

## **I-GENERALITE :**

### **I-1Généralité sur la region du Djebel Murdjajo :**

#### **1-Cadre géographique :**

Le Djebel Murdjadjo et sa région environnante font partie du secteur des Massifs Littoraux Oranais inclus dans le Domaine du Tell septentrional. La région objet de cette étude est Limitée :

- A l'Est, par le plateau de Gdyl,
- Au Sud, par la grande Sebkh d'Oran,
- A l'Ouest, par la plaine de Ghamra,
- Au Nord, par la mer méditerranée,

Morphologiquement, la région étudiée comporte:

- Des zones hautes correspondantes aux massifs côtiers formés de terrains paléozoïques et mésozoïques plissés et fracturés surmontés par des formations miocènes;
- des zones basses occupées par des formations colluviales, en général plio-

Quaternaires.

#### **2-Climatologie :**

La région d'étude se caractérise par un climat semi-aride avec une pluviométrie moyenne annuelle de 345 mm. La précipitation est de 600 mm à la ligne de crête du Djebel Murdjadjo et environ 400 mm dans la plaine de la grande Sebkh d'Oran. Pour la période comprise entre 1926 et 2001, la région passe par des variations périodiques, parfois sèches et d'autres humides, par exemple :

- 1926-1943 : la période la plus humide avec 1270 mm en1936.
- 1967-1976 : période humide.
- 1977-2001 : période sèche.

La température moyenne annuelle du domaine d'étude est de 18°C.

### **3- Hydrologie :**

Le réseau hydrographique se caractérise par l'existence d'un drainage vers la mer et d'un autre vers les zones endoréiques.

Les oueds qui dévalent des massifs littoraux vers la mer sont situés tout à fait à l'Ouest du secteur d'étude ce sont:

- Oued Sidi Hammadi.
- Oued Mouzoudj.
- Oued Madagh.

Au niveau du massif du Djebel Murdjadjo, les cours d'eau dévalent essentiellement vers la Sebkhah. Ces cours d'eau ne présentent qu'un écoulement temporaire au régime très irrégulier. Juste après les orages, les oueds et chaâbets s'assèchent de nouveau.

Le nord de la Sebkhah est alimenté par tous les ravins ou Chaâbets qui dévalent du revers sud du Djebel Murdjadjo (oueds Misserghin, Ed Dahlia, Bouyakor, etc.).

Dans le Murdjadjo, les eaux courantes sont rares car les débits des sources pérennes provenant de la nappe perchée du Murdjadjo se réinfiltrant quelques centaines de mètres en aval, parfois au niveau des pertes : ex à Chabet Ed Dahlia (M. I. Hassani, 1987).

Au niveau, et mitoyens, à notre secteur d'étude s'étendent plusieurs plans d'eau : - La grande Sebkhah avec une superficie de 310 km<sup>2</sup>.

- Le Petit Lac avec une superficie de 15.104 m<sup>2</sup>.
- La Daïa Morselly avec une superficie de 138.104 m<sup>2</sup>.
- La Daïa de Sidi Marouf avec une superficie de 15.104 m<sup>2</sup>.

## **I-2 GENERALITE SUR DE LA REGION DU PLAINE DE GHRIS :**

### **1-Cadre géographique :**

Le bassin versant de la plaine de Ghriss fait partie du grand bassin versant de l'Oued El Hammam qui s'étend sur une superficie de 3468 km<sup>2</sup>.

La plaine de Ghriss est limitée par :

- Les Monts des Béni-Chougrane, au Nord.
- Les Monts de Saïda, au Sud.
- Les Monts de Bouhanifa (Djebel Oucilles), à l'Ouest.

-Le plateau de Tighennif, à l'Est.

## **2- Hydrographie :**

La plaine de Ghriss est drainée par l'Oued Fekan. Il a un débit de base très régulière grâce aux apports des nappes profondes par les sources de Fekan. On note des crues instantanées de 15 m<sup>3</sup>/s favorisées par le drainage des nappes qui alimentent les sources (B. Sourisseau, 1974).

Le relief présente des tranches d'altitudes qui varient de 300 à 1100 m avec la prédominance de la tranche 400-600 m, avec une pente faible.

## **3- Climatologie :**

La plaine de Ghriss est une région à climat semi-aride à pluviométrie moyenne annuelle de 394 mm.

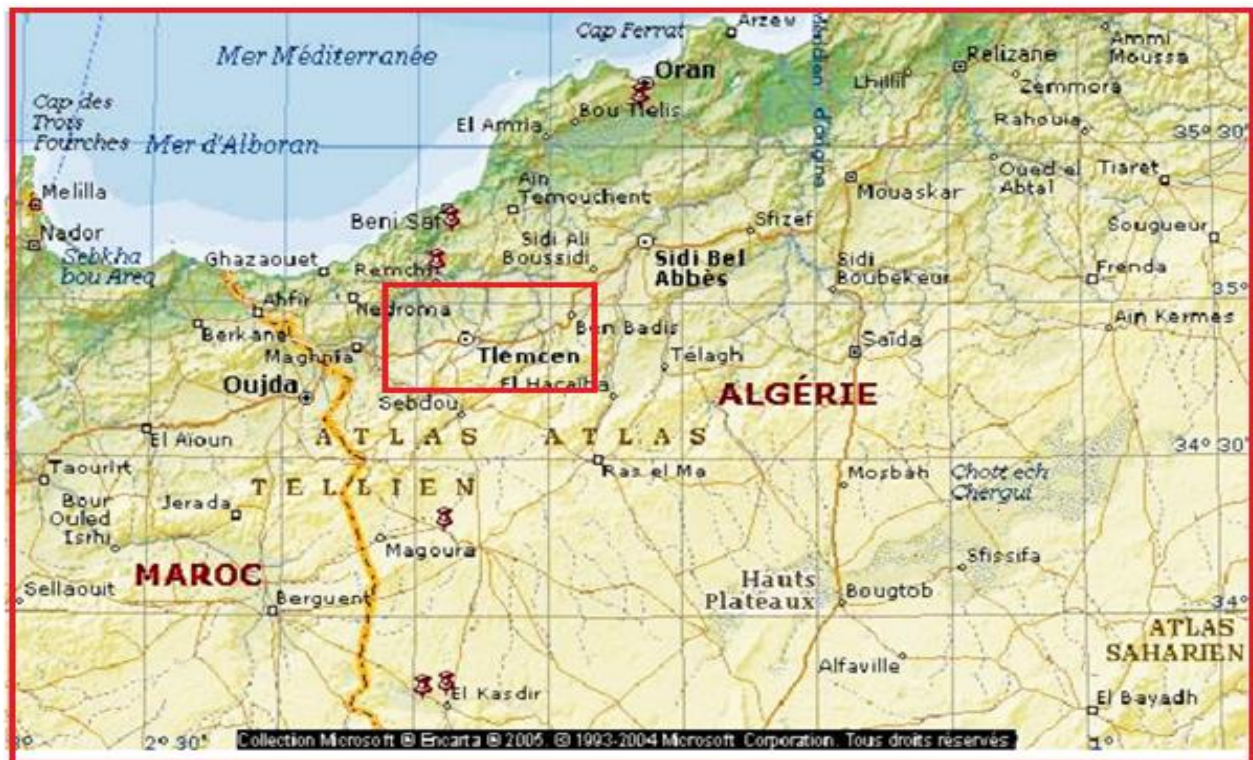
-La température moyenne annuelle du domaine d'étude est de 17,100 C.

- Un bilan hydrologique a estimé le volume infiltré au niveau du bassin versant de la plaine de Ghriss à 16,63 Hm<sup>3</sup>/an (B. Sourisseau, 1974).

## **I-3 GENERALITE SUR LA REGION DES MONTES DE TLEMSEN :**

### **1- Cadre géographique :**

Situés au Nord-Ouest algérien, les Monts de Tlemcen correspondent à un vaste horst de direction NE- SW. Ils sont situés entre une zone de basses plaines et de plateaux (bassin de la Tafna, plus important cours d'eau de la région), au Nord et une zone de Hautes Plaines au Sud appelées communément Hautes Plaines Oranaïses (zone steppique d'El Aricha)( figure 01). Leur altitude varie de 800 à 1400 m et culminent à 1843 m au Djebel Tenouchfi.



**Figure 01 : Situation géographique de la région des monts de Tlemcen**

## **2- Réseau hydrographique de la région :**

Les Monts de Tlemcen font partie, presque en totalité, du bassin versant de la Tafna. Il faut signaler qu'une partie des versants sud est drainée vers la Daiet El Ferd (dépression fermée des piémonts méridionaux). L'empreinte de la structure et surtout de la néotectonique a été déterminante pour le tracé du réseau hydrographique.

L'Oued Tafna prend sa source à Ghar Boumaza. Il s'engage dans une vallée encaissée dans les terrains du Jurassique et récupère sur son trajet l'Oued Khemis, avant d'atteindre Sidi Medjahed, après lequel il coule à travers les formations du Néogène. La partie centrale des Monts de Tlemcen est drainée par l'Oued Sikkak qui prend naissance sur le plateau de Terny par l'Oued Ennachef. Il récupère à la sortie du fossé de Tlemcen, les quelques affluents qui drainent les reliefs voisins et se jette dans le cours principal de la Tafna. La partie orientale des Monts de Tlemcen est d'abord drainée par Oued Lakhdar-Chouly qui prend sa source dans les massif des bordures Sud et Est du plateau de Terni, ensuite il se jette dans l'Oued Isser.

### **3- Cadre climatologique :**

- La région jouit d'un régime complexe commandé à la fois par
- un climat méditerranéen caractérisé par une saison pluvieuse (octobre à mai) et par un été sec,
  - par un climat de montagne,
  - par des avancées sahariennes.

La température moyenne annuelle s'échelonne de 16.40°C en janvier à 33.25°C (août). La précipitation moyenne annuelle varie à la station de Tlemcen de 226,8 mm (2000) à 438,4 mm (2003).

## **I-4 GENERALITE SUR LES SOURCES DE HAMMAM BOU-HADJAR:**

### **1-Introduction :**

La région de Hammam Bou-Hadjar se caractérise par la présence dans son territoire, de plusieurs sources thermales jalonnant un massif de travertins qui dessine une sorte de "fer à cheval". Les eaux des sources chaudes de ces sources auraient été utilisées depuis la plus haute antiquité.

### **2- Situation géographique :**

Hammam Bouhadjar est situé à 21Km de la ville d'AïnTémouchent. Elle s'élève à une altitude de 150 mètres. Le territoire de cette commune, se situe au sud-ouest de la plaine de M'leta (figure 02). Une partie du territoire, à l'Est, longe sur quelques kilomètres la chaîne des Monts de Tessala.





**Figure 02 : Situation géographique de Hammam Bou-Hadjar.**

Les sources sont classées en sources chaudes et en sources froides. Une quarantaine de sources y ont été dénombrées. Les plus importantes sont, Aïn El Bagra, Sidi Abderrahmane chaude, Baraka chaude et Baraka froide

Plusieurs autres émergences naturelles d'eaux thermales existent et sont moins exploitées.

### **3-Contexte climatologique :**

La distribution des précipitations saisonnières indique que l'hiver reste la saison la plus arrosée de l'année.

**Tableau n° 1:** valeurs moyennes saisonnières des précipitations de la station de Hammam Bou-Hadjar (1986 à 2005).

Saisons	Hiver	Printemps	Été	Automne
P (mm)	135,2	93,4	14,41	92,6

Le mois le plus froid est celui de janvier avec une température moyenne mensuelle de 12,52°C, et le mois le plus chaud est celui d'août avec une température moyenne de 28,11°C.

**Tableau n° 2** : valeurs moyennes mensuelles des températures à Ain Témouchent (1986-2005)

Mois	<u>J</u>	<u>F</u>	<u>M</u>	<u>A</u>	<u>M</u>	<u>J</u>	<u>J</u>	<u>O</u>	<u>S</u>	<u>O</u>	<u>N</u>	<u>D</u>
<u>T</u>	12,52	12,97	15,42	16,94	20,28	24,4	27,44	28,11	4,7	20,35	15,95	12,94

## **I-5 GENERALITE SUR LA REGION DU PLATEAU DE SAÏDA:**

**1- Situation géographique :** La région de Saïda se trouve dans le Nord-Ouest de l'Algérie. Les Monts de Saïda sont limités au Nord par la plaine de Ghriss et au Sud par les Hautes Plaines Oranaises. A l'Ouest, ils sont limités par la plaine de Sidi-Bel-Abbès et les Monts de Tlemcen et à l'Est, par les Monts de Tiaret. fig2.1



**Figure 2.1** : situation géographique de la région de Saïda

## **2- Contexte climatique:**

La région de Saïda est caractérisée par un climat essentiellement semi-aride à hiver frais et à été chaud et sec. La région est soumise à l'influence de deux régimes entièrement opposés en matière de formation de précipitations. L'un, méditerranéen dominant, agit directement par des entrées marines, provoquant de fortes précipitations, en saison d'hiver ; l'autre, continental, est caractérisée par les effets orageux des saisons estivales. La distribution des précipitations saisonnière indique que l'hiver est la saison la plus arrosée de l'année à presque

égalité avec la saison du printemps. Le mois le plus froid est celui de janvier avec une température moyenne mensuelle de 8,15°C. Le mois le plus chaud est celui d'Août avec une température moyenne mensuelle de 26,8 °C.

### **3-Hydrologie :**

Le bassin versant de l'Oued Saida est formé par des reliefs et des zones déprimées, qui s'alternent du sud au nord. L'Oued Saïda a une structure d'une vallée entaillée et ses principaux affluents décrivent sinuosités et méandres. Les apports les plus importants et les plus fluctuants, sont observés pendant l'hiver et le printemps, pour le reste de l'année, les apports sont faibles, ou le plus souvent alimentés par les rejets d'eaux usées urbaines et industrielles, constituant l'essentiel du débit d'étiage. Le bassin hydrographique de Saida a une superficie de 537 km<sup>2</sup> pour un périmètre de 104 km. Il alimente deux barrages qui sont Ouizert et Bouhanifia. L'ensemble des caractéristiques physiographiques du bassin est résumé dans le tableau n° 3.

**Tableau n° 3 :** Tableau récapitulatif des caractéristiques Hydrologiques du bassin versant de l'oued Saïda .

Caractéristiques Hydrologiques	Valeurs
<b>Surface</b>	<b>537 km<sup>2</sup></b>
<b>Périmètre</b>	<b>104 km</b>
<b>Longueur</b>	<b>37.34km</b>
<b>Largeur</b>	<b>14.38 km</b>
<b>Altitude maximale</b>	<b>1150 m</b>
<b>Altitude minimale</b>	<b>520 m</b>
<b>Altitude moyenne</b>	<b>847.8 m</b>
<b>Indice de gravelus</b>	<b>1.25</b>
<b>Pente moyenne</b>	<b>1.39 %</b>



## **II- CONTEXTE GEOLOGIQUE :**

### **II-1 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET DE LA REGION DU DJEBEL MURDJADJO ;**

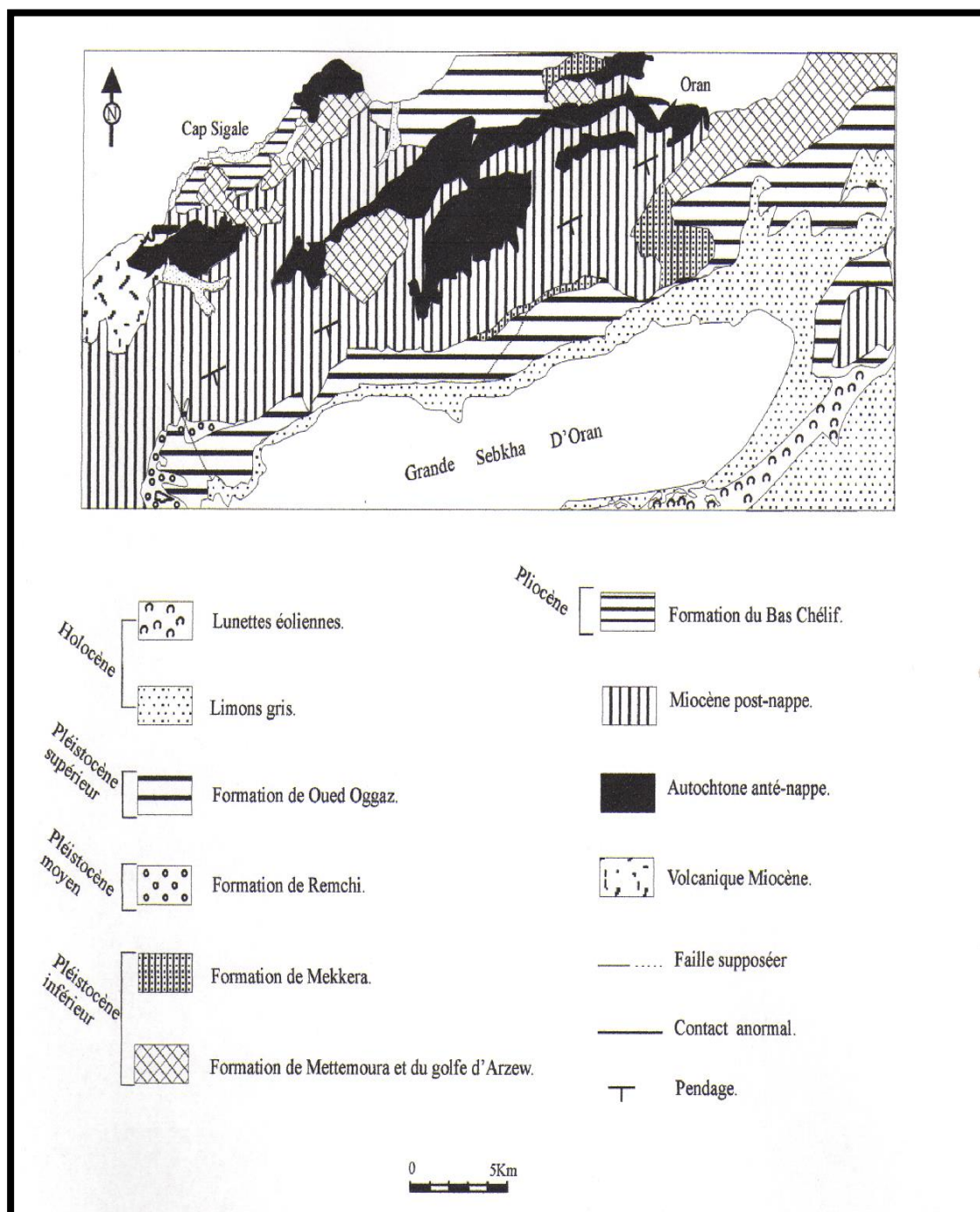
#### **1-Contexte géologique et structural ;**

Le littoral oranais a fait l'objet de nombreuses études géologiques principalement par F. Doumergue (1912), Thintouin (1948), A. Perrodon (1958), B. Fenet (1974), Y. Gourinard (1975), G. Thomas (1985), etc.

Ce domaine s'allonge sur une centaine de kilomètres avec une largeur moyenne d'une vingtaine de kilomètres. Il comprend dans le sens de la longueur un groupe de Horsts et plusieurs plateaux néogènes ou quaternaires (figures 3 et 5).

Plusieurs massifs et plateaux se distinguent :

- le massif du Djebel khar,
- le massif d'Oran séparé du Djebel Khar par le plateau d'Oran,
- le massif des Andalouses d'altitude (300m),
- le massif de Madagh et de Lindlès,
- le Plateau Calabrien du Madakh Lindlès,
- le Plateau Calabrien de M'Sila (sur une partie du Murdjadjo),
- le Plateau incliné Miocène supérieur du Murdjadjo,
- le Plateau Calabrien d'Oran qui se poursuit par celui de Gdyel,
- la plaine des Andalouses au sud de Cap Falcon: c'est l'une des rares basses plaines côtières du littoral algérien



**Figure 3 :** Carte géologique du secteur d'étude (nomenclature des terrains selon (G.Thomas, 1985) (Hassani, 1987).

**Litho stratigraphie :****1.1- Le substratum:**

Il est constitué par les affleurements du Primaire et du Secondaire qui forment l'autochtone relatif selon B. Fenet, 1975 ou autochtone anté-nappe selon G. Thomas, 1985 (M.I. Hassani 1987).

**1.1.1- Le Primaire:** Il affleure au Djebel Khar, dans les massifs des Andalouses et de Madakh et au Djebel Lindlès sous forme de schistes et conglomérats carbonifères et permocarbonifères. On le retrouve également au niveau de Cap Falcon sous forme de schistes à bancs de grés quartzitiques et de lentilles de conglomérats.

**1.1.2- Le Secondaire:**

**A- Le Trias:** Il est représenté par des masses de gypse auxquelles sont associées des argiles versicolores et des dolomies. Ces formations se présentent en lambeaux et percent à travers diverses formations géologiques et n'occupent ainsi jamais une position stratigraphique normale. On le retrouve au niveau de la pointe de Canastel, au Djebel Khar, sur la corniche reliant Oran à Mers-El-Kebir et au Djebel Halia. A Cap Falcon, le Trias affleure sous forme de calcaires dolomitiques et à l'Ouest de Bousfer sous forme d'une masse de 200 m de roche éruptive doléritique.

**B- Le Jurassique :**

**\* Le Lias :** à Aïn Keffri, Santa-Cruz, Djorf Halia et au Djebel Santon, affleure une formation carbonatée formée de lentilles dolomitiques massives accompagnées de calcaires schisteux et marmoréens. Elle a été attribuée au lias par M. Doumergue (1912).

**\* Le Dogger** : il affleure au Djebel Murdjadjo et à Santa-Cruz sous forme de schistes calcaires ardoisiers à posidonomies. Ces schistes se rencontrent au sommet du Djebel Murdjadjo et à Cap Falcon.

\* Le Malm (Kimméridgien et Thitonique inférieur) : il est représenté par des bancs de calcaires alternés des niveaux d'argiles d'une centaine de mètres d'épaisseur.

## **C- Le Crétacé :**

Il forme l'ossature du Djebel Murdjadjo. Il est représenté par un faciès schisto-gréseux, verdâtre, très plissé, parfois intercalé par des bancs de quartzites du Néocomien. Par endroits, ces schistes à lentilles de calcaire sont riches en ammonites pyriteuses datées du Barrémien

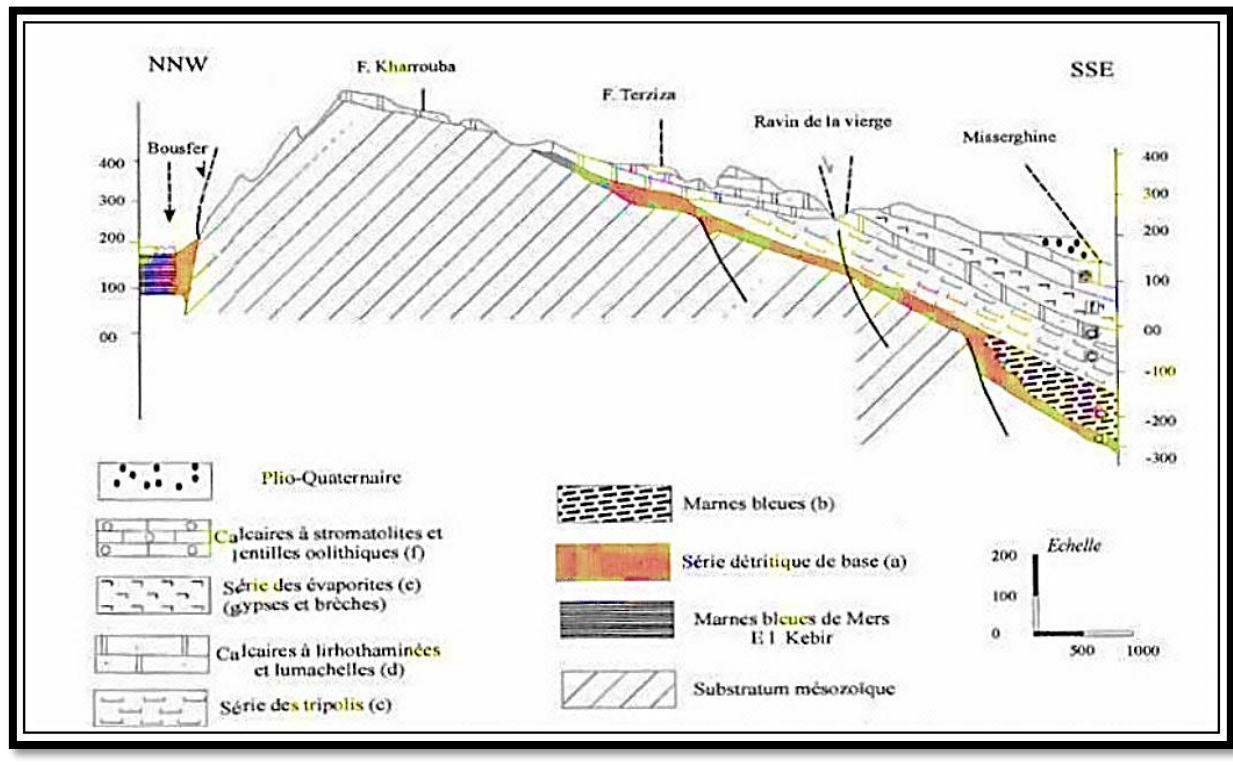
### **1.2- La couverture:**

#### **1.2.1- Le Tertiaire (Terrains Néogènes):**

**1.2.1.1- Le Miocène:** Il est formé en grande partie par des marnes bleues jouant parfois le rôle de substratum d'aquifères (P. Guardia, 1975). Ce Miocène est subdivisé en deux cycles:

a/ Premier cycle Miocène post-nappe (Serravalien-Tortonien inférieur): Il affleure au versant Nord du Murdjadjo, dans les grabens de l'Oued Sidi Hammadi et du bassin de Mers-El-Kebir. Ce Miocène existe également au Nord et au Sud-Est du Djebel Taroneit. Il correspond à des dépôts continentaux rouges rubéfiés passant au centre à des sédiments marins. Ce cycle débute à la base par des conglomérats et des grés épais qui passent à des marnes bleues à patine jaune.

b/ Le deuxième cycle Miocène post-nappe M II (Tortonien supérieur-Messinien): Ce cycle débute par le volcanisme du Tifaraouine et des Iles Habibas qui signalent la transgression messinienne sur le premier cycle. Il est précédé d'une phase d'érosion active accompagnée de l'accumulation de séries continentales. Les formations constituant ce cycle sont : la série détritique (grés), les marnes bleues (formation marine), les formations évaporitiques (formations terminales) et les calcaires marneux et récifaux (formation des calcaires sommitaux) (Figure 4).



**Figure 4 : Coupe géologique du versant Sud-Est du Djebel Murdjadjo**

(J. Delfaud, J. Revert, 1974).

\* La série de base : Elle correspond à des grès à Clypeasters. Ce sont des grès sableux parfois à ciment, calcaire à nombreux éléments empruntés au substratum.

\* Les marnes bleues : (Formation médianes): Dans le versant sud du Djebel Murdjadjo, les marnes bleues reposent en biseau. Elles affleurent localement à Terziza, au fond de l'Oued Misserghin et au fond des carrières des Planteurs. D'après les travaux de Y. Gourinard (1975), les marnes de l'Oued Hammadi et de Mers-El-Kebir ont fourni une abondante microfaune d'âge Miocène supérieur.

**\* Formations terminales:**

- Tripolis et Gypse : Au nord de la Grande Sebka, les marno-calcaires blancs à tripolis affleurent largement dans le Djebel Murdjadjo et dans sa bordure Sud (falaise d'Oran, Ravin Blanc, Eckmuhl, Ras-el-Aïn et Oued Misserghin). Dans le ravin de Misserghin et à Ras-el-Ain, les marno-calcaires à tripolis sont souvent limités à leur base par les marnes jaunes à silex ménilitique.

- Les calcaires récifaux : Ils ont enregistré la dernière transgression de la mer Miocène. Cette transgression est purement locale car les calcaires reposent ou relaient en amont du horst du Murdjadjo des marnes à tripolis dont le dépôt correspond au maximum de l'extension de la mer Miocène et au début sa régression générale. Parfois, ces calcaires reposent directement sur les sédiments secondaires ou par l'intermédiaire de niveaux détritiques de base comme dans le ravin de Terziza. Au nord de la Sebkha, les calcaires récifaux qui affleurent dans le Murdjadjo s'ensoufflent sous les alluvions Plio-quaternaires, leur plongement s'accroît à la faveur de failles bordières N60. Dans la zone de Misserghin, ces calcaires passent à des faciès plus gréseux et marneux avec des concrétions manganésifères au sommet.

#### **1.2.1.2- Le Pliocène inférieur et moyen "PI":**

Il est marin, transgressif et correspond au 3ème cycle post-nappe de B. Fenet (1975). Il correspond à des marnes bleues "Plaisanciennes" et grès marins "astiens" (Perrodon, 1975). Le Pliocène marin n'affleure pas sur le versant Sud du Murdjadjo mais a été reconnu par forage recouvrant tout le plateau d'Oran et d'Es-Sénia.

#### **1.2.1.3- Le Plio-Pleistocène "PII" (Calabrien):**

Le Plio-Pleistocène (PII) d'abord lumachellique ou conglomératique passe progressivement à des grès dunaires souvent entrecoupés d'argile continentale et représente le dernier épisode marin sur le littoral oranais. Le Calabrien constitue une partie du massif de Cap Falcon, les hauteurs de l'Oued-el-Bachir sur le Murdjadjo et la corniche du versant nord du Djebel Khar. Cette formation est surmontée par des grès dunaires à stratifications entrecroisées. La formation des grès coquilliers affleure au sud du Djebel Lindlès et au sud de Cap Sigale.

#### **1.2.1.4- Le Pléistocène moyen:**

Il se situe entre le Villafranchien supérieur et le Néothyrrénien. Il est désigné par les anciens auteurs sous le nom d'alluvions anciennes. Les niveaux marins du Pléistocène de l'Oranie sont rares, à l'exception de quelques témoins localisés d'une part à l'ouest d'Oran entre Bouisseville et Monté Christo où et au Djebel Lindlès.

#### **1.2.1.5- Le Pléistocène supérieur:**

Le long du littoral actuel, les dépôts du Pléistocène supérieur sont bien représentés, dans la zone des piémonts du Djebel Murdjadjo. Ils se présentent sous forme de terrasses et glacis



d'accumulations formés de limons sableux ou argileux rubéfiés (Thomas, 1985). Au niveau de Brédéah et Aïn-E1-Beida affleurent des tufs et des travertins liés à d'anciennes sources d'eau douce. On peut également rencontrer de véritables calcaires lacustres parfois karstifiés. Dans la région de Misserghin et Boutiélis, les limons rubéfiés forment de bonnes terres agricoles. Plus au nord, le Pléistocène supérieur est représenté par des niveaux lumachelliques constitués essentiellement de lamellibranches formant des bancs horizontaux.

#### **1.2.1.6- L'Holocène:**

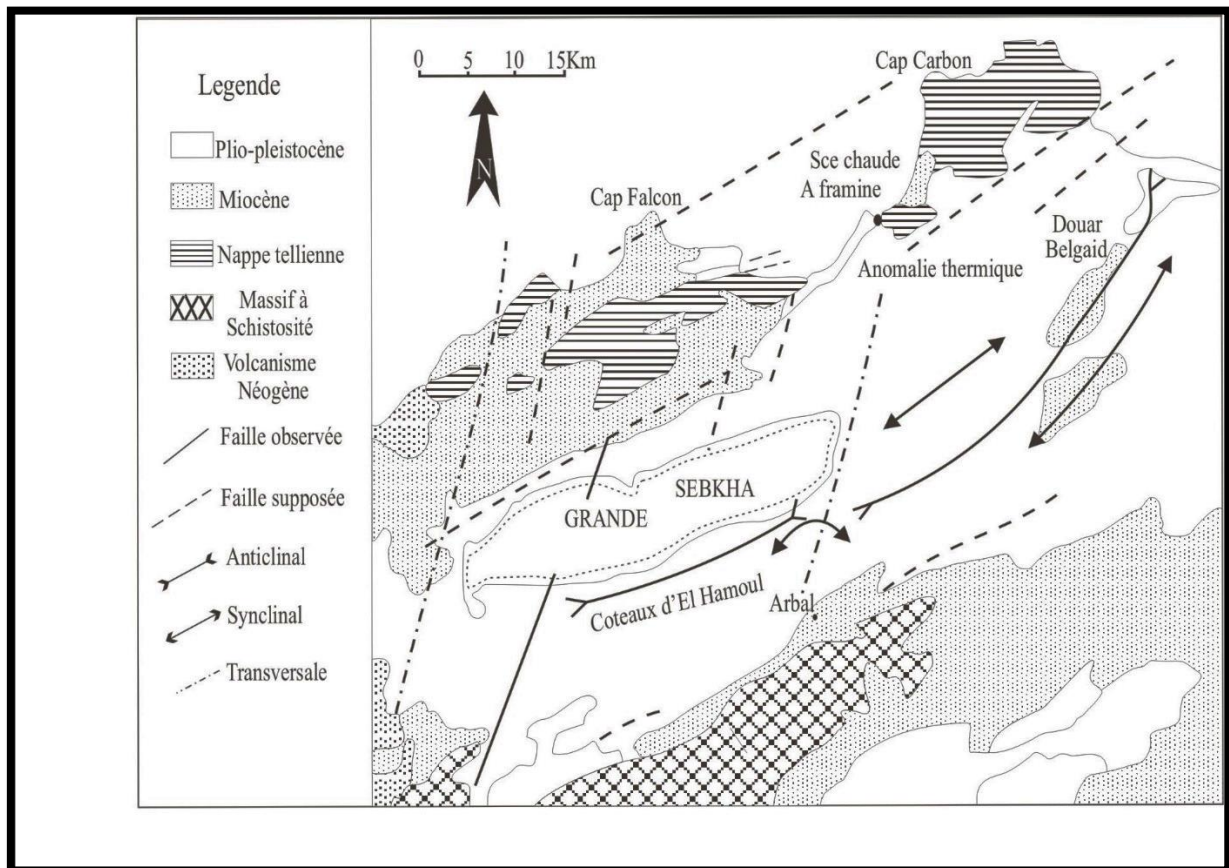
Bien représenté sur le littoral (secteur de Cap Falcon). Il est formé par un complexe dunaire en grande partie consolidé, et constitué de dunes anciennes et de dunes récentes. Les dunes anciennes affleurent en général le long de la côte, sont composées de sables jaunes consolidés stratifications entrecroisées d'origine éolienne. Les dunes récentes sont nettement moins consolidées. Elles sont de couleur jaunâtre et occupent par rapport aux dunes anciennes une position médiane.

#### **2-Analyse structurale:**

La région d'Oran fait partie de la chaîne alpine avec les pointements de Cap Lindlès, Cap Falcon, du Murdjadjo, de Santa-Cruz et du Djebel de Khar (Figure 3) qui laissent apparaître une schistosité biphasée.

La première phase est à schistosité avec des plis couchés à schistes verts affleurant à Cap Falcon, Cap Lindlès et le long des accidents majeurs de direction Nord-Sud.

La 2ème phase est schistosité de fractures de direction N130° visible dans le Djebel Khar. Parallèle à la côte, une faille plurikilométrique fait probablement office de drain collecteur de cette perméabilité de fissures le long de la route de Canastel à Kristel, une ligne de sources jalonne cet accident.



**Figure 5 : Esquisse structurale de l'Oranie centrale selon B. Fenet, 1975.**

La 2ème phase de schistosité fait que les parties supérieures du Djebel Khar ont tendance à se déplacer d'où le chevauchement des écaillages de la première phase par les dolomies de Santa-Cruz. Après la mise en place des nappes, le littoral oranais subit une distension qui donne naissance à des Grabens et Horsts selon trois familles d'accidents verticaux

**-a/** Une des conséquences les plus importantes est l'installation du bassin néogène (Sebkha-Chélif) limité par des accidents N60°.

**-b/** Une seconde direction régionale N20° détermine des structures souples à grand rayon de courbure. C'est l'accident de Bousfer, celui qui sépare le Murdjadjo de Santa Cruz à l'Ouest du plateau d'Oran et limitant ce dernier à l'Est.

- c/ La troisième famille d'accidents est orientée N 80°, elle est à l'origine du fossé de Mers-El-Kebir où s'accumulent d'épaisses formations plio-quadernaires. La corniche perchée du Messinien à plus de 500 m montre l'importance de l'effondrement du fossé.

## **II-2 CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU PLAINE DE GHRIS**

### **1-Cadre géologique du secteur d'étude**

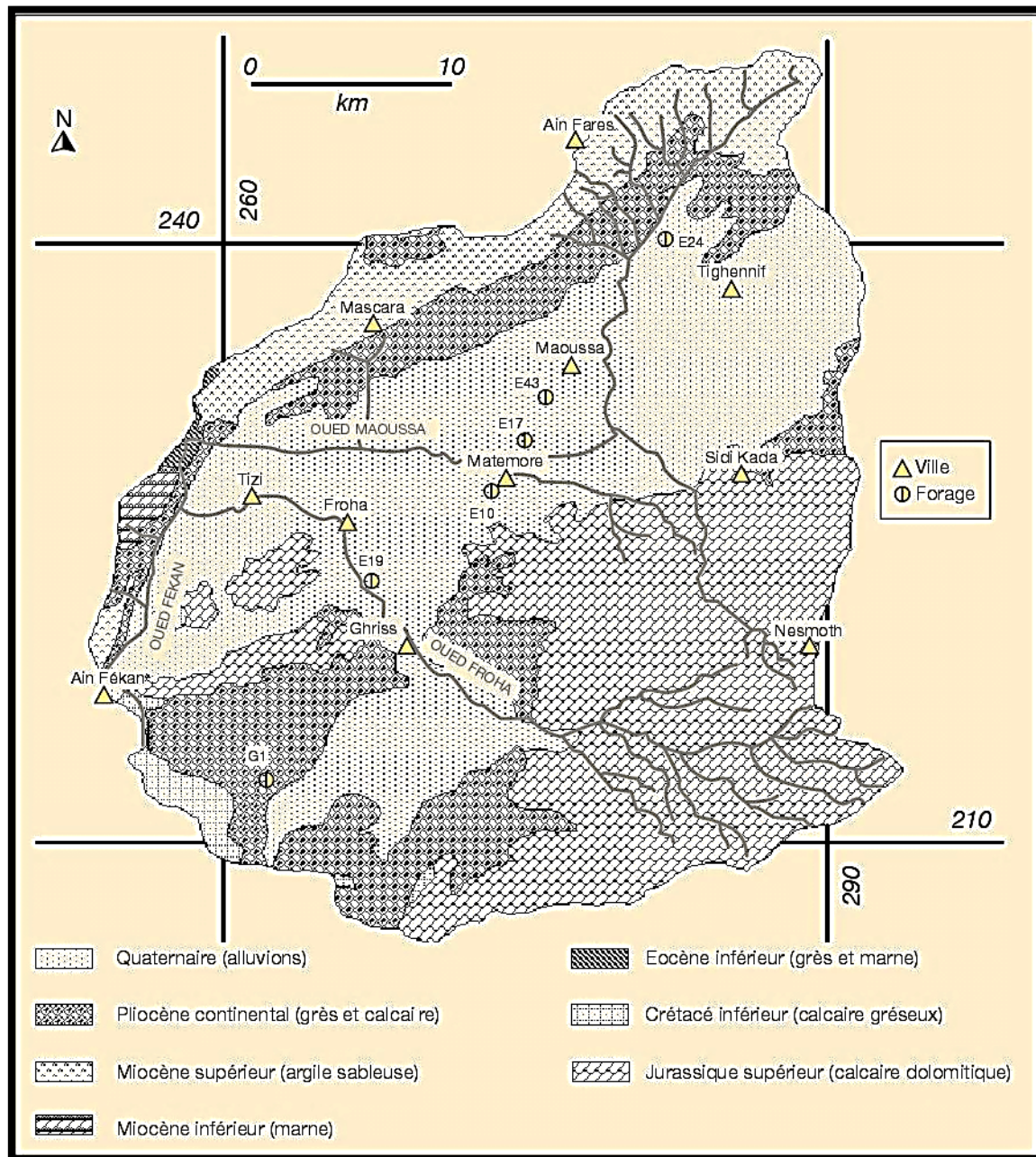
Le secteur d'étude fait partie du domaine Tellien oranais, il concerne la plaine de Ghriss et les reliefs qui l'entourent (Figure 6). Ces reliefs sont représentés par les Monts des Béni Chougrane et les Monts de Saïda (Sourisseau, 1973; Strojexport, 1983).

**- Les Monts des Béni Chougrane** : Sont allongés en arc de cercle dans la direction Sud-Sud-ouest et Nord- Nord-est. Leur ossature appartient au Crétacé et leur recouvrement très épais au Tertiaire. Ils représentent les vestiges de l'ancien sillon méditerranéen, effondrées et charriées. Le transport de ces vestiges a donné naissance à deux types de formations:

**a- le Crétacé moyen et supérieur** : Formé de marnes et de calcaires gris à semelle de Trias gypseux et salifère, qui recouvre en contact anormal les terrains du Miocène anté-nappe.

**b- le Nummulitique (Eocène et Oligocène)** : Formé de marnes et de bancs de grès qui recouvre en contact anormal soit le Crétacé première nappe soit le Miocène anté-nappe. Sur ces deux formations allochtones, se sont déposées en deux phases différentes, l'une sur l'autre, les formations du Miocène post-nappe et du Pliocène.

- Les Monts de Saïda constituent la limite sud de la plaine. Ils se présentent sous forme d'un plateau rectiligne et continu de Sidi Kada à l'Est jusqu'à Tizi vers l'Ouest. De faibles ondulations modulent ces reliefs. Ces monts s'enfoncent légèrement vers le Nord, ce qui favorise l'écoulement et le drainage des eaux vers la plaine. Ils ont subi une tectonique cassante avec mise en phase de horsts comme le Djebel Enfouss et Beri Rahddou. Cet ensemble calcaréo-dolomitique du Crétacé a un pendage faible de 10° vers le Nord.



**Figure 6 : Carte géologique de la plaine de Ghriss (d'après Sourisseau, 1974)**

C - La plaine de Ghriss constitue une cuvette d'effondrement dont la subsidence est marquée par la flexure des couches du Néogène en bordure des Monts de Béni Chougrane. De nos jours, celle-ci se poursuit compensée par l'alluvionnement argilo-sableux de l'Oued

Maoussa. Au plan structural, la plaine correspond à un fossé d'effondrement à substratum Jurassique et remplissage Plio-quaternaire.

En profondeur sur le substratum calcaréo-dolomitique du Jurassique supérieur effondré, on trouve parfois un conglomérat de base, puis un remplissage d'argiles et marnes grises et vertes, marines du Miocène inférieur et moyen. A cette époque, certains sommets ont échappé à l'invasion marine et sont restés émergés. A leurs pieds, se sont déposés des sédiments détritiques provenant de leur destruction. Après retrait de la mer Miocène, aucune autre transgression marine n'atteint le centre de la plaine de Ghriss. La mer astienne qui apporte des sables et des grès recouvre les Béni Chougrane mais ne dépasse pas la zone de Tighennif. Dans le Sud s'installe en climat continental, une activité érosive intense, qui permet l'accumulation de sables, galets et dépôts conglomératiques argileux qui restent à proximité des reliefs, faute d'agents transporteurs; puis le centre de la plaine et une partie des Béni Chougrane sont alors occupés par un grand lac où se déposent des calcaires blancs crayeux

## **1- Litho stratigraphie :**

Les formations rencontrées à l'affleurement et en sondage sont les suivantes (figure 7).

### **1.1- Le Secondaire :**

#### **Le secondaire regroupe les formations suivantes:**

##### **1.1-a- Le Trias :**

Absent au niveau du bassin, on le rencontre dans les Béni Chougrane à la base des nappes du Crétacé et en accident diapirique au Sud dans la vallée de l'Oued Taria. Il est toujours gypseux, parfois salifère.

##### **1.1-b- Le Callovo-Oxfordien :**

Le Callovo-oxfordien affleure au sud du bassin dans la vallée de l'Oued Taria. C'est un ensemble de bancs gréseux peu épais, alternant avec de puissantes séries d'argiles et de marnes grises, jaunes et vertes. Son épaisseur est de l'ordre de 250 m.

##### **1.1-c - Le Lusitanien :**

Le Lusitanien affleure dans la partie sud des Monts de Sidi Kadda. C'est une série marneuse à intercalation de calcaires dolomitiques. Il est limité à la base par un niveau constant de marnes grises à modules ferrugineux avec en intercalation à la partie supérieure de petits bancs dolomitiques de 30 à 50 cm. La puissance totale de la formation est de l'ordre de 150 m.



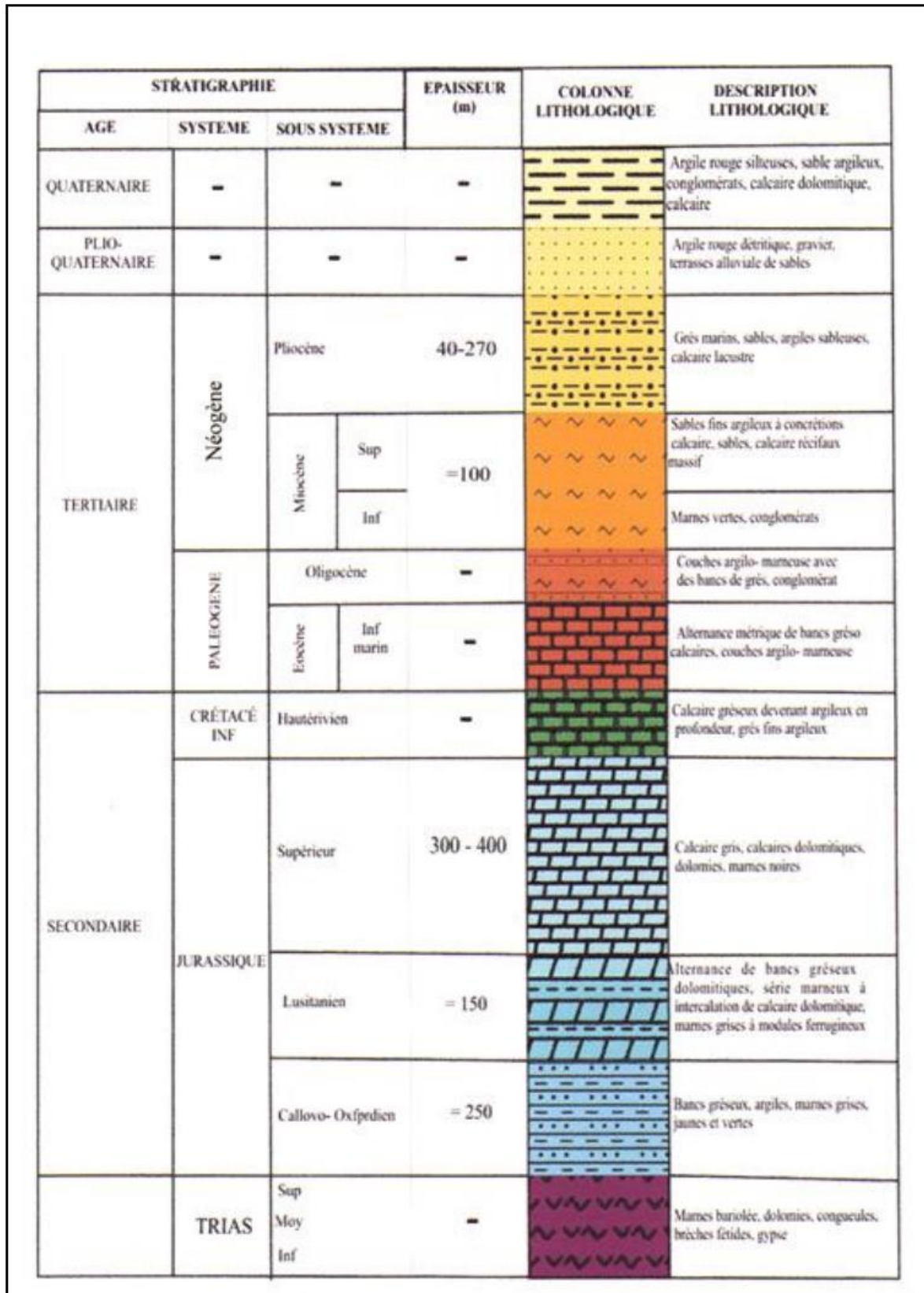


Figure 7 : Log stratigraphique dans la plaine de Ghriss

(D'après Sourisseau, 1974)



**1.1-d- Le Jurassique supérieur :**

Le Jurassique supérieur se présente en stratifications concordantes sur les assises dolomitiques et gréseuses du Lusitanien. Il affleure largement tout au long de la bordure méridionale de la plaine. Il constitue également le substratum résistant effondré. Au sommet, on trouve des calcaires gris à pâte fine, zoogènes. La formation se poursuit avec des calcaires dolomitiques et dolomies intercalées dans les bancs calcaréo-dolomitiques. On observe de petits niveaux de marnes noires qui ralentissent l'infiltration des eaux et peuvent donner naissance à des résurgences perchées. L'épaisseur totale de la formation doit dépasser 350 m.

**1.1-e- Le Crétacé inférieur :**

Il affleure en amont à l'Ouest du Djebel Enfous et dans le Sud-ouest de la plaine de Guerdjoum aux environs d'Aïn Fekan. Il se constitue de calcaires gréseux devenant plus argileux en profondeur et de grès fins argileux. La puissance de cette formation atteint une centaine de mètres.

**1.2- Le Tertiaire :****Le Tertiaire comporte :**

**1.2-a- L'Eocène :** L'Eocène est formé par une alternance de bancs métriques grèsocalcaires et par des couches argilo-marneuses de plusieurs mètres d'épaisseur. Il affleure dans la bordure ouest de la plaine.

**1.2-b- L'Oligocène :** L'Oligocène recouvre en discordance l'Eocène. Il se présente sous forme de couches argilo-marneuses avec des bancs de grès. A sa base se trouve un conglomérat de base polygénique peu épais. L'Oligocène apparaît dans les Béni Chougrane et à l'Est de Tighennif.

**1.2-c- Le Miocène :** Le Miocène affleure dans les Béni Chougrane. C'est un ensemble monotone épais, à prédominance de marnes vertes avec des passages très riches en macrofaunes de Gastéropodes et de lamellibranches, avec un conglomérat de base polygénique. Sous la plaine, le Miocène forme les terrains qui ont comblé les fosses d'effondrement du Jurassique supérieur. Dans le Djebel Enfous, le Miocène marin disparaît et passe à une formation continentale argilo-sableuse rouge dite de Bouhanifia. Sur cet ensemble se déposent en concordance des sables fins argileux à concrétions calcaires: sables d'El Bordj, et des calcaires récifaux massifs à Lithothamnium qui affleurent en lambeaux au Djebel

Oucilles et au Nord d'El Bordj. Ces deux dernières formations sont attribuées au Miocène supérieur terminal.

### **1.2-d- Le Pliocène :**

Le Pliocène est subaffleurant sous une couche mince de limons, dans les Béni Chougrane et sous le recouvrement de la plaine. On observe des grès marins transgressifs qui ont été déposés par la mer de l'Astien venue du Nord. L'épaisseur du Pliocène varie entre 40m et 100m. Des calcaires blancs crayeux à traces de manganèse et de fer reposent sur les grès et sables. Ces calcaires lacustres, très érodés sur le plateau de Mascara, affleurent sur toute la bordure des Béni Chougrane. Une grande flexure les fait plonger sous la plaine où leur épaisseur augmente rapidement. Vers l'Ouest et le Sud l'épaisseur des calcaires lacustres diminue jusqu'à devenir nulle.

### **1.3- Le Quaternaire :**

Au Moulouyen, on observe sur toute la bordure ouest et nord de la plaine, des argiles rouges détritiques qui surmontent les calcaires lacustres. Au Quaternaire moyen, une terrasse alluviale de sables fins accompagnés de quelques graviers centimétriques a envahi la région comprise entre Maoussa et Tighennif.

### **2- Tectonique :**

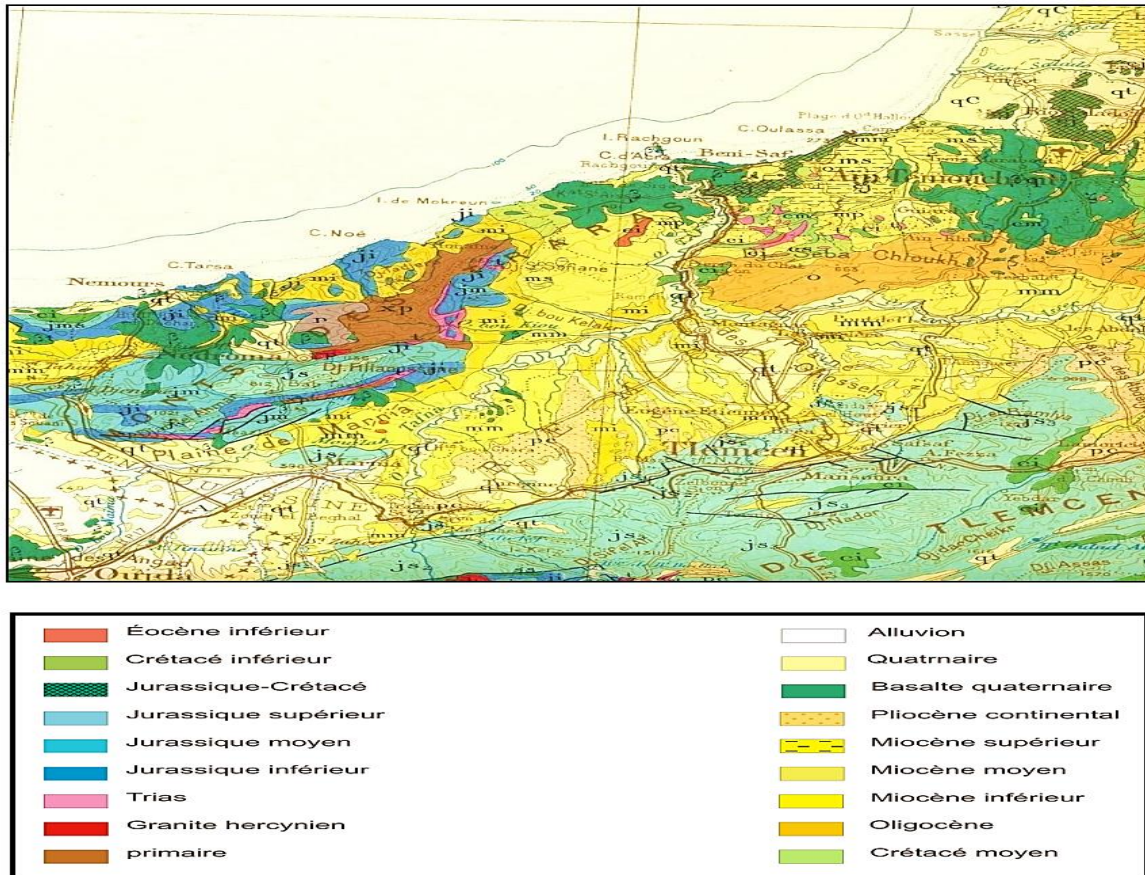
Le bassin versant de la plaine de Ghriss n'est le siège d'aucun phénomène tectonique majeur (absence de Trias). Les seuls phénomènes tectoniques connus sont les failles d'effondrement du substratum Jurassique dont le jeu se poursuit de nos jours. Les assises, du Néogène légèrement ondulées par la tectonique récente couvrent actuellement, presque en totalité, la bordure méridionale des Monts des Béni Chougrane. En ce qui concerne la partie sud de la plaine, les Monts de Saida ont subi une tectonique cassante dont subsistent quelques témoins (horsts des Djebel Enfouss et Bou Rhadou).

## **II-3 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION DES MONTS DE TLEMCEN :**

### **1- Cadre général**

Les Monts de Tlemcen sont constitués essentiellement de formations d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur (figure 08). Les calcaires et dolomies du Kimméridgien et du Tithonique forment plus de 80 % des parties sommitales des plateaux. Au Sud et au Nord, ces

formations sont masquées par une sédimentation tertiaire épaisse représentée par des dépôts fluviaux éocènes sur le revers sud et par des marnes miocènes et des dépôts continentaux du Plio-Quaternaire au nord.



**Figure 08:** Carte géologique régionale

(extrait de carte géologique de l'Algérie au 1/500 000).

## 2-Lithostratigraphie :

La succession litho-stratigraphique de la figure (09), montre la série des formations des Monts de Tlemcen. Les Calcaires de Zarifet, les Dolomies de Tlemcen, les Calcaires de Stah constituent le membre calcaréo-dolomitique inférieur ; les calcaires du Lato, les dolomies de Terni et une partie des marno-calcaires de Hariga (qui sont parfois dolomitisés) constituent le membre calcaréo-dolomitique supérieur.

Les seuls niveaux intéressants sont les Dolomies de Tlemcen au sens large. Elles présentent une forte perméabilité due à la forte fissuration voire karstification. Ces formations

présentent un changement de faciès latéral, une variation d'épaisseur ainsi qu'une dolomitisation très irrégulière, à travers les Monts de Tlemcen (d'après les travaux de Benest M., Collignon B., et Bensaoula F.). La description des formations qui suit est principalement inspirée des travaux de Benest M. (1985).

### **2.1- Le Trias :**

Il est à faciès Keuper (argiles plastiques rouges et gypsifères). Il affleure en partie à la faveur de structures diapiriques.

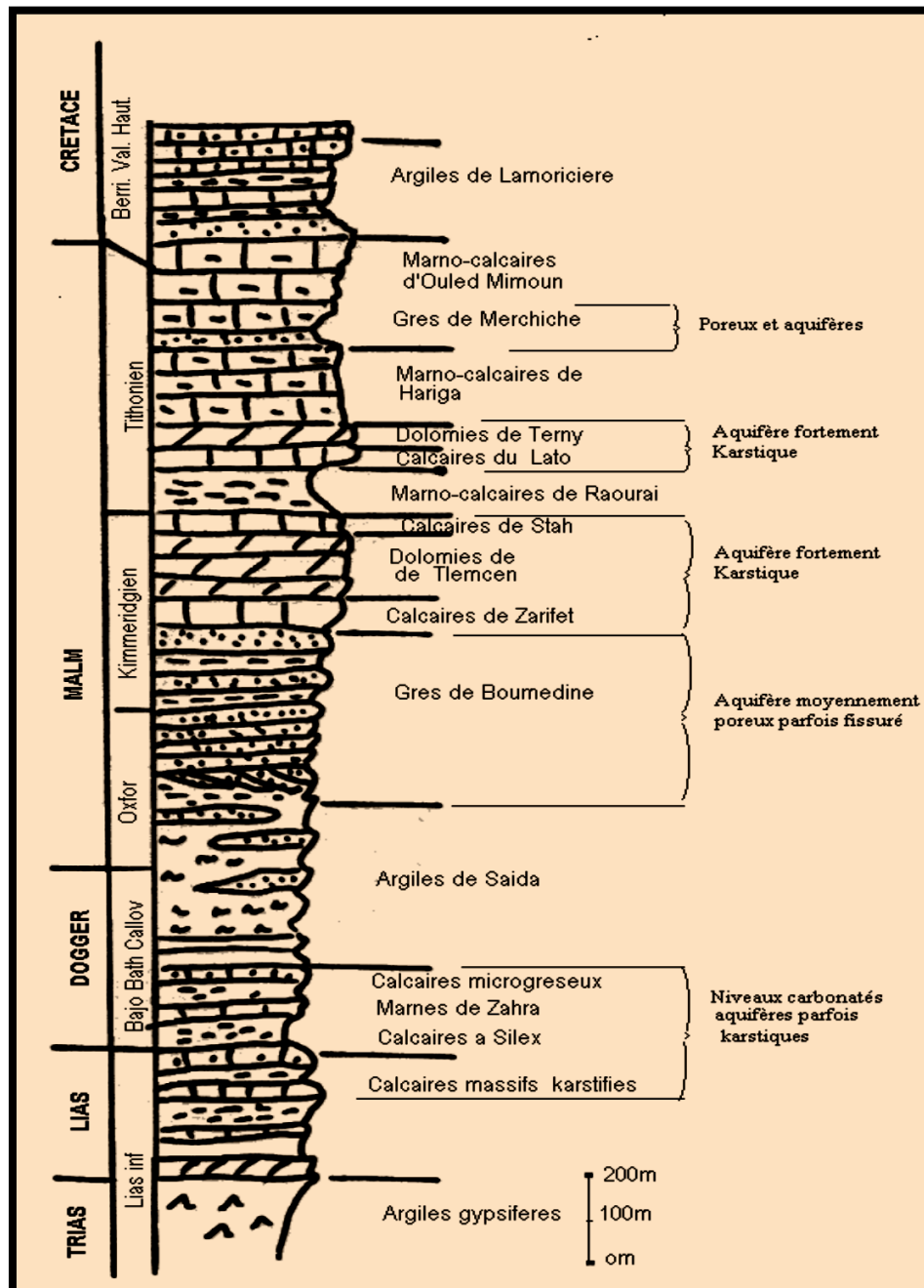
### **2.2- Le Lias et le Dogger :**

Les formations du Lias et du Dogger n'apparaissent qu'à la faveur de deux horsts : Ghar Ghoubane et Djebel Tenouchfi. Ces formations sont caractérisées par d'importantes variations latérales de faciès. Les travaux de Lucas (1942 & 1952). Le Lias inférieur et moyen correspond à des calcaires massifs de plus de 200m d'épaisseur. Au cours du Lias moyen se déposent d'abord la formation des calcaires à silex entrecoupés de passées marneuses, ensuite vient une série renfermant plusieurs niveaux à ammonites du Toarcien moyen au Dogger.

Les variations latérales de faciès ont été également observées (Benest et al., 1978) dans le Dogger inférieur de la région du Djebel Tenouchfi et au SW de ce massif en direction de Sidi Aissa (Benest et al., 1978).

### **2.3- Les argiles de Saida :**

Elles constituent la base du Jurassique et apparaissent dans la région de Sabra et plus près du barrage Beni-Bahdel. Elles correspondent à des dépôts argileux et marneux parfois schisteux, à passées gréseuses. Cette formation peut atteindre 300 à 500 m d'épaisseur et est attribuée au Callovo-Oxfordien.



**Figure 09:** Log litho-stratigraphique synthétique de la région étudiée  
(d'après Benest et al. 1999, modifié)

### **2.4- Les Grés de Boumédiène :**

Ce sont des grés blancs parfois bruns épaisses comportant à leur sommet des passages de bancs de calcaires bleus appelés calcaires de Zarifet. Cette formation a été attribuée au Lusitanien par Auclair et Biehler (1973) et a été replacée dans l'Oxfordien et le Kimméridgien par Benest M (1985).

### **2.5- Les Calcaires de Zarifet :**

Les calcaires de Zarifet sont bien présentes dans les secteurs de Tlemcen et de Terni. Leur limite inférieure est placée au toit de la dernière assise gréseuse ou argileuse des grés de Bou-Médiène c'est-à-dire à la base du premier banc carbonaté généralement dolomitisé. La limite supérieure a été fixée à l'apparition du 1er banc dolomitique des dolomies de Tlemcen SL. La dolomitisation montre une extension verticale très variable selon les secteurs. Dans la partie méridionale des Monts de Tlemcen, elle affecte la quasi-totalité des calcaires de Zarifet qui de ce fait ne peuvent être séparées des dolomies de Tlemcen.

### **2.6- Les Dolomies de Tlemcen :**

Les dolomies de Tlemcen marquent les Monts de Tlemcen d'un style morphologique bien particulier. L'érosion y a parfois donné naissance à des reliefs très pittoresques à aspect ruinforme avec cheminées (sud de Terni, Oued Tefessera, etc.).

La limite inférieure de la formation n'est pratiquement jamais synchronisée sur tout le territoire des Monts de Tlemcen. La limite supérieure plus nette en général correspond à la première passée marneuse peu indurée par laquelle débutent les Calcaires de Stah. Il faut encore insister sur l'imprécision de cette limite lorsque la dolomitisation affecte complètement les Calcaires de Stah (Sidi Yahia Ben Sefia).

Les dolomies de Tlemcen ainsi définies comportent assez souvent des intercalations lenticulaires calcaires. Aucune limite litho stratigraphique ne permet de séparer les calcaires épargnés de la dolomitisation de la masse des Calcaires de Zarifet, sous-jacents.

### **2.7- Les Calcaires de Stah :**

Cette formation n'est vraiment différenciable des dolomies de Tlemcen que lorsqu'elle est épargnée de la dolomitisation. Elle correspond à des calcaires massifs à dominante micritiques pratiquement dépourvues de passées marneuses. En revanche, dans d'autres secteurs cette formation admet des intercalations marneuses.



## **2.8- Les Marno-calcaires de Raourai :**

1/ Au nord et à Ghar Roubane : Dans l'ensemble, les marno-calcaires de Raourai ont une épaisseur assez constante. Dans la région du Kef, Beni Bahdel, Khémis, Sebdou, Terni et Tlemcen, les épaisseurs varient de 90 à 150 m. Dans la partie septentrionale des Monts de Tlemcen se manifeste un enrichissement de calcaire. Celui-ci est perceptible au Bled Gliiaa à Ouled Mimoun avec une épaisseur 115 m. Le faciès devient plus calcaire à l'Ouest de Tlemcen et plus au Nord avec une diminution de l'épaisseur, 75 m seulement au Dj. Tefatisset à Tlemcen.

2/ Région méridionale des Monts de Tlemcen : La formation sous un faciès très marneux devient très épaisse (400 m) dans le massif de Raourai et à un degré moindre au Dj Ouargla (240 m).

## **2.9- Les Calcaires du Lato :**

Avec une épaisseur d'environ 50 m en moyenne, cette formation débute au-dessus du dernier niveau marneux des marno-calcaires de Raourai et se termine au sommet de lamines noires formant une vire dans toute la région de Sebdou. Ils sont le plus souvent micritiques.

## **2.10- Les Dolomies de Terni :**

Correspondent à la corniche au-dessus des calcaires du Lato. Leur épaisseur est d'environ 50 m dans la zone de Sebdou. Dans une grande partie des Monts de Tlemcen, les Dolomies de Terni peu fossilifères montrent un faciès constant.

Sur la bordure méridionale des Monts de Tlemcen et de Daia, ainsi que les Hautes Plaines Oranaises, cette formation dolomitique ne peut être séparée des calcaires du Lato également dolomitisés.

## **2.11- Les Marno-calcaires de Hariga :**

La limite de ces marno-calcaires est difficile à déterminer lorsque les premières assises de la formation sont calcaires et entièrement atteintes par la dolomitisation. La limite supérieure est facile à préciser. Elle correspond à la semelle du premier banc gréseux des grès du Merchiche.

## **2.12- Les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun**

La coupe type observable (Benest, 1985) sur le flanc septentrional très redressé de l'anticlinal d'Ouled Mimoun, montre des couches localement renversées dans la partie

inférieure au niveau de Bled El Gliaa. La formation dans la région d'Ouled Mimoun atteint une épaisseur de 500 à 700 m. A la base on note l'existence de bancs gréseux. La série est attribuée au Tithonique supérieur et Berriasien inférieur.

### **3- Analyse structurale**

Les Monts de Tlemcen et de Ghar Ghoubane constituent la partie occidentale de la bordure septentrionale des Hautes Plaines Oranaises (Elmi, 1970). Ils sont découpés par trois principaux systèmes de failles transversales. Les mouvements horizontaux et effondrements déterminent, au nord des avancées de terrains jurassiques qui dessinent trois éperons en relief en bordure de la dépression de Maghnia.

- La transversale de la Tafna avec à l'ouest de Tlemcen l'éperon du Dj. Tefatisset. Elle se suit du Dj. Tenouchfi au SSW jusqu'à Beni-Mester.
- La transversale d'Oued Chouly à l'ouest de laquelle se trouve l'avancée du massif du Dj. Ramlya. Elle se suit depuis le Dj. El Arbi au SSW jusqu'à la plaine de Sidi Abdelli au NNE.
- La transversale d'Aïn Tellout qui sépare les Monts de Tlemcen et les Monts de Daia. Le compartiment ouest est nettement décalé vers le Nord. Elle est très nette entre Ain Tellout et Dj. Ez Ziait. Elle se poursuit au sud jusqu'au Dj. Ouargla.

Le passage de ces trois accidents est souligné par des montées de Trias. Ces accidents subméridiens découpent les Monts de Tlemcen en panneaux. Le jeu de ces accidents détermine l'orientation actuelle approximativement SW-NE de l'orographie. Ces phénomènes sont à rattacher à l'orogénie atlasique. Ensuite, la région fut surtout affectée par des mouvements de surrection différentielle, parfois accompagnés de forts basculements d'assises mio-pliocènes et même de coulissage.

## **II-4 CONTEXTE GEOLOGIQUE DES SOURCES DE HAMMAM BOU-HADJAR:**

### **1-Contexte géologique :**

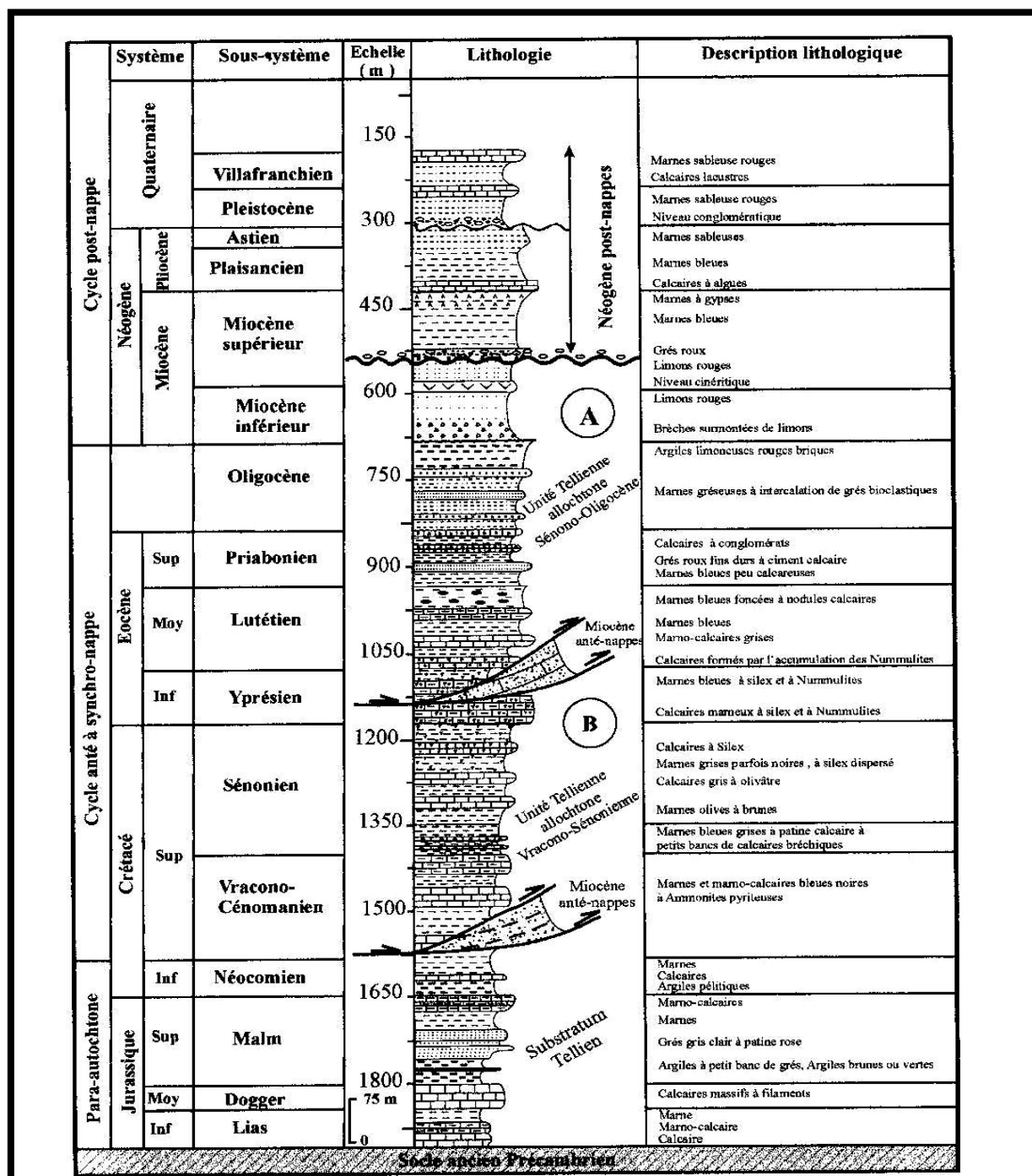
Le thermalisme de la région de Hammam Bou-Hadjar est localisé dans l'étroite dépression de la plaine de la M'léta, connue pour être un espace "géologiquement effondré", après la mise en place des nappes telliennes, entre les Massifs Littoraux, au nord, et les Monts de Tessala, au Sud.

### **a - Stratigraphie :**

L'étude des séries de la région permet de distinguer trois grands ensembles structuraux (Fenet, 1975 ; Guardia, 1975 ; Thomas, 1985, CRAAG, 2005). Il s'agit de bas en haut: (figure 10)

- le substratum tellien (Jurassique à Crétacé), parautochtone,
- l'unité des nappes telliennes, essentiellement marno-gréseuse. Les nappes telliennes qui occupent le centre du bassin de la M'leta correspondent aux séries allant du Vraconien à l'Oligocène. Elles sont représentées par deux unités. La première du Vracono- Sénonien a une épaisseur d'environ 500 m et la seconde du Sénono-Oligocène a environ 500 m d'extension verticale. Ces nappes se sont glissées de façon gravitaire au cours du Miocène pour venir s'intercaler à l'intérieur des dépôts de même âge (figures 15 et 16) qui s'accumulaient à cette époque dans ces secteurs,
- enfin au-dessus, l'unité des dépôts post-nappe (environ 500 m).

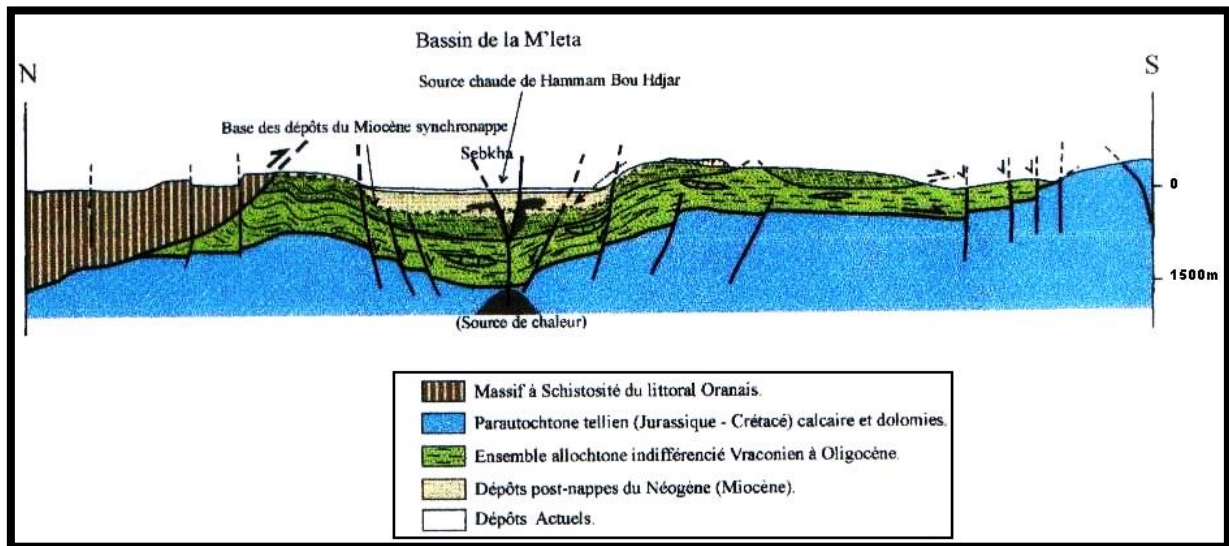
A ces trois grandes unités stratigraphiques et structurales, s'ajoutent d'importants corps magmatiques dont les modalités d'affleurements et la géométrie, montrent qu'il s'agit d'un volcanisme en partie fissural (Louni-Hacini et al. 1995 ; Megartsi 1985 ; Fenet 1975 ; Guardia 1975 ; Maury et al. 2000) qui s'est mis en place le long de grandes failles



**Figure 10 :** Colonne stratigraphique des unités tectono-sédimentaires dans la région de Hammam Bou-Hadjar (CRAAG, 2005)

## **B -Structure :**

La coupe de la figure(11) illustre les rapports entre les grandes unités structurales, visibles sur la section perpendiculaires aux structures et passant par Hammam Bou-Hadjar.



**Figure 11:** Coupe synthétique montrant la disposition spatiale de l'édifice structural de Hammam Bou-Hadjar (in CRAAG, 2005)

La figure présente les trois grands ensembles géologiques décrits précédemment avec :

- Un substratum tellien montrant un toit à 1500-1600 m de profondeur. Composé essentiellement de dolomies et calcaires cet ensemble qui apparait en surface plus au sud dans les Monts de Sidi Bel Abbés et au nord dans les djebels Murdjadjo et Ourouss.
- Au-dessus, entre 1500-1600 m et 500 m, vient l'ensemble des nappes telliennes avec les deux unités allochtones du Vracono-Sénonien et du Sénono-Oligocène auxquelles s'ajoutent les dépôts miocènes synchrones des glissements de plusieurs contacts tectoniques séparant les différentes unités ayant glissées dans le bassin miocène.
- Au sommet, les dépôts post-nappes du Néogène.

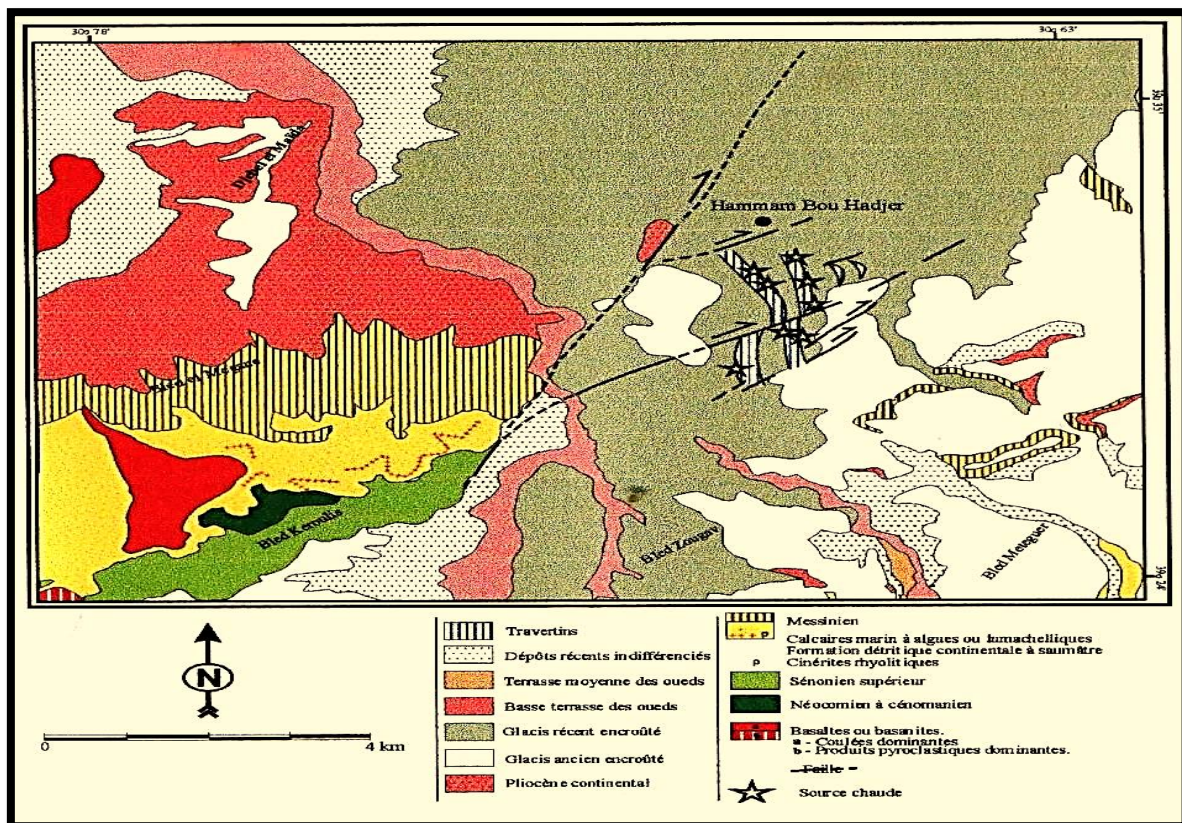


### c- Tectonique :

Les structures faillées et les dépôts récents de type alluvionnaires, illustrent le dispositif tectonique d'ensemble de la région de Hammam Bou-Hadjar (figure 12). L'élément structural majeur est représenté par la faille NNE-SSW qui longe la bordure Est du Bled Megane visible à proximité de l'Oued El Melah. Cette faille a été bien décrite par Fenet (1975). Elle divise la région en deux compartiments structuraux :

**a** - à l'Est, le compartiment structural soulevé du Bled Megane,

**b** - à l'Ouest, celui du Hammam Bou-Hadjar effondré et traversé par un sous-système de failles connectées à la faille principale.



**Figure 12 :** Carte géologique de la région de Hammam Bou-Hadjar (carte géologique de Ain Témouchent 1987 & CRAAG, 2005)



## **II-05-CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU PLATEAU DE SAÏDA:**

### **a- Contexte géologique :**

Géologiquement, la région de Saïda, se caractérise par l’affleurement du socle primaire (hercynien) au niveau du Horst de Tiffrit située à quelques kilomètres au sud-est de Saïda et par des formations de couverture représentées par toute la série du Permo-Trias jusqu’au Quaternaire (figure 13).

### **b - Stratigraphie :**

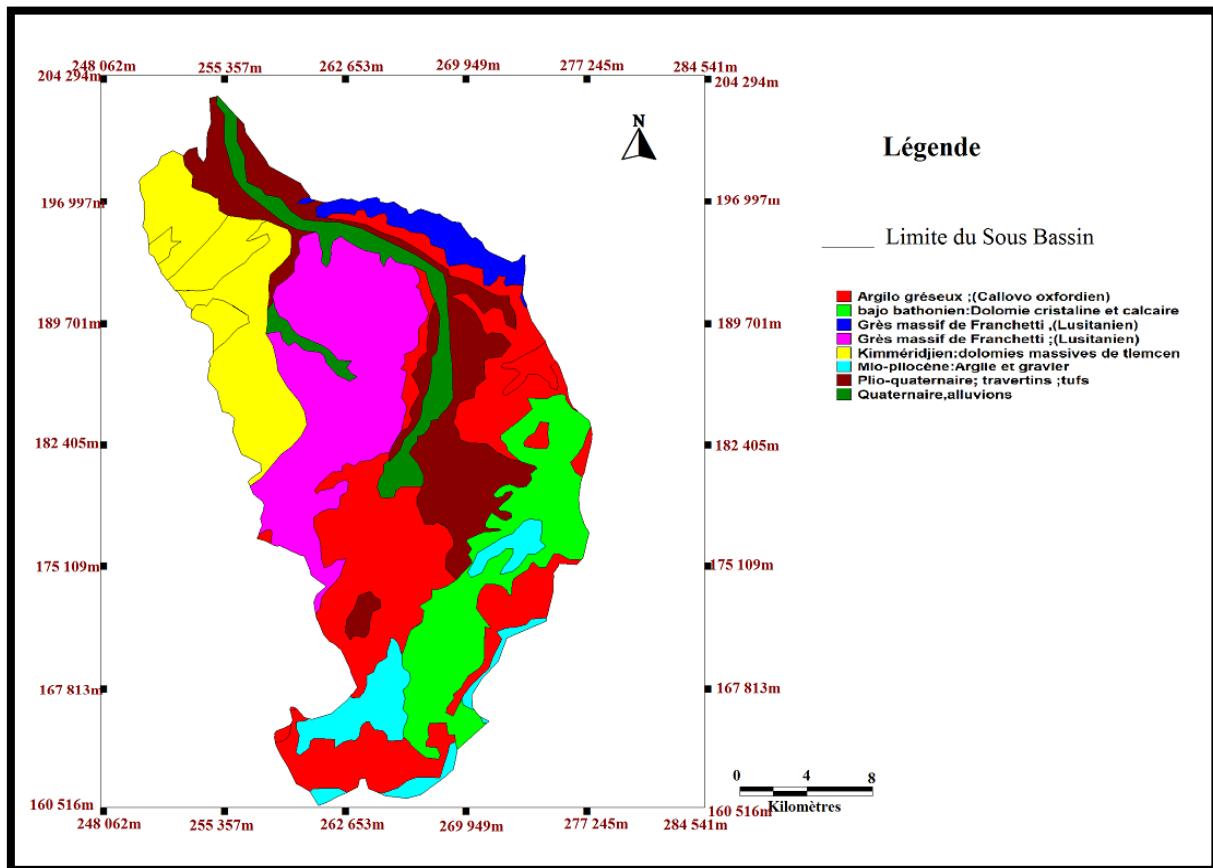
Le Primaire : Il affleure au môle de Tiffrit. On le trouve au Djebel Modzbah à l’est de Hammam Rabbi. Il est essentiellement constitué de rhyolites.

Le Secondaire : Il forme l’ossature de toute la région et principalement représenté par le Jurassique. On peut distinguer :

\* Les dolomies inférieures (Hettangien-Pliensbackien) : Ce sont des dolomies calcareuses (30 m d’épaisseur environ), de teinte foncée. Cette formation est attribuée à l’Hettangien et au Pliensbackien.

\* Les marnes d’Essafah (Toarcien) : Cette formation attribuée au Toarcien est constituée soit de marnes et calcaires noduleux blanchâtres à brachiopodes, soit de calcaires et dolomies. L’épaisseur ne dépasse pas 25 m. Dans le secteur de Hammam Rabbi, on la retrouve sous les dolomies supérieures. Dans ce secteur, la formation est constituée de marnes, intercalés dans des calcaires et dolomies argileuses.

\*Les dolomies supérieures : (Aaléno-Bajo-Bathonien) : Les marno-calcaires du Toarcien sont surmontés en concordance, et par l’intermédiaire de niveaux calcaires, par une épaisse série dite dolomies supérieures. Apparaissant le long de l’Oued Saida sont constitués d’éléments grossiers ou limoneux.



**Figure 13 :** Carte lithologique du sous bassin versant de l'oued de Saïda

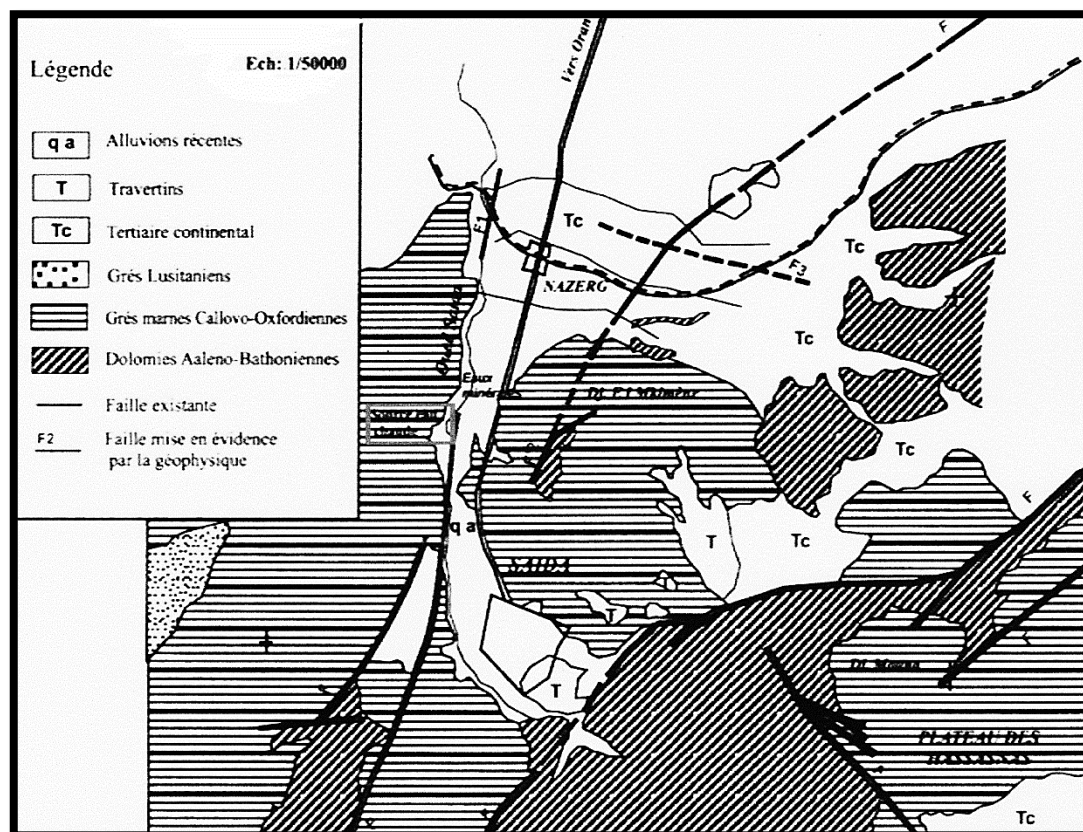
\* Les argiles de Saïda : Attribuées au Callovo-Oxfordien. Cette formation est la plus importante du point de vue affleurement et épaisseur.

\* Les grés de Franchetti (Lusitanien) : Le Lusitanien représenté par une formation de grés massifs azoïques en bancs épais avec de rares passées carbonatées ou argiles sableuse. L'épaisseur est de 180 m.

\* Les formations Mio-Plio-Quaternaires : Le Miocène apparaît au sud-est de Saïda-ville (plaines des Maalifs). Il est formé de marnes argileuses briques claires à cailloutis à la base d'un niveau conglomératique constitué d'éléments remaniant le substratum. Sur ces formations Miocènes, les dépôts quaternaires continentaux

### **c- Cadre structural :**

Des mouvements verticaux du socle se sont produits au moment du plissement de la chaîne tellienne et ont provoqué d'importantes fractures aboutissant à la formation de dômes et fossés d'effondrement avec particularité le mole paléozoïque de Tiffrit (voir figure 14). La surrection de ce môle a provoqué, la déformation de la couverture dolomitique du Jurassique tandis que se développe un fossé d'effondrement d'axe nord-sud dans la vallée de l'Oued Saïda. Ces mouvements ont donné une tectonique cassante à la région. Les grandes directions sont approximativement sud-ouest à nord-est parfois NNE-SSW. Les accidents sont sub-verticaux pour la plupart. Le tracé de l'Oued Saïda épouse celui d'une faille longitudinale. La vallée de l'Oued Saïda appartient à un anticlinal faillé s'ennoyant au nord et au sud. Les directions nord-sud sont conjuguées avec des directions secondaires NW-SE.



**Figure 14 : Cadre structural de la région de Saïda (PITAUD G., 1973)**