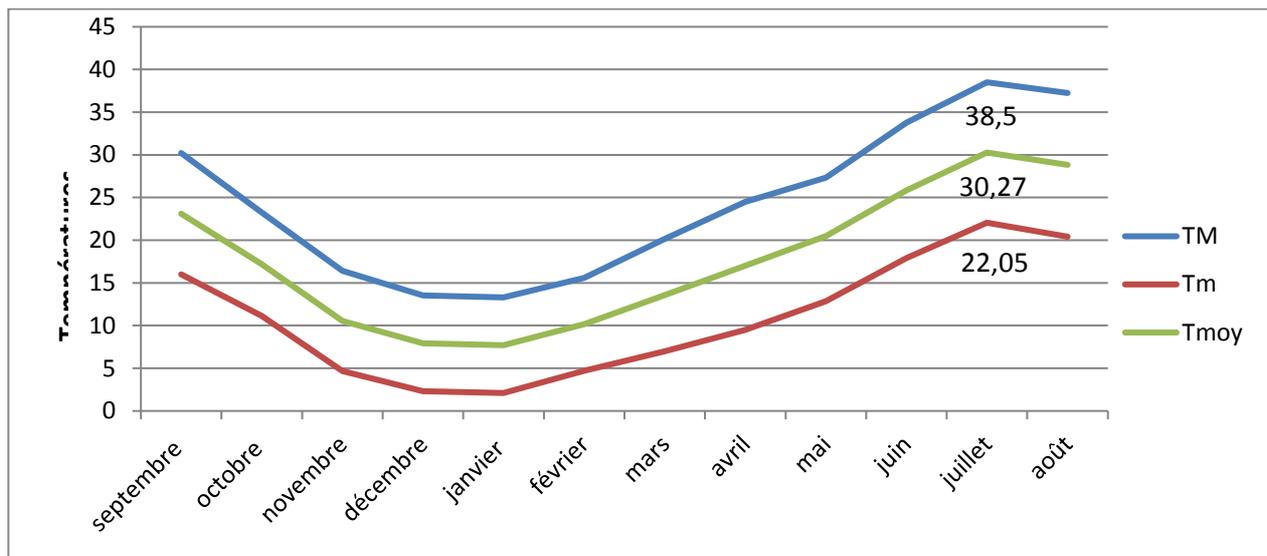


Figure 08 : variations des températures moyennes mensuelles à la station d’Ain Sefra (1980-2017).

4 - ETUDE DU CLIMAT :

L'étude du climat est basée sur des méthodes graphiques et des indices climatiques.

4.1. Méthode de Gaussen et Bagnouls :

Pour Gaussen et Bagnouls, un mois sec est celui où le total moyen des précipitations exprimées en mm est inférieur ou égal au double de la température moyenne exprimée en degrés Celsius ($P \leq 2T$).

Cette relation permet d'établir des diagrammes pluviothermiques sur lesquels la température est portée à une échelle double de celle des précipitations (figure 07).

Tableau 05 : Température et précipitation moyenne mensuelles période (1980/2017)

mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AUT
P(mm)	18.87	29.28	16.3	8.38	13.97	11.75	18.95	14.89	16.45	7.04	3.7	10.23
T(°C)	23.1	17.21	10.53	7.92	7.7	10.15	13.57	17	20.5	25.82	30.27	28.81

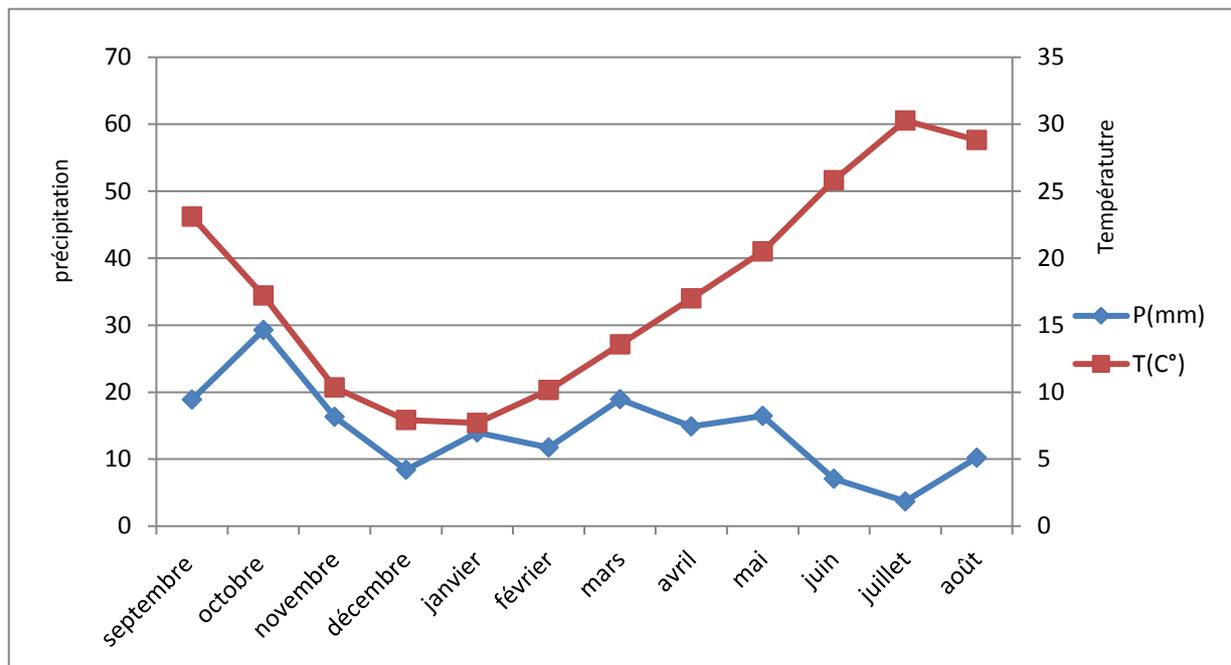


Figure 09 : Diagramme pluviothermiques de la station d'Ain Sefra

La courbe des températures passe au dessus de celle des précipitation à la station de Ain Sefra , la saison sèche s'étale durant toute l'année

4.2. Les indices climatiques :

4.2. 1-Indice d'aridité de DE Martonne :

a- Indice annuel :

Cet indice est donné par la relation suivante : $I = P/T + 10$

Avec :

P: la moyenne des précipitations annuelles (mm).

T: la température moyenne annuelle pour la même période considérée.

Pour notre station : $P = 169.81\text{mm}$ $T = 17.71^\circ\text{C}$.

I = 6.12

De Martonne a proposé la classification suivante :

$I < 5$: climat hyper aride.

$5 < I < 10$: climat désertique.

$10 < I < 20$: climat semi aride

$I > 20$: climat humide.

Pour la station d'Ain Sefra, l'indice annuel « I » est compris entre 5 et 10 dénotant un climat désertique ceci est vérifié graphiquement par la représentation de la station sur le diagramme de De Martonne. (Figure 09) Pour préciser l'influence de la température estivale les élèves de De Martonne ont proposé d'utiliser un indice d'aridité mensuel « i »

b - Indice d'aridité mensuel de De Martonne :

Il est définie par :

$$i = \frac{12P}{T + 10}$$

Avec : P : précipitations moyennes mensuelles (mm)

T : températures moyennes mensuelle (°C)

D'après le tableau 06 , le mois Septembre, Novembre, Décembre, Janvier , Février et Mars est désertique .En Octobre est semi aride tandis qu'en Juin juillet et Aout le climat est hyper aride

Tableau 06 : les valeurs de l'indice d'aridité mensuelle (i).

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AUT
P(mm)	18.87	29.28	16.3	8.38	13.97	11.75	18.95	14.89	16.45	7.04	3.7	10.23
T(C°)	23.1	17.21	10.53	7.92	7.7	10.15	13.57	17	20.5	25.82	30.27	28.81
I	6.84	12.91	9.52	5.61	9.47	6.99	9.64	6.61	6.47	2.35	1.1	3.16
Climat	d	S a	d	d	d	d	d	d	d	hyp	hyp	hyp

Climat : d ; désertique, S a ; semi-aride, hyp ; hyper aride.

Les différents indices calculés nous conduisent à des résultats parfaitement concordants, la région d'étude est soumise à un régime désertique.

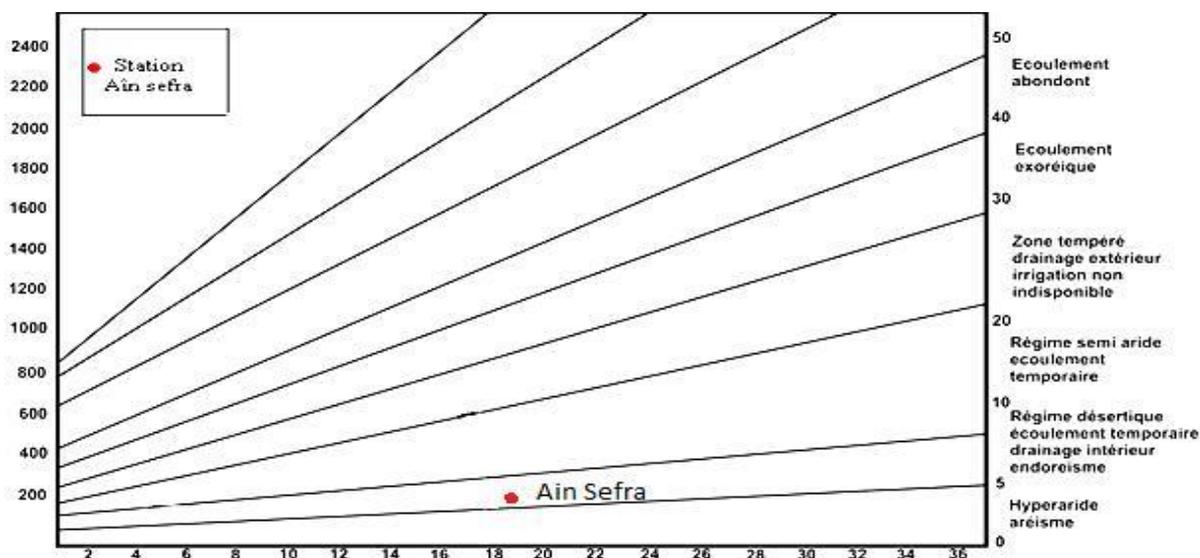


Figure010 : Abaque d'indice d'aridité De Martonne

4.3. Climagramme d'Emberger :

Le climagramme de L. EMBERGER permet d'obtenir le type de climat qui caractérise une région donnée. Il est fréquemment utilisé en Afrique du Nord. Il propose d'utiliser la relation suivante :

$$Q = 1000.P / (M + m/2)(M - m)$$

P : précipitation moyenne annuelle (169.81)

M : moyenne des températures maximales du mois le plus chaud (Juillet) en degré absolu (°K) ($M = 38.5 + 273 = 311.5$)

m : moyenne des températures minimales du mois le plus froid (Janvier) en degré absolu (°k) ($2.10 + 273 = 275.10$)

Q₂ : quotient pluviométrique de L'EMBERGER

$$Q_2 = 17.34$$

Le régime climatique de cette région est saharien avec un hiver frais selon Emberger (figure09)

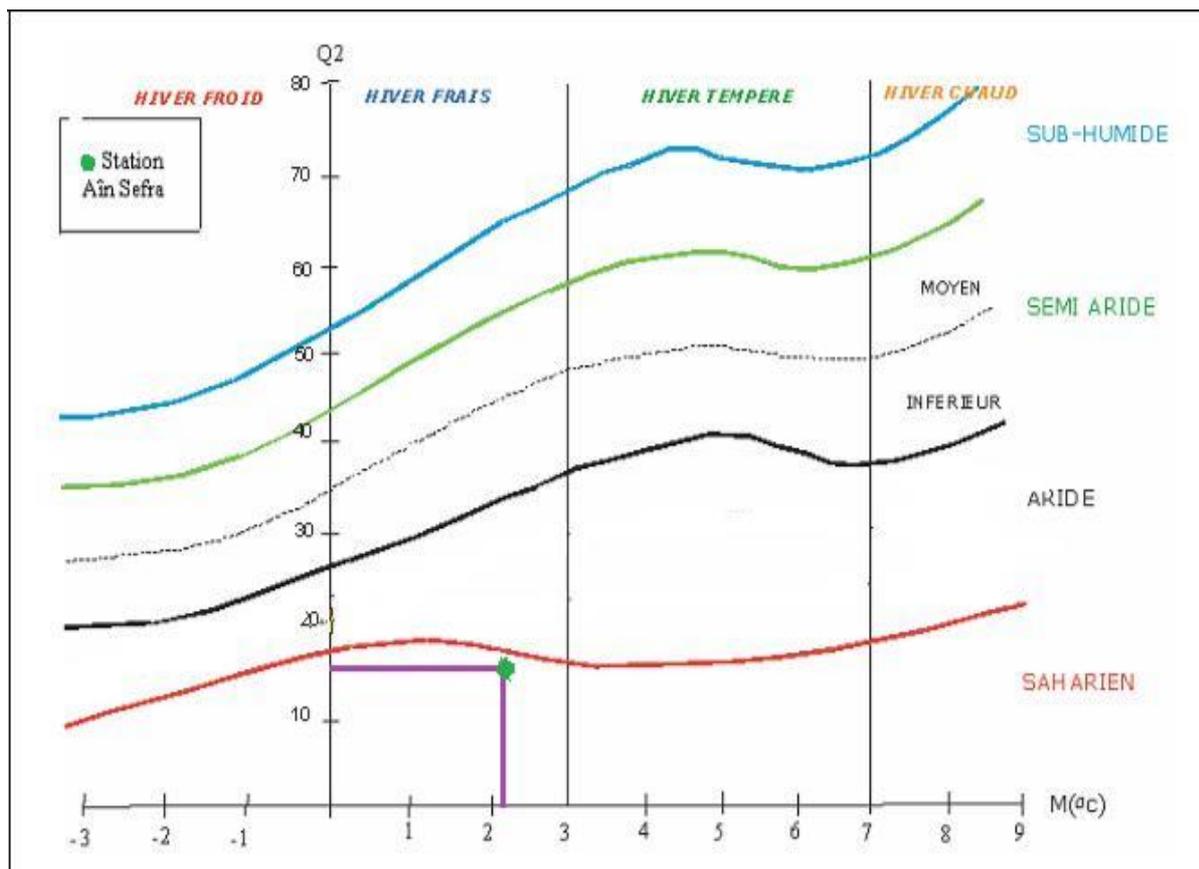


Figure 14: Climagramme d'Emberger.

4.4. Indice de Stewart :

Il est définie par

$$Q_2 = \frac{3.43P}{M + m}$$

Avec : P : précipitation moyenne annuelle 169.81 mm

M : moyenne des maxima de température du mois le plus chaud en 38.5°C

m : moyenne des minima de température du mois le plus froid en 2.1°C

$$Q_2=15.63$$

Pour : $10 < Q_2 < 50$ Climat semi-aride

$2 < Q_2 < 10$ Climat désertique

$Q_2 < 2$ Climat insaturé

Q_2 est compris entre 10 et 50, selon Stewart cette valeur caractérise un climat semi-aride.

5. Evapotranspiration :

L'évapotranspiration est la restitution de l'eau à l'atmosphère sous forme de vapeur à partir des végétaux, des sols, et des nappes libres. Elle dépend essentiellement des précipitations, de la température, du vent, de l'humidité, et de la texture du sol. Il y a par ailleurs lieu de distinguer :

- L'évapotranspiration potentielle (ETP), qui est la quantité qui pourrait être évaporée si le sol était constamment saturé
- L'évapotranspiration réelle (ETR) qui est celle qui se produit sans que la surface évaporant ne soit saturée en eau, elle est donc inférieure ou plus égale à ETP.

5.1. L'évapotranspiration potentielle (Méthode Thornthwaite)

Cette méthode consiste à calculer pour chaque mois une évapotranspiration potentielle par la relation suivante :

$$ETP=16 (10*t/I)^a$$

ETP : évapotranspiration

t : température moyenne mensuelle en C° du mois considéré

I : somme de tous les indice mensuel « i », avec $i = (t/5)^{1.514}$

Pour l'ensemble de la région étudiée nous obtenons les résultats suivant (tableau07) :

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A	ANN
T°(C)	23.1	17.21	10.53	7.92	7.7	10.15	13.57	17	20.5	25.82	30.27	28.81	17.71
I	6.84	12.91	9.52	5.61	9.47	6.99	9.64	6.61	6.47	2.35	1.1	3.16	80.67
ETP (mm)	105.26	62.14	25.78	15.48	14.72	24.14	40.6	60.8	82.4	128.5	170.8	156.34	
K	1.03	0.97	0.88	0.86	0.80	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	-
ETP Corrigé (mm)	108.41	60.27	22.68	13.31	11.77	20.76	41.81	65.66	98	152.9	206.6	179.8	982

Tableau 07 : les valeurs évaporation et L'évapotranspiration potentielle d'après la méthode de Thornthwaite

La valeur de l'évapotranspiration potentielle annuelle trouvée est de 982mm, pour un indice thermique annuel de I=80.67.

5.2. L'évapotranspiration réelle (ETR) :

Pour le calcul de l'évapotranspiration réelle nous avons utiliser plusieurs méthodes de calcul

5.2.1 La méthode de TURC :

Après plusieurs tentatives de calculs de l'évapotranspiration réelle TURC propose une formule qui est applicable à tous les climats, elle est fonction des précipitations moyennes annuelles et des températures moyennes annuelles

$$ETR = P / \sqrt{0.9 + (P/L)^2}$$

L : pouvoir évaporant avec $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$

P : précipitations annuelles moyenne 169.81mm.

T : températures moyennes annuelle 17.71 °C.

ETR : évaporation réelle annuelle mm.

On obtient ETR =178.93 mm, valeur supérieur à la précipitation moyenne annuelle.

5.2.2 Méthode de THORNTHWAITE :

Deux cas sont envisageables pour calculer l'évapotranspiration réelle :

a- Si les précipitations du mois sont supérieures à l'évapotranspiration potentiel ($P > ETP$)
L'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle. L'excédant sera emmagasiné dans le sol dont il augmentera les réserves jusqu'à saturation, au-delà l'eau disponible alimentera soit l'écoulement de surface soit les nappes profondes.

b-Si les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration-potentiel ($P < ETP$)
l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle aussi longtemps que les réserves seront en mesure de fournir les quantités d'eau complémentaires. Lorsque la réserve deviendra insuffisante l'évapotranspiration réelle sera inférieure à l'évapotranspiration potentielle, il y aura déficit

b.1 déficit agricole :

C'est la différence entre l'évapotranspiration potentiel est l'évapotranspiration réelle.

b.2 l'excédant :

C'est une quantité d'eau en excès qui ne peut pas être emmagasiné dans la réserve utile et qui va par conséquent alimenter l'écoulement superficiel ou l'infiltration.

b.3 l'écoulement :

Selon Thornthwaite, la moitié de l'excédent s'écoule le mois même, le reste s'infiltré.

Tableau 08 : le bilan hydrique

Mois	J	F	M	A	Mai	J	JT	At	S	O	N	D	ANN
P(mm)	13.97	11.75	18.95	14.89	16.45	7.04	3.7	10.23	18.87	29.28	16.3	8.38	169.81
ETPC (mm)	11.77	20.76	41.81	65.66	98	152.9	206.6	179.8	108.41	60.27	22.68	13.31	982
Variations (mm)	2.2	-9.01	-22.86	-50.77	-81.55	-145.86	-202.9	-169.57	-89.54	-40	-6.38	-5	
R.U (mm)	2.2	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	
ETR (mm)	11.77	13.95	18.95	14.89	16.45	7.04	3.7	10.23	18.87	29.28	16.3	8.38	169.81
Déficit (mm)	0	6.81	22.86	50.77	81.55	145.86	202.9	169.57	89.54	40	6.38	5	821.24
écoulement	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00

5.2.3. Méthode de Wundt :

P=169.81mm

T°C=17.71

L'abaque de Wundt ETR=240mm

Cette valeur dépassant les précipitations avec un quotient d'écoulement inférieur à 10% (Figure 12)

5.2.4 Méthode de Verdeil :

L'abaque de Verdeil établi en Algérie (figure 13) donne directement les valeurs du déficit d'écoulement (mm) en fonction des précipitations moyennes annuelles. Pour la station de Ain Sefra le déficit d'écoulement est de 164mm

6. Ruissèlement :

En 1961 Tixeront et Berkallof ont donné une relation permettant le calcul du ruissèlement à partir des précipitations, moyennes annuelles et de l'évapotranspiration calculer suivant la méthode de Thornthwaite : $R = P^3 / 3 \cdot ETP^2$

P=0.169m

ETP= 0.823 m, R=0.00237 m =2.37mm

Soit 1.39% des précipitations

7. Bilan Hydrologique :

L'équation du bilan peut s'écrire :

$$P = E + R + I$$

P : précipitation en mm

E : évapotranspiration réelle ou déficit d'écoulement

R : ruissèlement

I : Infiltration

7.1. Bilan Hydrogéologique selon Thornthwaite :

En appliquant la méthode de Thornthwaite l'évapotranspiration réelle au niveau de la station de Ain Sefra est de 169.81 mm ce qui correspond exactement aux précipitations par conséquent l'infiltration est égale à 0 (I=0mm), aucun excédent n'est cependant dégagé et encore moins de ruissèlement

7.2. Méthode rationnelle :

a- La lame d'eau infiltrée selon la méthode Turc

$$I = P - (E + R)$$

$$I = 169.81 - (178.93 + 2.37) , I < 0$$

Donc la méthode est inapplicable

b- La lame d'eau infiltrée selon la méthode de Wundt

$$I = 169.81 - (240 - 2.37) , I < 0$$

Donc la méthode est inapplicable

c- La lame d'eau infiltrée selon la méthode de Verdeil

$$I=169.81-(164-2.37) =3.44$$

Soit 2 % des précipitations.

Le calcul de l'infiltration à partir du déficit découlement estimé par la méthode de P.Verdeil donne un résultat satisfaisant .Théoriquement la valeur obtenu est faible

Conclusion :

La méthodologie présentée dans cette partie de notre travail nous a permis de déterminer le rôle de la lithologie et les paramètres climatiques dans cette zone semi-aride. Cette application est basée sur une estimation spatiale et temporelle des différents paramètres météorologiques ; un gradient thermique et un autre pluviométrique.

Le secteur étudié forme une dépression localisée dans la partie centrale des Monts des Ksours qui constituent une barrière topographique et climatique d'orientation SW-NE entre les Hautes plaines et la plateforme saharienne.

Le climat désertique du secteur étudié est caractérisé par une température moyenne annuelle de 17.71°C et des précipitations moyennes annuelles de 169.81 mm.

L'étude des régimes climatique montre que l'Automne et le printemps constituent les saisons la plus pluvieuses et l'été la saison la plus sèche.

Les indices climatiques d'Emberger et De Martonne présentent un climat saharien à hiver frais. Tous ces facteurs, très favorables à une évaporation intense jouent un rôle fondamental dans le cycle des eaux de la région.

Chapitre III :
Hydrogéologie

1- Introduction :

L'étude géologique a permis de localiser les formations et les zones propices à l'existence des eaux souterraines.

L'étude des propriétés hydrodynamiques du système aquifère de notre région a été réalisée en se basant, d'une part sur l'établissement de la carte piézométrique et son interprétation, et d'autre part, sur la détermination des différents paramètres hydrodynamiques (transmissivité, perméabilité etc....).

2- CADRE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION :

La région est caractérisée par une série de synclinaux et d'anticlinaux plus ou moins parallèles de direction générale Sud Ouest – Nord Est. Les anticlinaux, en général très surabaissés et les synclinaux ont souvent un fond plat. On passe de l'un à l'autre par une zone très inclinée ou flexure dans laquelle les formations sont très redressées, étirées ou faillées. Parmi les zones déprimées, on prendra en considération celles ayant des impacts directs sur les ressources en eaux des Monts des Ksour.

2.1 - Synclinal d'Aïn Séfra :

Les formations à matrice gréseuse dominent et sont souvent entrecoupées de bancs argileux, diminuant localement la perméabilité. C'est dans les grès aquifères du Barrémo-albo-aptien que les ressources en eaux sont les plus importantes.

Deux anticlinaux, l'un au Nord (Djebel Aïssa) et l'autre au Sud (Djebel Mekhter) (Figure 14) encadrent le synclinal. Il s'y affleurent des terrains gréseux plus anciens Jurassico-Crétacés. La limite Sud Ouest du synclinal est bien marquée. Il s'agit de la zone disloquée Nord - Sud renfermant les ophites et le cortège Triasique d'El Hendjir. La zone reliant Tiloula à Koudiat Tiourtalt constitue une séparation structurale avec le synclinal de Tiourtalt.

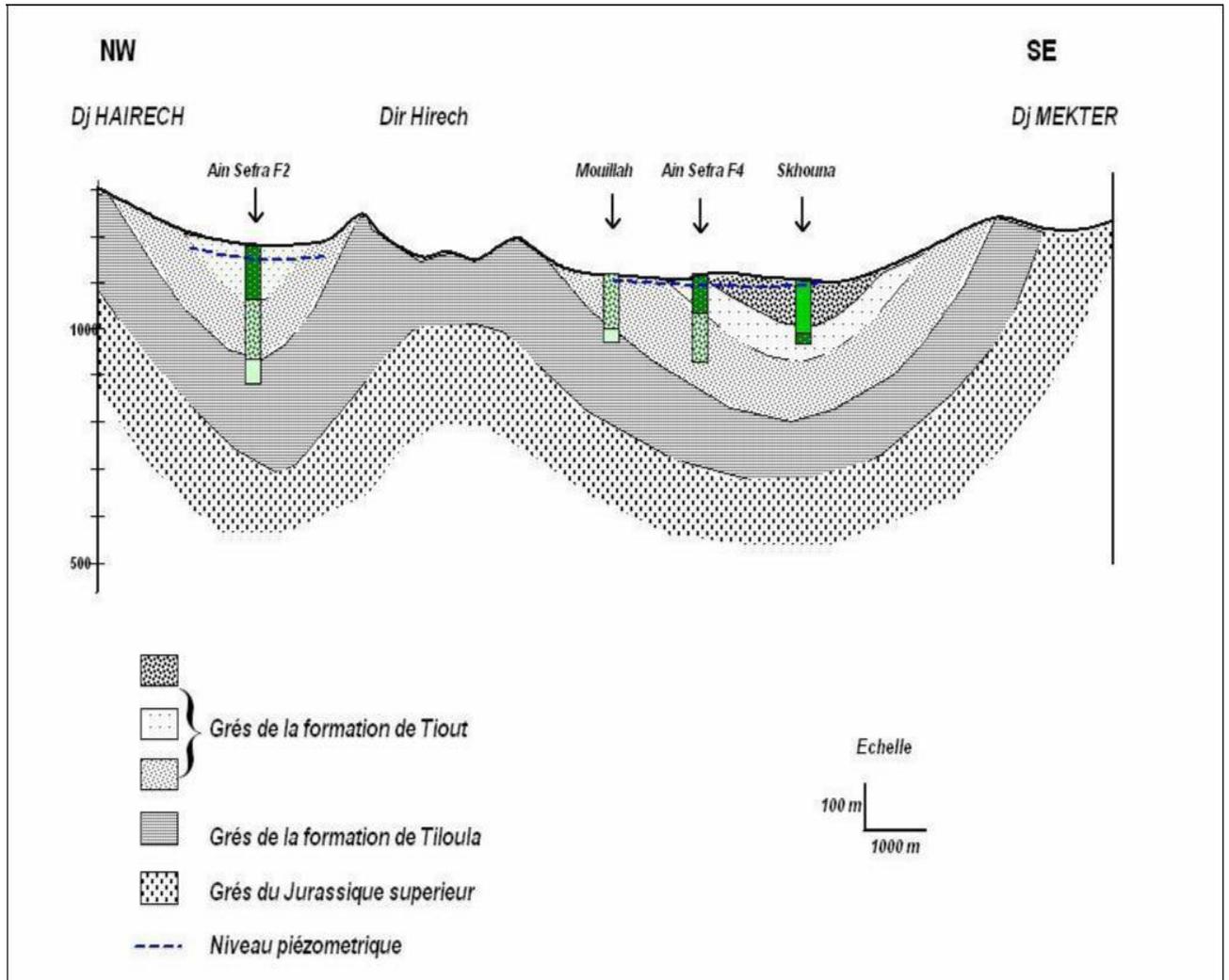


Figure 14 : Coupe hydrogéologique schématique du synclinal de Aïn sefra (Rahmani 2010)

2.2 - Synclinal de Tiout (Maâder) :

Constitue la deuxième gouttière du synclinal d'Aïn Séfra. Elle se trouve dans la région de Tiout, au Nord Est de la ville d'Aïn Séfra, plus connue sous le nom de Maâder. C'est un synclinal typique des monts des Ksour, à fond plat, d'âge Albien, encadré par les anticlinaux des Djebels Aïssa et Djara.

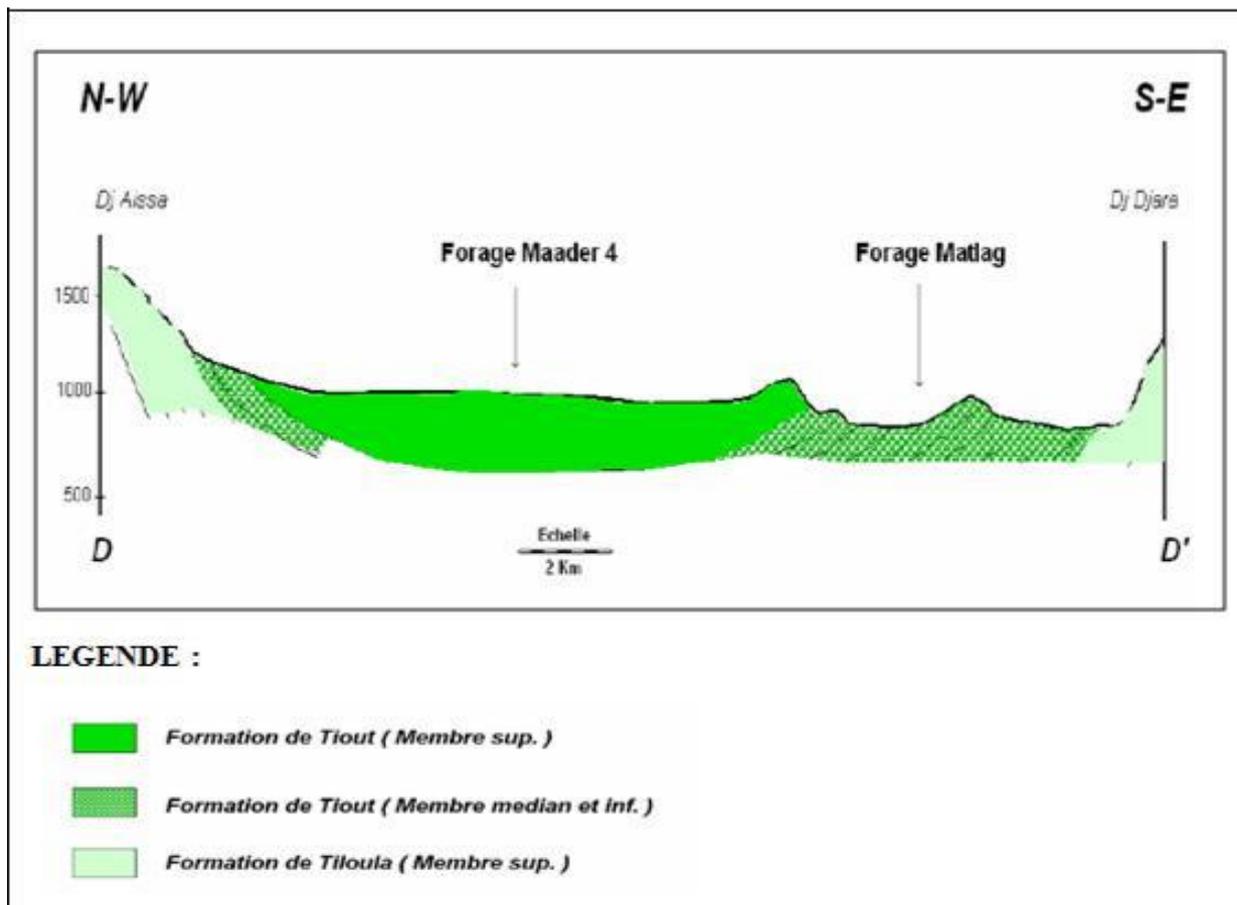


Figure 15 : Coupe géologique Djebel Aïssa – Maâder – Tiout (Mansour 2007)

3 - Les structures de Tiout - Aïn El Hadjadj – Asla :

3.1 - Les structures de Tiout :

Au Nord Est de la petite localité de Tiout, s'étend le synclinal de Botmet Oum El Habel orienté Est – Ouest et dont le fond est constitué par les grès à dragées supérieurs. Ce synclinal dissymétrique présente un étranglement vers le Sud Ouest, aux environs de Tiout (émergence des sources de Tiout) et s'étale par contre vers le Nord Est à ElGhouabi. Le cœur du synclinal est découpé par des fractures majeures .

Essentiellement liées aux plissements. Le flanc Sud présente un diaclasage caractéristique donnant aux assises albiennes un débit en gros bancs pseudo-cubiques que l'on peut voir le long de la route Aïn Séfra – El Bayadh

3.2 - Les structures de Koudiat Tiourtelt :

Le secteur de l'oued Tiourtelt appartient à un système de deux anticlinaux séparés par le synclinal de Tiourtelt dont l'exutoire n'est autre que la source qui porte le même nom. L'anticlinal de Koudiat Tiourtelt, pincé et à flancs écaillés est faillé longitudinalement. Il est injecté de Trias masqué à cet endroit par les poudingues des Ksour. Le synclinal dont le fond est constitué par les grès à dragées supérieurs s'intègre dans la série des structures orientées Sud Ouest – Nord Est.

3.3 - Les structures de Dalaâ Miloudah :

Au Sud de l'anticlinal du Djebel Afzouz d'Asla, s'étale une grande cuvette complexe dans le détail, qui affecte la formation à composante argileuse de Tiloula.

Encadrés par les barres Barrémiennes où un système d'accidents décrochants détermine des plis secondaires mis en évidence à Dalaâ Miloudah, orientés sensiblement Nord 10° à Nord 20° Est.

4 - Les formations aquifères :

Les faciès qui prédominent largement dans cette région, sont les formations gréseuses souvent intercalées par des bancs argileux

4.1- La nappe du Jurassique :

Malgré l'importance des aires d'affleurement du Jurassique, aucune nappe importante n'a été mise en évidence dans cette formation. Il existe certes quelques points d'eau, mais sont d'un débit insignifiant exception faite à quelques points d'eau à proximité du sommet du Djebel Aïssa.

4.2- La nappe Barremo-Albo-Aptienne :

Elle constitue la principale ressource de la région, exploitée par un grand nombre de points d'eau. Trois horizons gréseux différents ont été mis en évidence par (Gousskov, 1942) qui sont séparés par des couches imperméables. C'est le niveau moyen qui semble être le plus riche. Les grosses sources de la région constituent les exutoires naturels de cette nappe. Dans la région étudiée l'Albien se situe dans plusieurs bandes parallèles plus ou moins larges.

Les assises gréseuses contiennent trois nappes, séparées par trois niveaux imperméables.

Ces trois nappes se manifestent par les trois principales sources de la région :

- un premier niveau dont les grès massifs de la base de l'étage. Les sources alimentées par ce niveau sont plus nombreuses et peu importantes. L'Ain Tassala est considérée comme étant l'exutoire de ce niveau inférieur.
- un deuxième niveau correspondant à une masse de grès grossiers homogènes (grès à dragées d'une épaisseur d'environ 300m). Ce niveau moyen fournit les plus grosses sources de la région comme la source de Tiout (Ain Messaoud).
- un troisième niveau qui n'est pas représenté dans le synclinal d'Ain Sefra lui-même, mais dans son prolongement vers le NE près de l'oued Tiourtalt.

4.3- La nappe du Quaternaire :

- Les dépôts alluvionnaires : des principaux oueds constituent de bons réservoirs lorsque leur étendue et leur puissance sont importantes.
- Les dépôts dunaires : la dune d'Ain Sefra contient elle aussi une nappe aquifère qui se manifeste par quelques sources pérennes au bord de la ville (source de la dune). La nappe dunaire est certainement en communication avec celle des terrasses, qu'elle doit suralimenter en certaines périodes.

5. Bassin versant de Tiout :

L'oued Tiout est la principale ressource superficielle dans la région d'étude avec un relief qui favorise l'infiltration. Du fait de la présence de nombreux massifs, les oueds sont canalisés dans les dépressions contournant les monts des Ksour pour se diriger vers le Sud. Les principaux oueds sont (figure 16) :

Oued Tiout qui reçoit les eaux d'Oued Elhasseii, Oued Tiourtelt, Oued el Rhnem qui draine les versants Sud du Djebel aissa. Oued El Rhem qui draine les eaux du Djebel Djaara .

6 - LES SOURCES

6.1 - Ain Tessala : (figure 17)

Située à 33 km au Nord Est de Aïn Séfra, la source d'Aïn Tessala émerge avec un débit d'environ 5 l/s au pied de Delaâ Tessala, corniche de grés Albien. Elle est composée de plusieurs sources groupées dans une série d'alternance de sables jaunâtres et de marnes rougeâtres probablement d'âge Albien. Les émergences sont séparées par la corniche Albienne de Delaâ Tessala par un vaste affleurement de roches volcaniques dans un état d'altération avancé.

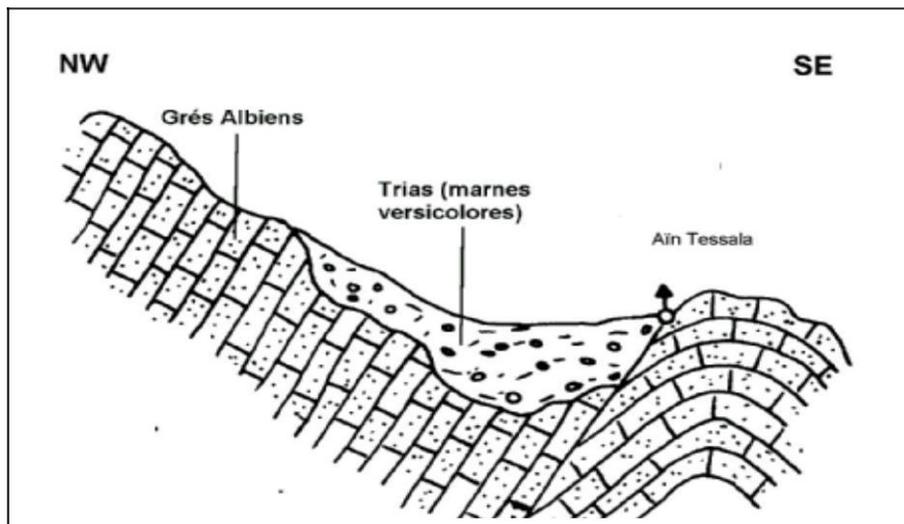


Figure 17: Coupe schématique montrant les conditions d'émergence de Aïn Tessala (MANSOUR 2007)

6.2 - Sources Aptiennes du Djebel Aïssa : (figure18)

L'existence de quelques points d'eaux à faible débit (ne dépassent pas les 2 l/ s), émergeant dans les formations jurassiques des flancs du Djebel Aïssa et du Djebel Mekter , indique la présence d'un aquifère à potentialité hydrique peu importante. Deux mécanismes d'émergence ont été mis en évidence :

- les sources de débordement : exemple d'Aïn Beïda qui se localise au contact de l'aquifère jurassique avec la couverture Néocomienne principalement argileuse c'est un ensemble de sources qui émergent sur le versant Sud du Djebel Aïssa. Les couches Aptiennes plongent vers le Sud avec un pendage de 45°. Ces sources à faible débit (0.3 à 0.5 l/s) appartiennent au niveau inférieur de l'Aptien. Les sources de Djebel Aïssa sont localisées entre les niveaux argileux du Continental Intercalaire et les grés siliceux du jurassique supérieur.

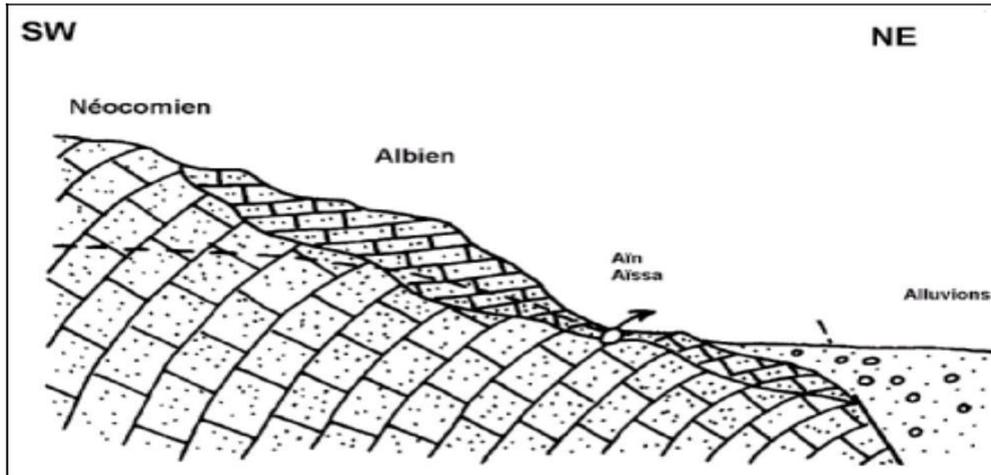


Figure 18 : Coupe schématique montrant les conditions d'émergence d'Ain Aïssa (MANSOUR 2007)

6.3 - Sources de Tiout :

Les sources de Tiout affleurent dans le lit de l'oued Tiourtelt, à environ 1.5 km du village de Tiout. Leur débit dépasse 15 l/s (2007). L'eau émerge par plusieurs griffons répartis en 02 niveaux et séparés par une dalle de grés compacte de 12 mètres d'épaisseur. Les deux groupes d'émergence sont distants de 300 mètres. Les grés Albiens à cet endroit ont un pendage de 10° vers le Nord Ouest et forment un des exutoires du synclinal de Maader. (Mansour 2007)

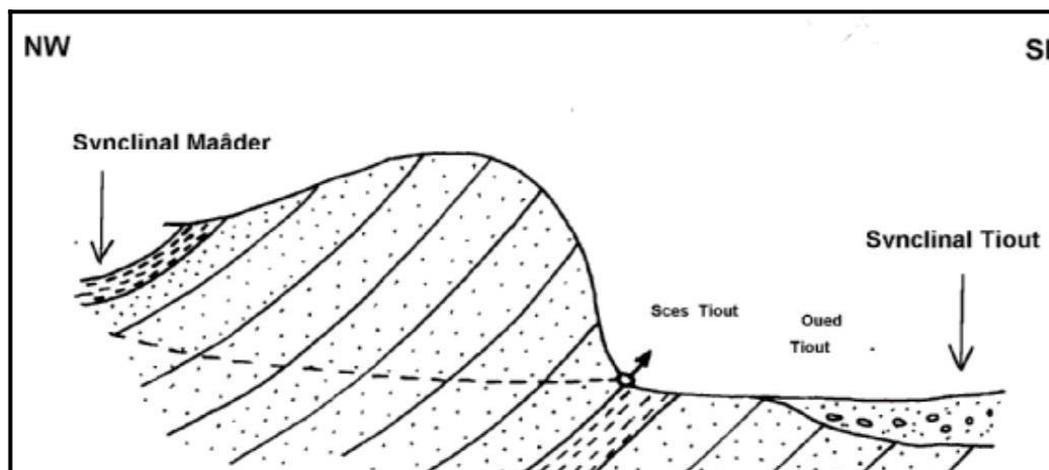


Figure 19 : Coupe schématique montrant les conditions d'émergence des sources de Tiout

6.4 - Ain Tiourtelt :

Située à 11 km de la localité de Tiout, la source affleure dans le lit de l'oued Tiourtelt avec un débit de 10 l/s (2007), alimenté par les grés fissurés de l'Albien. Par sa position stratigraphique, la source occupe un niveau plus élevé que les sources de Tiout. Ce niveau qui n'est pas représenté dans le synclinal de Aïn Séfra mais dans son prolongement vers le Nord Est est contenu dans les grés grossiers très fissurés marquant le sommet de l'étage. Tout autour de la source, les dépôts quaternaires masquent complètement les affleurements gréseux.

7- HYDRODYNAMIQUE:

7.1- Interprétation de la carte hydrogéologique :

La nappe Barrémo _Albo- Aptien est représentée par des eaux circulant dans des terrains hétérogènes gréseux, argileux plissés et affectés par une fissuration. La carte piézométrique (janvier 2010) du secteur étudié (figure 20), montre que le sens général de l'écoulement de la nappe de Maader est suivant une direction N-S. Les lignes de courant montrent que les eaux drainées proviennent du Nord à partir du Djebel Aïssa et de l'Est et se dirigent vers l'exutoire principal de la nappe : la source de Tiout .

L'aquifère multicouche du Continental intercalaire(CI) et du le remplissage plioquaternaire (RPQ) a été identifié précédemment par les formations hydrogéologiques du Bar rémo-Albo-Aptien et du remplissage du Plio-Quaternaire , il convient par la suite d'identifier son comportement hydrodynamique. Il est important de noter que le RPQconstitue localement un toit semi-perméable, mais dans la majeure partie, il est en intercommunication avec le CI, le substratum est constitué de formations hydrogéologiques semi-perméables, argilo-gréseuses néocomiennes.

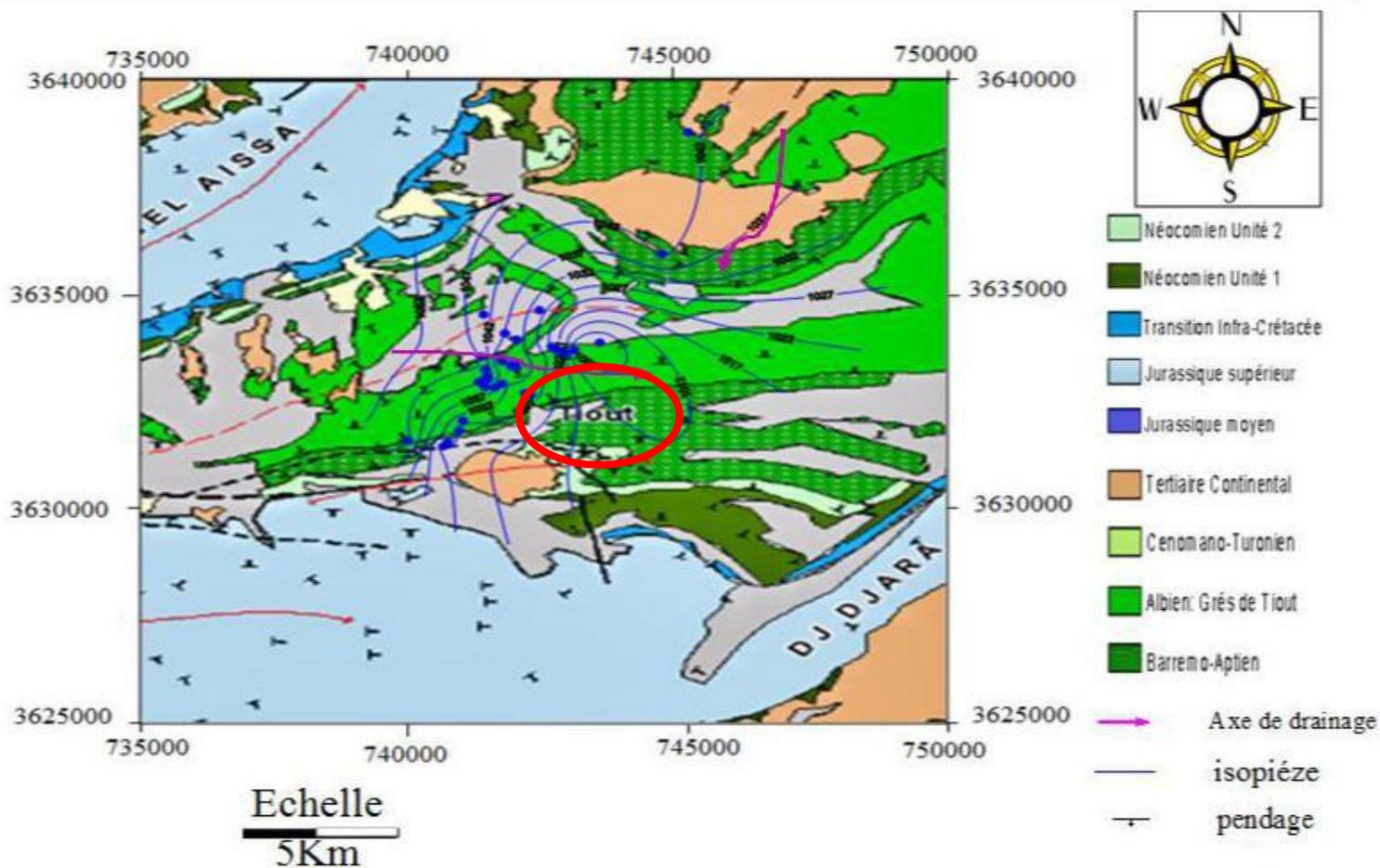


Figure 20 : Carte hydrogéologique de la nappe d'El Maader
(Moussa Bouguefda janvier 2010)

8 - Les essais de puits et pompage d'essai :

Les essais de puits par palier de débit, suivis d'arrêts de durées égales et courtes évaluent les caractéristique du complexe aquifère \ ouvrage de captage. Ce sont le débit spécifique, les pertes de charge et la productivité.

Les pompages d'essais, de longue durée, mesurent la transmissivité et le coefficient d'emménagement et étudient qualitativement les caractéristiques particulière de l'aquifère comme les conditions aux limites les hétérogénéités et la drainance.

8.1 Les essais de pompage par paliers: Les résultats sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau 09 : Essai de pompage par palier dans le forage Maader1

N° palier	Débit (m ³ /h)	N. dynamique (m)	Niveau de Rabattement (m)	Durée de pompage (h)
1 ^{er}	43,2	55,90	27,80	5
2 ^{ème}	54	67,40	39,30	5
3 ^{ème}	64,8	70,28	42,18	5
4 ^{ème}	72	80,90	52,80	5

8.1.1 Courbe caractéristique :

La forme de la courbe caractéristique représentant la fonction $S=f(Q)$ donne des informations sur le comportement hydrodynamique du complexe aquifère. Elle détermine le niveau maximum d'exploitation qui est de 72 m³/h (20l/s) pour un rabattement maximum.

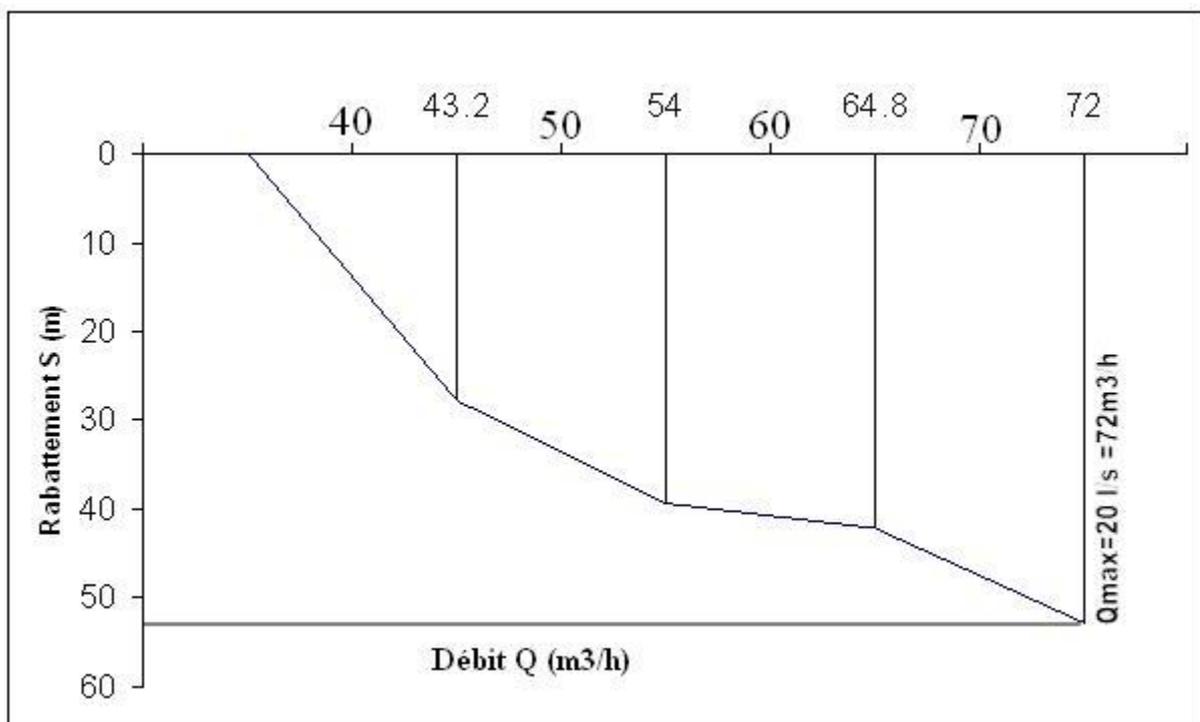


Figure 21: Courbe caractéristique $S = f(Q)$.

8.1.2 Calcul de débit spécifique :

Le débit spécifique (Q/s) se calcule facilement : il s'obtient en divisant la valeur du débit (Q) par celle du rabattement (s), provenant des données des essais de pompage .Les résultats des essais globaux et le calcul des débits spécifiques pour chaque palier sont représentés dans le tableau 09

Tableau 10 : calcul du débit spécifique

N ° palier	Débit pompé (m ³ /h)	Rabattement (m)	Débits spécifiques (m ³ /h/m)
1 ^{er}	43,2	27,80	1,55
2 ^{ème}	54	39,30	1.37
3 ^{ème}	64,8	42,18	1,54
4 ^{ème}	72	52,80	1,36

8.2 Les essais de pompage dans les forages Tiout :

L'essai de pompage a été effectué avec quatre paliers à débit enchaînés pour fixer le débit d'exploitation. Une fois le débit d'exploitation est connu, un essai de longue durée (72h) a été exécuté avec des débits différents (tableau annexe).

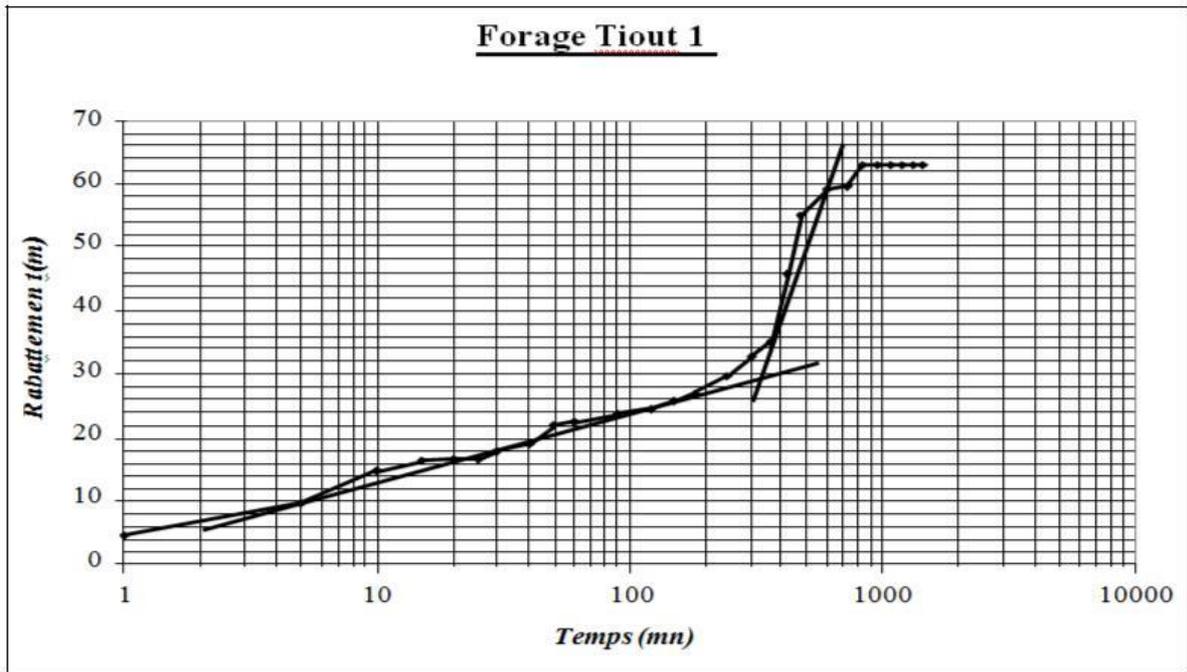


Figure 22: courbe de descente (Tiout 1)

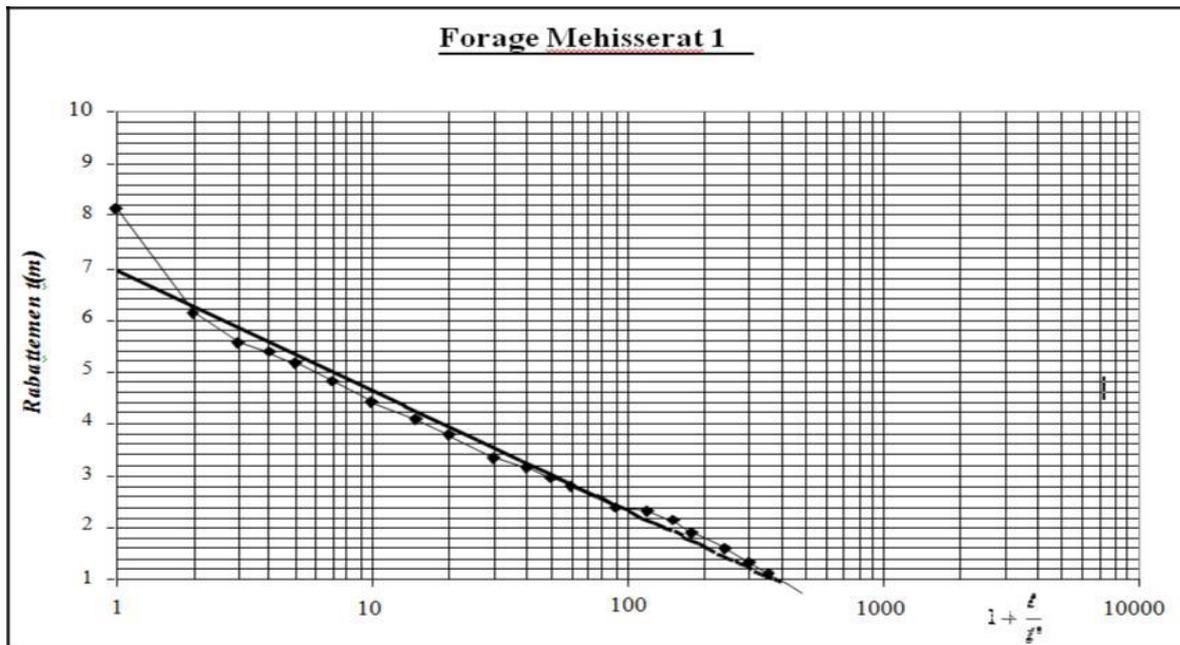


Figure 23: courbe de remonte (Mehisserat 1)

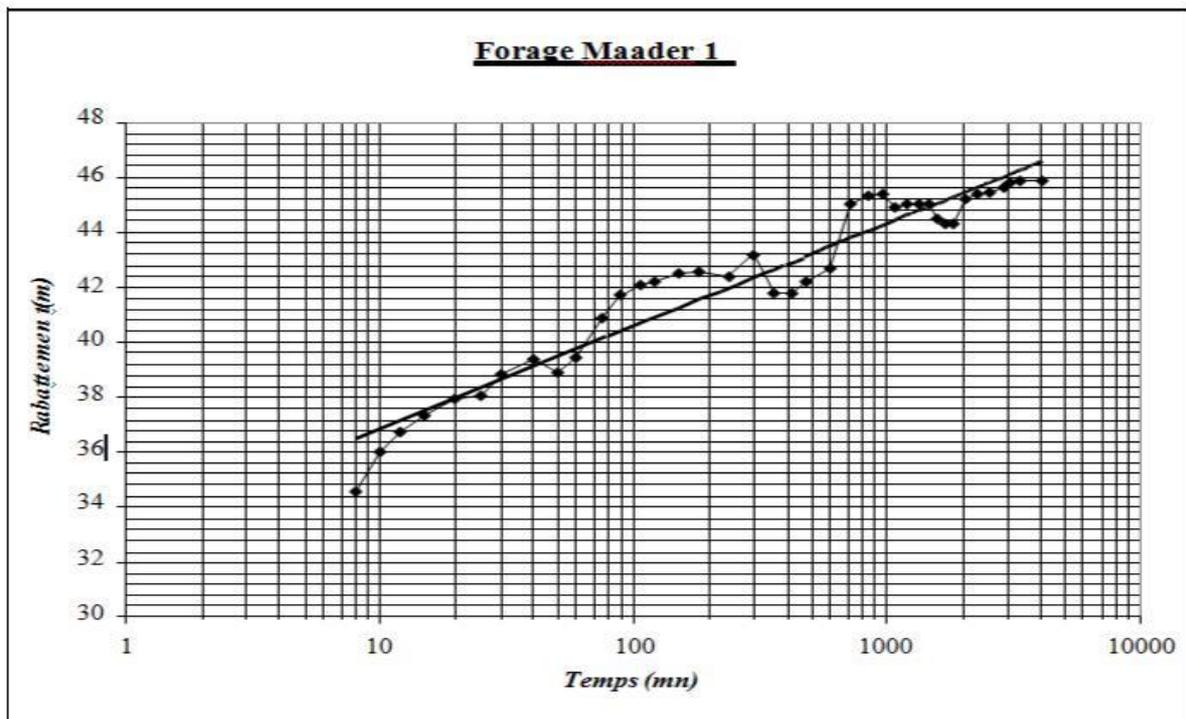


Figure 24: Courbe de descente (Maader 1)

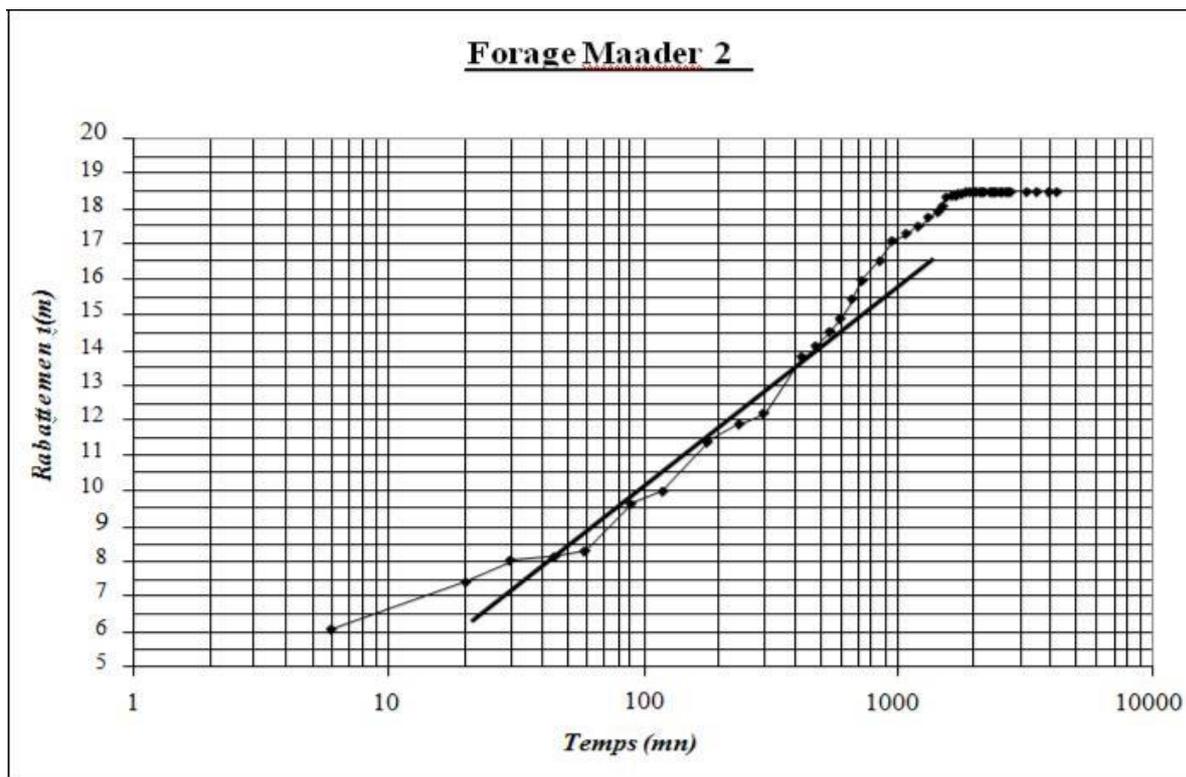


Figure 27: Courbe de descente (Maader 2)

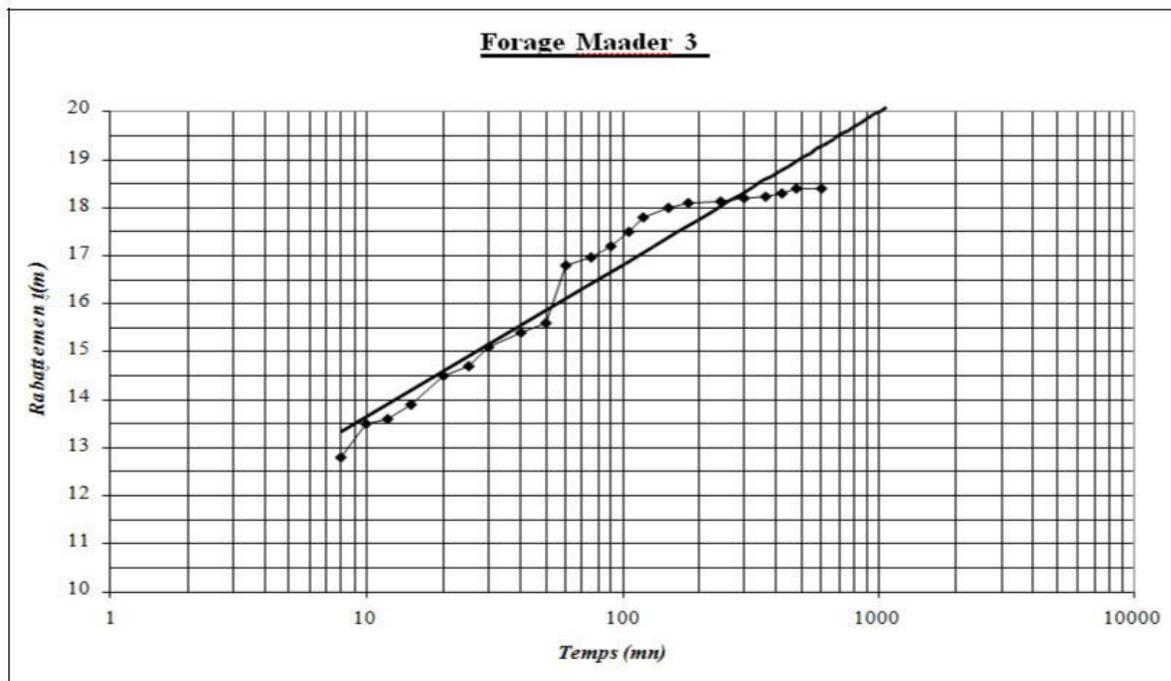


Figure 25: Courbe de descente (Maader 3)

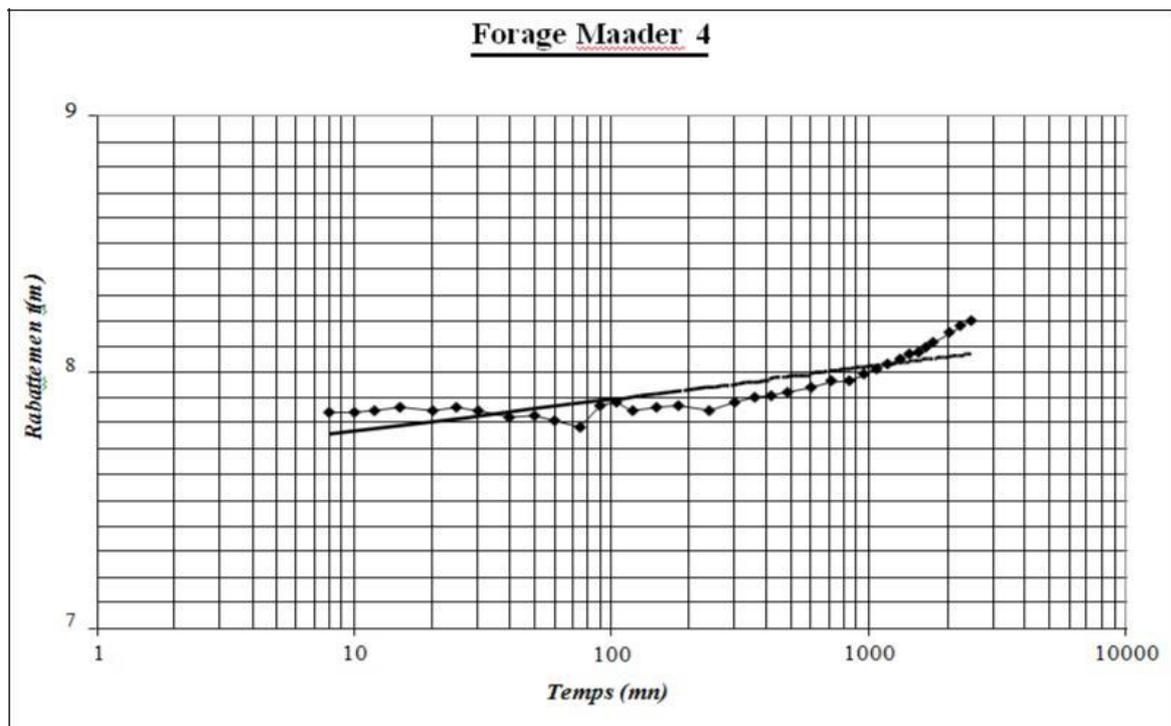


Figure 28: Courbe de descente (Maader 4)

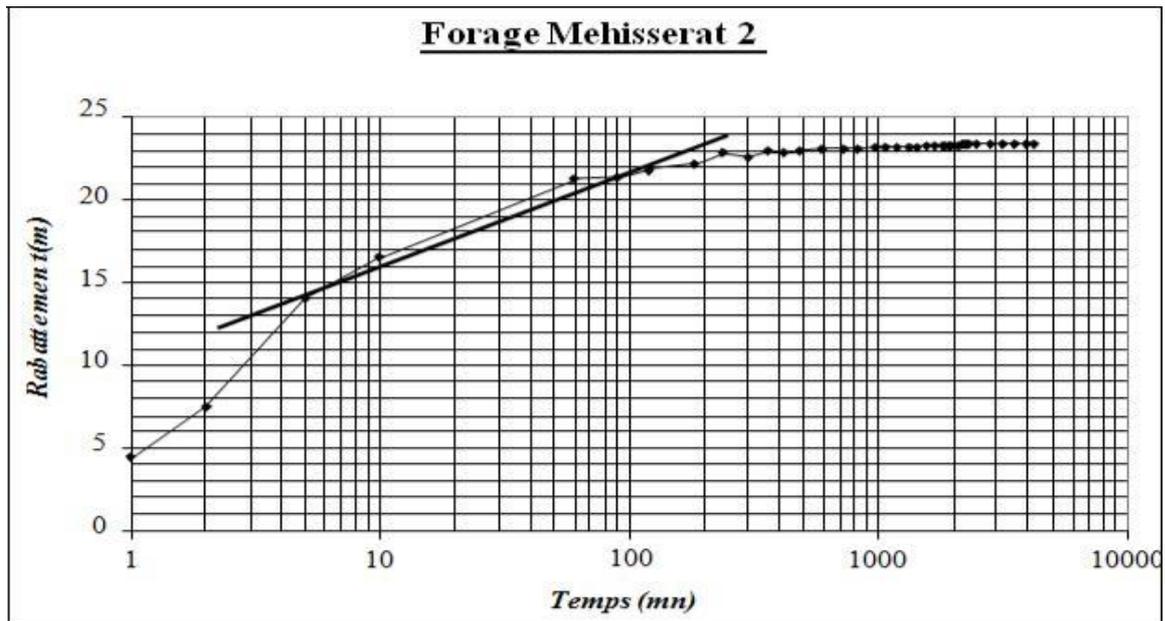


Figure 26 : Courbe de descente (Mehiserat 2)

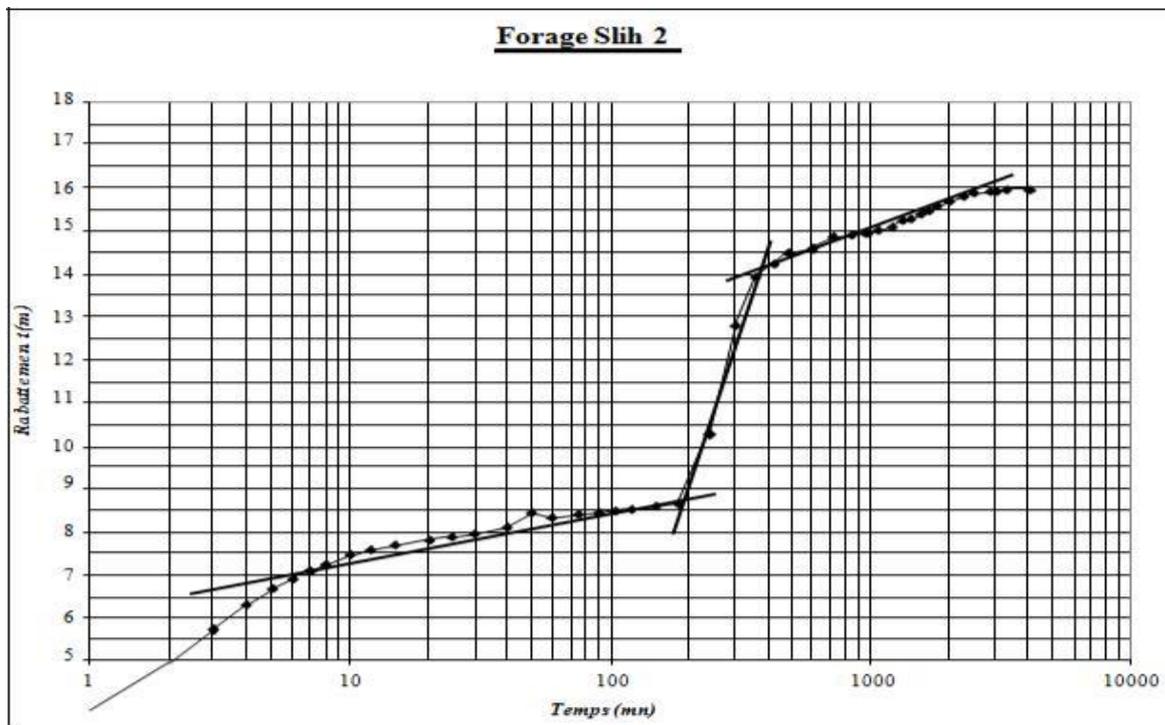


Figure 29: Courbe de descente (Slih 2)

On remarque selon les graphes des essais de pompages les changements brusques de l'allure des courbes est dû probablement à un effet de drainante sous l'influence de l'hétérogénéité de la lithologie des complexes Grésos-argileux du Barrémo-Alho-Aptien , soit la puissance d'une limite étanche ou à potentiel imposé

9. La transmissivité:

Des essais de pompage de longue durée (48 h à 72 h) à débit constant ont été effectués sur les différents forages.

La transmissivité est calculée par la pente de la droite représentative. Elle est calculée par l'expression de JACOB:

$$T=0.183Q/\Delta S$$

Avec : Q : débit de pompage (m³/s)

T : la transmissivité exprimée en (m²/s)

C : la pente de la droite (m)

10. Le coefficient d'emmagasinement :

Coefficient d'emmagasinement se rapporte principalement aux aquifères à nappe captive dont la limite supérieure est constituée par une formation imperméable. L'aquifère à nappe captive contient une eau sous pression et l'aquifère est ainsi en condition d'artésianisme. En fait, on définit de manière générale le coefficient d'emmagasinement comme étant la source de l'eau disponible, porosité efficace, avec l'eau libérable par dépression. En nappe libre, en première approximation, seule compte l'eau libérable par gravité, porosité efficace, alors qu'en nappe captive seule l'eau libérée par dépression (et réarrangement des grains) est prise en compte. Si l'on découpe l'aquifère en prismes verticaux de 1m² de surface de base, on appelle Coefficient d'emmagasinement S le rapport de la quantité d'eau libérée par ce prisme sous l'effet d'une baisse de pression de 1 unité au volume total du prisme, on peut définir ainsi en représentation bidimensionnelle la quantité d'eau unitaire (par unité de surface) stockée dans un aquifère. On utilise également la notion de coefficient d'emmagasinement spécifique **S_s** comme le volume d'eau par unité de volume aquifère que l'on obtient sous une baisse de pression de 1 unité.

Le coefficient d'emmagasinement est calculé par l'équation:

$$S=2.25 T t_0/r^2$$

T: Transmissivité en m²/s

t₀: temps écoulé à un instant donné depuis le début de pompage en seconde

r= rayon de l'ouvrage pondéré par le développement de l'ouvrage (en m)

Tableau 11: les valeurs des transmissivité et Le coefficient d'emmagasinement

N	FORAGE	X(m)	Y(m)	&h(m)	Q (l/s)	T(m ² /s)	S
1	MAADER1	737577.55	3629575.35	3.8	18	9.3* 10 ⁻²	5.3* 10 ⁻¹
2	MAADER2	738947.00	3630908.00	5.6	18	5.8* 10 ⁻⁴	6.6* 10 ⁻¹
3	MAADER3	738930.75	3629298.60	2.7	15	2* 10 ⁻³	1.58* 10 ⁻¹
4	MAADER4	742359.83	3632662.20	0.15	40	2.3* 10 ⁻²	1.8* 10 ⁻²
5	TIOUT1	744600.00	3629600.00	8	1	2.3* 10 ⁻⁵	2.6* 10 ⁻³
6	MEHISSERAT1	732850.00	3627800.00	2.4	13	1* 10 ⁻³	6.8* 10 ⁻³
7	SLIH 2	734200.00	3628200.00	1.25	13	1.9* 10 ⁻³	3.22* 10 ⁻¹
8	MEHISSERAT2	732800.00	3627800.00	4	13	6 * 10 ⁻⁴	1.01* 10 ⁻¹

Conclusion :

L'étude piézométrique de l'aquifère du synclinal Barrémo-Albo-Aptien d'El Maader montre un écoulement N-S. Les sens de l'écoulement permettent de confirmer que l'exutoire de la nappe pour ce synclinal est la source de Tiout (Ain Messaoud). L'alimentation de la nappe se fait par infiltration des eaux de pluie et à partir des massifs du Djebel Aissa. Y a un changement de faciès et une alimentation par les formations Jurassiques du Djebel Aissa .

Chapitre IV :
Hydrochimie

1. Introduction :

L'hydrochimie met en évidence les relations existantes entre l'eau et les formations géologiques qu'elle traverse. Elle permet aussi de connaître la répartition des faciès chimiques, de comparer entre eux et voir aussi leur aspect qualitatif.

L'étude hydrochimique est basée sur l'interprétation des analyses chimiques des échantillons prélevés par la Direction de l'hydraulique de la wilaya de Naama au niveau de 10 forages.

Les analyses chimiques ont été effectuées au laboratoire de l'ANRH d'Oran elles sont représentées dans le tableau annexe, elles concernent les paramètres suivant : Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- . (1980/2017)

2. Contrôle des analyses par balance ionique :

Dans une analyse complète des éléments dissous dans l'eau, la somme des quantités en réaction des cations, doit être sensiblement égale à celle des anions : $\sum r \text{ cations} = \sum r \text{ anions}$.

Le pourcentage (%) d'erreur due à une exactitude d'analyse ou à la non détermination de certains ions est donné par la relation suivante :

$$e\% = \left[\frac{\sum e \text{ cations} - \sum r \text{ anions}}{\sum r \text{ cations} - \sum r \text{ anions}} \right] * 100$$

Avec:

$\sum r+$: Somme des concentrations des cations (meq/L),

$\sum r-$: Somme des concentrations des anions (meq/L).

Si $e < 2\%$: Très bonne analyse

$2\% < e < 5\%$: Analyse acceptable

$e < 5\%$: Analyse mauvaise

Tableau 17: valeurs de la balance ionique et Les paramètres physiques. (Oran 2015)

POINT EAU	X	Y	BI	R S	PH	Dureté	Minéralisation
Maader2	738947,00	3630908,00	1,96	720	7,8	47	648
Maader3	738930,80	3629298,60	2,64	1080	8,4	48	1008
Maader4	742359,80	3632662,20	2,43	660	7,29	35	567,4
Matlag	743294,00	3628650,00	2,8	3460	8	139	3456
Source Tiout	741831,60	3629403,00	2,59	680	8	47	720
PuitsMehissrat	733198,00	3627833,80	2,36	680	8,4	39	576
Slih	734758,00	3628666,00	2,34	1000	8,4	52	792
Tiout 2	745050,7	3628679	3,01	2200	8	83	1944
Source chaib	742213,25	3629142,03	2,42	1663	6,5	85	1728
Tiout Gare	737600	3627250	2,39	1900	8,2	88	1440

Les valeurs de la balance ionique sont comprises entre 2% et 5% pour tous les points d'eau sauf Maader2 qui inférieure à 2%, donc elles sont acceptables.

2.1 Les paramètres physiques :

2.1.1 Température :

La température joue un rôle très important dans la mobilité des sels et des gaz, donc sur la conductivité électrique, elle permet de différencier les eaux qui circulent en profondeur ou le mélange éventuel entre les eaux.

L'augmentation de la température est fonction de la profondeur (1°C pour 33m).

La mesure de la température se fait sur le terrain à l'aide d'un thermomètre.

Dans notre région la température des eaux varie entre 20°C en hiver et 22°C en été.

2.1.2 Le potentiel d'hydrogène :

Le pH d'une solution varie en fonction de la concentration en ions (H_3O^+) ou H^+ . Il traduit ainsi la balance entre acide et base sur une échelle de 0 à 14, le 7 étant le pH de neutralité. Ce paramètre caractérise un grand nombre d'équilibre physico-chimique et dépend de facteurs multiples, dont l'origine de l'eau.

Les valeurs du pH des eaux dans notre zone d'étude sont comprises entre 6,5 et 8,4 elles sont donc dans les normes algériennes de potabilité (tableau 17).

2.1.3 La minéralisation : (Figure31)

C'est la quantité des sels minéraux dissous contenus dans l'eau, elle est estimée à partir de la mesure de la conductivité. Dans la région de Maader, on a une minéralisation très élevée, qui augmente au Sud-Est de ce synclinal aux puits (Maltag, Tiout Gare, Tiout2 dépassent la concentration maximale admissible selon les normes Algériennes 1000 mg/l), cela est due au lessivage des pointements triasiques localisés au Sud de Tiout.les puits (Slih, Mehissrat, Maader2, Maader3, Maader4) qui situé aux Nord de Tiout avec des valeurs comprise entre 567 et 1000 mg/l).

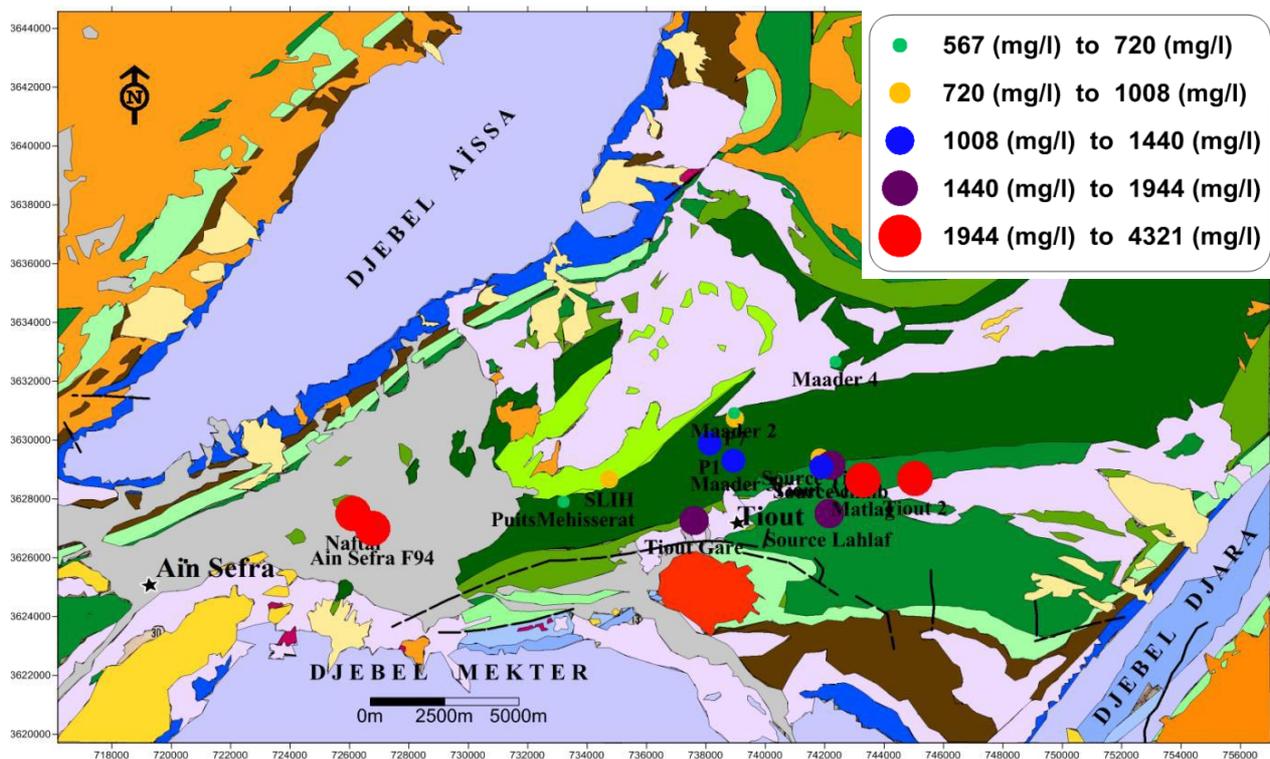


Figure 30 : Carte de la minéralisation des eaux de l’aquifère gréseux du synclinal de Tiout (Kheloufi 2014)

2.1.4 La dureté totale :

La dureté hydrotimétrique totale de l’eau correspond à la somme des concentrations des ions Calcium (Ca^{2+}) et de celle des ions magnésium (Mg^{2+}), elle est donnée en degré français.

$$\text{TH} = r (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \text{ meq/l}$$

La dureté s’exprime aussi meq de carbonate de calcium ou calcaire (CaCO_3).

Tableau 18: classification des eaux en fonction de la dureté.

Dureté en °F	Dureté en mg/L de CaCO_3	Qualification de l’eau
0 – 3	0 – 30	Très douce
3 – 6	31 – 60	Douce
6 – 12	61 – 120	Moyennement douce
12 – 18	121 – 180	Dure
≥ 18	≥ 180	Très dure

Dans la région de Maader, la dureté des eaux varie entre (45 et 135mg /l), caractérisant une eau douce a moyennement douce de Tiout vers le Nord. Au Sud l’eau devient dure

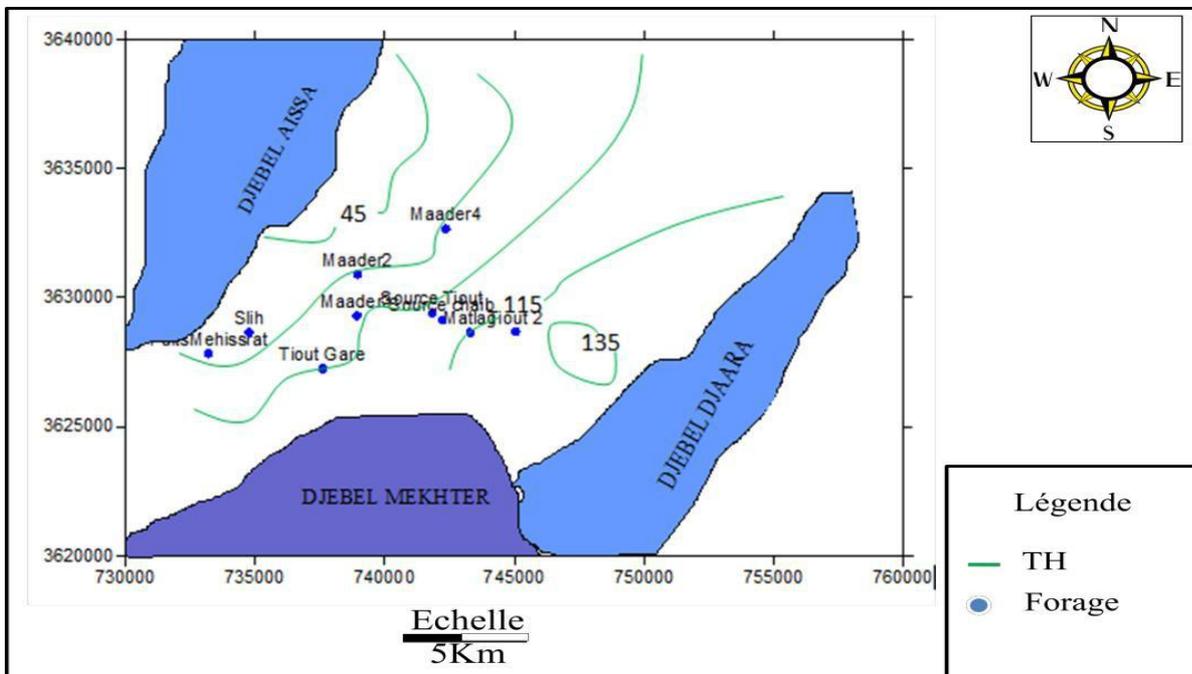


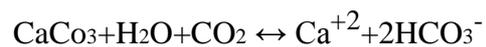
Figure 31 : Carte d'isoteneur de dureté

3. Interprétation des cartes d'iso- teneurs :

L'étude des cartes d'iso-teneurs permet de donner les indications sur l'origine des ions contenus dans les eaux souterraines.

3.1 Carte d'iso-teneur en Ca^{++} : (figure33)

Le calcium provient de la dissolution des roches carbonatées due à la présence de gaz carbonique dans l'eau qui s'est infiltré à travers ces formations.



La carte d'iso-teneur Ca^{++} montre un accroissement progressivement du N.E vers le S.W, avec des valeurs comprises entre 80 et 360mg .

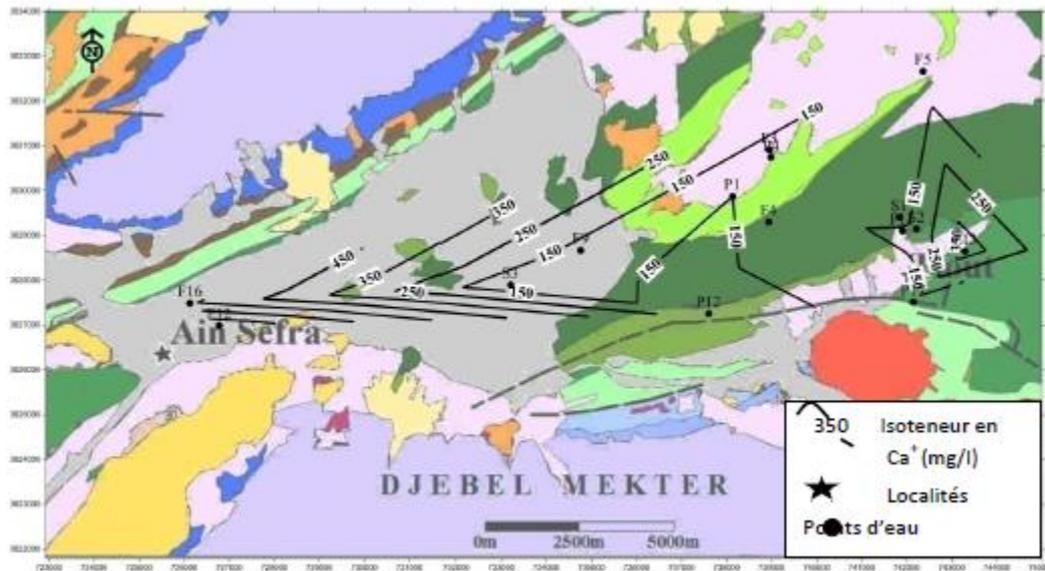


Figure 32: Carte isoteneur Ca⁺⁺

3.2 La carte d'iso-teneurs en Mg⁺⁺ : (figure 34)

Le magnésium peut être apporté par la dissolution des dolomies Ca Mg (CO₃)₂, soit par la dissolution des dolomies dans le terrain anhydritique (MgSO₄), ou par les formations dolomitiques libérant le magnésium par l'attaque des eaux en présence de gaz carbonique. La teneur de magnésium des eaux étudiées est comprise entre 30 et 90mg/l. Donc la teneur respecte les normes algériennes

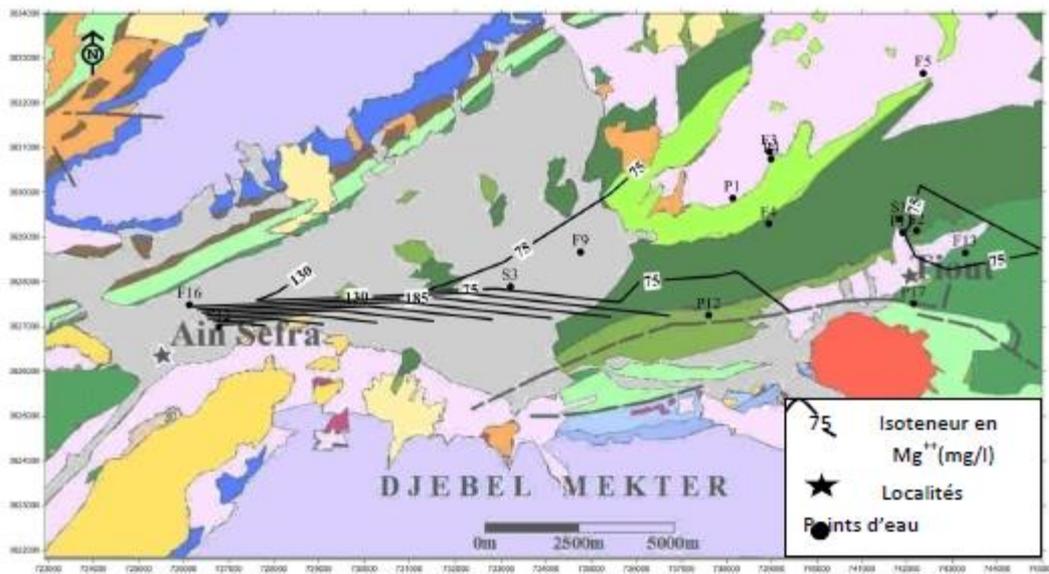


Figure 33: Carte isoteneur Mg⁺⁺

3.3 La carte d'iso-teneurs en Na^+ : (figure 35)

Le Sodium est toujours présent dans l'eau provenant du lessivage des formations géologiques riches en NaCl et de la dissolution des formations argileuses et marneuses. Le Potassium est beaucoup plus moins abondant que le sodium. Les normes algériennes recommandent une valeur limite de 200mg/L de Na^+ , la concentration trouvée pour les eaux étudiées est comprise entre 20 et 560mg/L , les valeurs les plus élevées sont localisées au Sud de la ville de Tiout vers Djebel Djaara

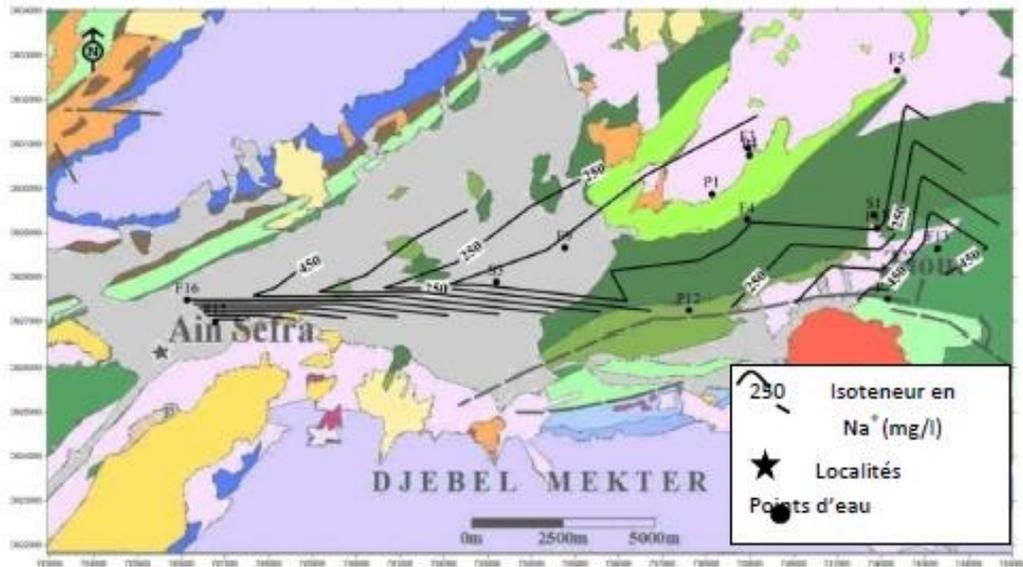


Figure 34 : carte isoteneur Na^+

3.4 Carte d'isoteneur en Cl^- :

Les chlorures rencontrés en grande quantité dans les eaux souterraines, proviennent de la dissolution et lessivage des terrains salifères, La teneur des chlorures des eaux étudiées est comprise entre 50 et 900mg/L , les valeurs qui dépassent la concentration maximale admissible 500mg/L , en se dirigeant Sud vers Djebel Djaara.

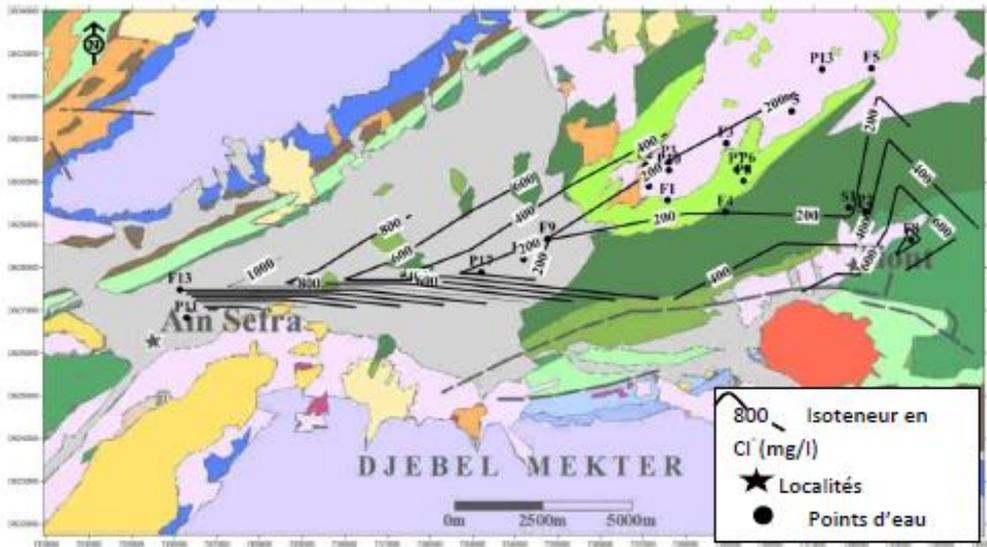


Figure 35: carte isoteneur Cl^-

3.5 Cartes d'iso-teneurs en SO_4^- : (figure36)

Les sulfates sont toujours présents dans les eaux naturelles, leur présence provient soit d'une légère solubilité des sulfates de Calcium ($CaSO_4$) des formations gypseuses, soit du lessivage des terrains argileux et marneux

Les teneurs en SO_4^- sont comprises entre 100 et 1050 mg/l. Elles sont dues à l'extension des formations argileuses du Crétacé

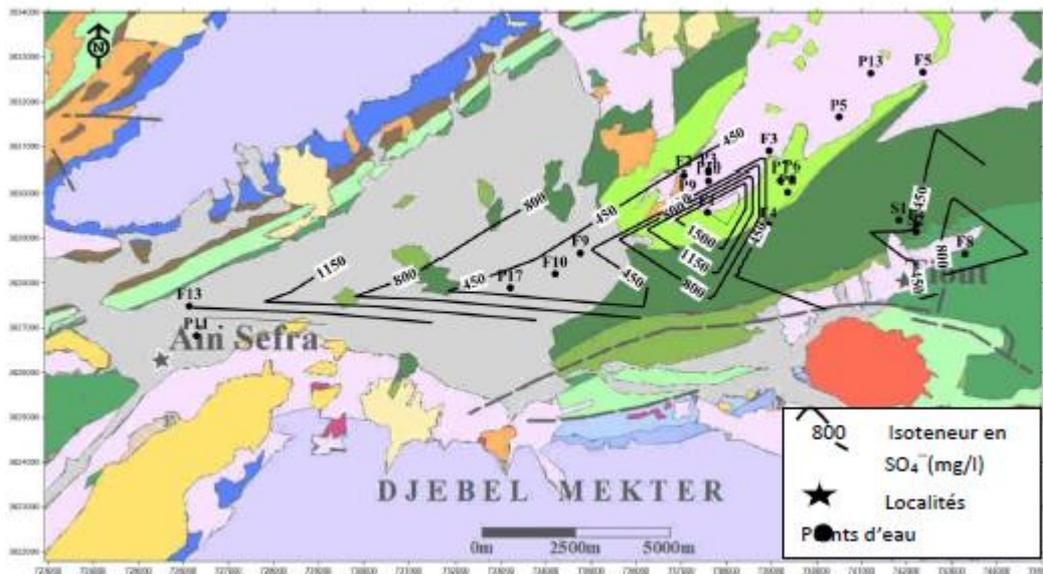
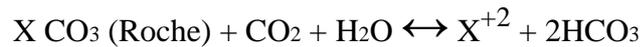


Figure 36: carte isoteneur SO_4^-

3.6 Carte d'iso-teneurs en Bicarbonates (HCO_3^-) : (figure38)

Ce sont les résultats de l'équilibre physico-chimique entre les roches, l'eau et le gaz carbonique selon l'équation :



Ils proviennent de la dissolution des roches carbonatées dans l'eau, en fonction de la teneur en CO_2 de la température, du pH et de la nature lithologique des terrains traversés.

Les teneurs en HCO_3^- sont comprises entre 175 et 278 mg/l Avec l'augmentation de concentration vers le Sud

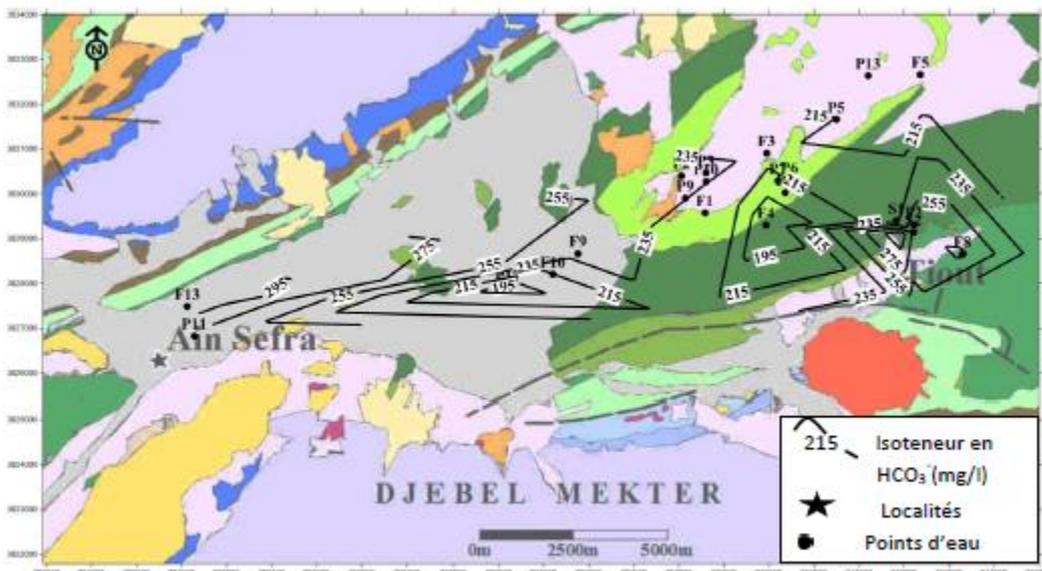


Figure 37: carte isoteneur Hco-3

4. Qualité des eaux pour l'irrigation selon le SAR:

(S. A. R. Sodium Alcalinité Ratio).

Vu le futur développement de l'agriculture dans notre région d'étude, nous avons jugé utile de déterminer l'aptitude des eaux souterraines à l'agriculture.

Pour cela nous avons déterminé le **S. A. R.**

En irrigation on utilise le S.A.R de l'eau comme mesure de l'échangeable Sodium Ratio (ESR) pour estimer la convenance d'une eau à l'irrigation

$$SAR = \frac{rNa^+}{\sqrt{rCa^{2+} + rMg^{2+}}}$$

Avec: Na^+ , Ca^{2+} , et Mg^{2+} en meq/L

Le tableau N° donne la valeur du SAR et de la conductivité.

Tableau 19: valeurs du SAR pour les eaux étudiées

POINT EAU	SAR	CONDUCTIVITE
Maader2	1,49	758,16
Maader3	2,19	1179,36
Maader4	1,23	663,858
Matlag	6,5	4043,52
Source Tiout	1,57	842,4
PuitsMehissrat	1,71	673,92
Slih	2,47	926,64
Tiout 2	5,88	2274,48
Source chaib	2,9	2021,76
Tiout Gare	2,69	1684,8

SAR<10 eau excellente

10<SAR<18 bonne eau

18<SAR<26 eau convenable

SAR>26 eau médiocre

D'après le tableau ci dessus, on constate que les points d'eau sont excellentes pour l'irrigation (SAR<10).

5. Représentations graphiques de la qualité des eaux :

Les eaux prennent au cours de leur trajet des faciès différentes dont on peut suivre l'évolution en classant les eaux en fonction des teneurs des anions et des cations et en utilisant des diagrammes

5.1 Diagramme de Piper:

La représentation des analyses chimiques dans le diagramme de Piper permet d'avoir une approche de la composition chimique d'une eau. Ce diagramme est établi à partir des quantités en réaction en pourcentage.

Les résultats ont été reportés dans le diagramme de Piper. La position des points représentatifs des anions et des cations caractérise la composition chimique de l'eau, fait ressortir un groupe très dominant dans tous les points d'eau : chlorurée et sulfatée calcique et magnésienne.

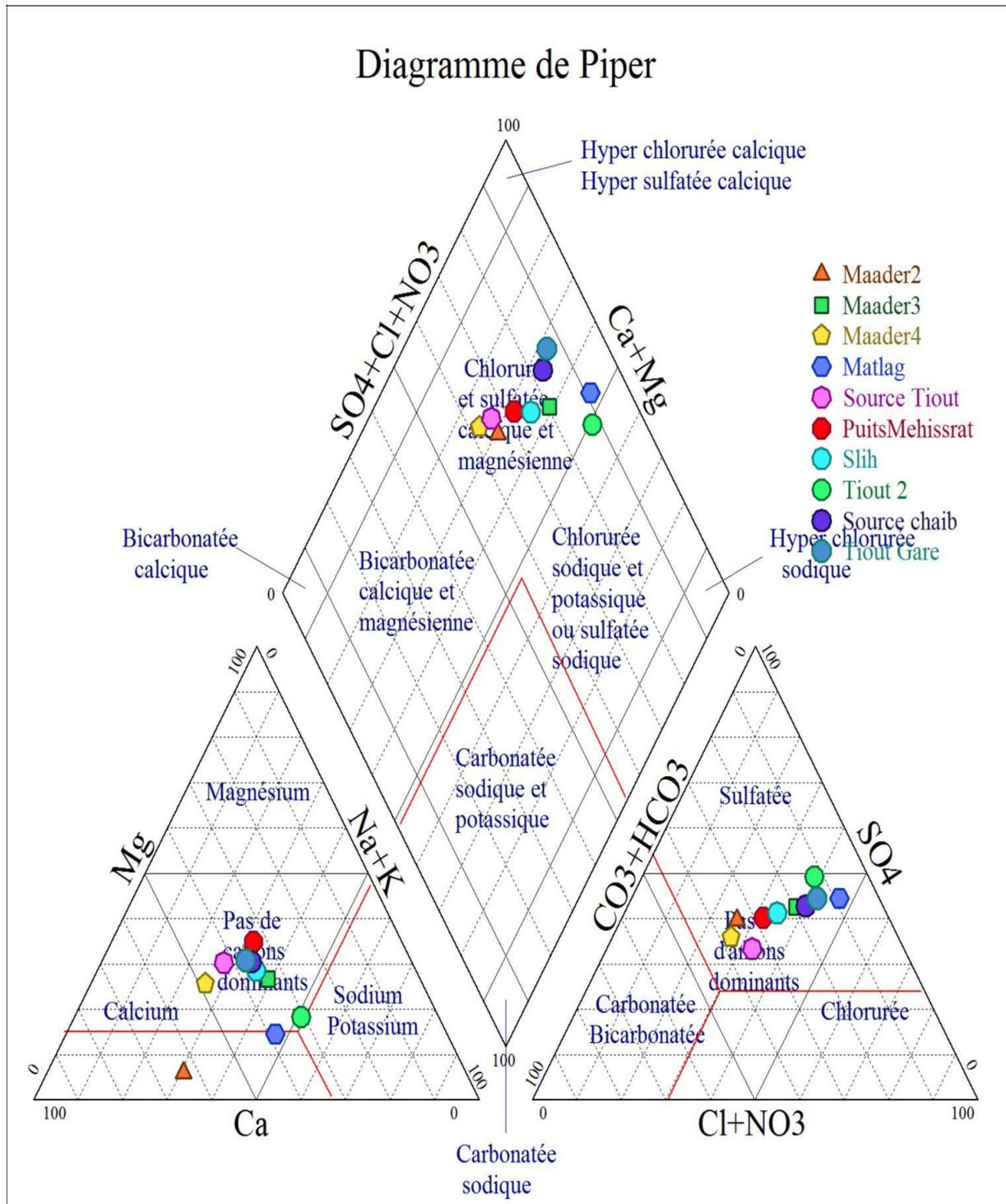


Figure 38: Diagramme de Piper

5.2 Diagramme de Schoeller Berkaloff:

Ce diagramme est utilisé pour déterminer les faciès des eaux et leur évolution. Les analyses chimiques effectuées sur les eaux étudiées permettent de distinguer 5 types de faciès:

- 1-Sulfaté calcique (Maader2, Tiout Gare, Source Chaib, Slih)
- 2-Bicarbonaté calcique (Maader4, Source Tiout)
- 3-Sulfaté magnésien (Puits Mehissrat)
- 4-Chloruré sodique (Malag)
- 5-Sulfaté sodique (Tiout2, Maader3)

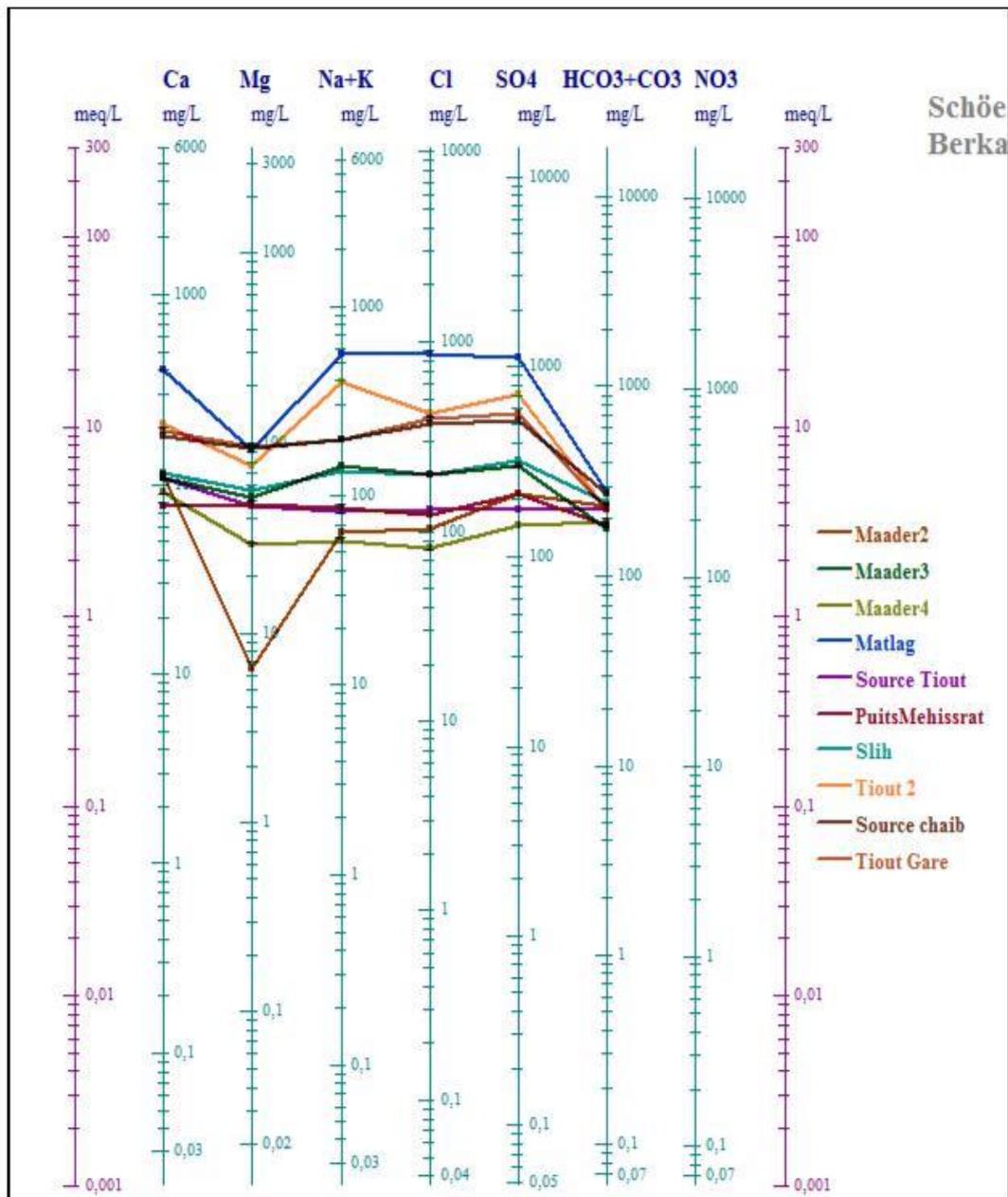


Figure 40 : diagramme de Shoeller Berkallo

5.3 Diagramme de Stiff :

On reporte sur ce diagramme les quantités en réaction (r%). D'un coté Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ et l'autre coté Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^- .

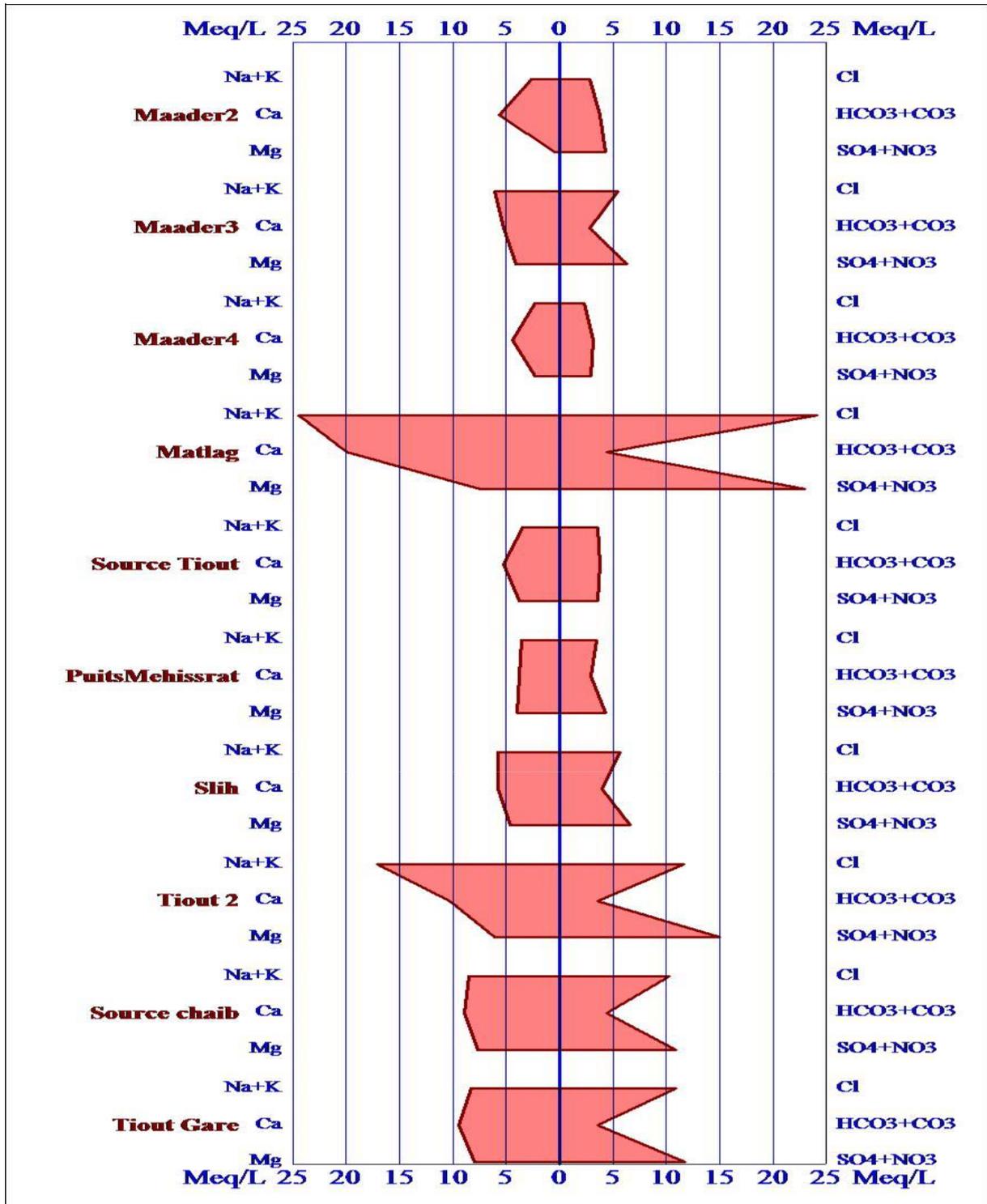


Figure 40 : Diagramme de Stiff

Les résultats obtenus par le diagramme de Stiff permettent de classer l'eau analysée

Tableau 20 : les faciès chimiques

Maader2	Sulfaté Calcique
Maader3	Sulfaté Sodique
Maader4	Bicarbonaté Calcique
Matlag	Chloruré Sodique
Source Tiout	Bicarbonaté Calcique
PuitsMehissrat	Sulfaté Magnésien
Slih	Sulfaté Calcique
Tiout 2	Sulfaté Sodique
Source chaib	Sulfaté Calcique
Tiout Gare	Sulfaté Calcique

Conclusion :

L'étude des faciès hydrochimiques des eaux souterraines de la région, montre que celles-ci sont de manière générale, de nature Sulfaté Calcique à Magnésienne et Chlorurée Sodique à Calcique. Le Faciès Sulfaté calcique : englobe la majorité des points d'eau. Ce faciès est le résultat de la dissolution des interlits gypseux localisés au Sud de Tiout.

En conclusion on peut dire que l'eau de la zone d'El Maader favorable à la consommation d'eau potable et l'usage agricole .

CONCLUSION GENERAL

Après la présentation générale de la zone d'étude qui a été faite en premier deuxième et troisième chapitre sur le synclinal de Tiout (la situation géographique, la synthèse climatiques, l'aperçu géologique et l'étude hydrogéologique), nous avons pu déterminer que le synclinal de Tiout qui est une dépression fait partie des Mont des Ksour qui caractérisée par la dominance des formations gréseuses d'âge Crétacé inférieur : La région du secteur d'étude est caractérisée par un climat aride à semi-aride. L'étude hydrogéologique nous a permis d'identifier la nappe Barrémo-Apto-Albien :

- Un sens d'écoulement de l'Ouest vers l'Est.
- Des exutoires : Source Tiout et Chaïb.
- Une alimentation se fait verticalement par l'infiltration de la pluie, après les fortes averses et latéralement par les formations Jurassique.

Le quatrième chapitre de notre travail est consacré à une étude hydrochimique. Nous avons montré à partir des cartes des isoteneurs et des diagrammes que la minéralisation des eaux de la nappe Barrémo-Apto-Albien est due principalement à la dissolution des évaporites.