

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique.  
Université d'Oran.



Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

### *Mémoire*

Présenté pour l'obtention du grade  
De Master en Géologie

Option : **Géodynamique de la Lithosphère.**

### **Thème :**

**ETUDE STRUCTUROLOGIQUE COMPARATIVE  
ENTRE LE MASSIF CRISTALLOPHYLIEN DE  
MADAGH ET TAFRAOUI NORD-OUEST  
ALGERIE**

Présenté par :

**HENNIENE WAFAA**

Soutenu le : **25/09/2022**

<b>M<sup>r</sup> MAHMOUDI</b>	<b>Maitre-assistant</b>	<b>Président</b>	<b>(univ d'Oran)</b>
<b>M<sup>r</sup>. R. BENDOUKHA</b>	<b>Maitre de conférences</b>	<b>Encadreur</b>	<b>(univ d'Oran)</b>
<b>M<sup>me</sup> F. ALLAMI</b>	<b>Maitre-assistant</b>	<b>Examinatrice</b>	<b>(univ d'Oran)</b>

Oran, 2021-2022.

## Résumé :

En Algérie du Nord, le Paléozoïque est fragmentaire et ne laisse que quelques témoins éparpillés. Il affleure essentiellement sous forme de boutonnières dans la Meseta oranaise et comme substratum dans les zones internes.

Les secteurs étudiés sont : Madagh qui montre un relief disposée sur deux alignements NE-SW et le secteur de Tafraoui qui occupe les confins Nord orientaux des monts de Tessala est orienté NNE-SSE.

L'étude structurale a permis de mettre en évidence dans le massif de Tafraoui et de Madagh:

La présence des phases tectoniques compressives. Cette dernière a mis en évidence un plissement qui a favorisé la mise en place de plis cylindrique.

Un réseau de faille de différentes échelles a affecté le socle et la couverture dans les deux massifs.

La schistosité se présente souvent dans le niveau schisteux, quand on peut remarquer que cette dernière est plus au moins parallèle à la stratification des strates. Cette dernière procèdent deux directions la première est vers NE/SW.

Les filons témoignent la présence de failles distensives.

L'étude géologique de la région d'Oran révèle que cette dernière est représentée par un substratum anté à synchro-nappes d'âge Jurassique et Crétacé. Ce dernier est constitué essentiellement par des schistes, de quartzites et de calcaire qui affleurent au niveau des massifs côtiers d'Oran.

En revanche la couverture post-nappe, d'âge Mio-plio-quaternaire, est constitué par des grès, conglomérats et des marnes. Ces derniers s'installent dans les parties basses de la région d'Oran. Le substratum et la couverture ont été affectés par une tectonique polyphasée de l'orogénèse Alpine.

Cette dernière est responsable des discontinuités tectoniques d'origine compressive, la direction de raccourcissement compatible avec ces structures est majoritairement NW-SE, cette direction répond conformément à l'ensemble des fractures.

Notons que la région d'Oran a enregistré, durant le Plio-quaternaire, l'effet d'une néotectonique active de type compressive de direction NW-SE (Thomas, 1985).

D'après notre étude cette phase de compression se manifeste au niveau des sites étudié suivant la même direction. Additivement à cette compression, nous enregistrons également un mécanisme transtensif E-W. Ce dernier peut être les résultats d'un cisaillement important existant entre les plaques africaine et celle de l'Eurasie.

**Mots clés : Madagh/ Tafraoui/ Massif cristophyllien/ Schistosité/ Paleozoique/ Canva**

## **Summary:**

In northern Algeria, the Paleozoic is fragmentary and leaves only a few scattered witnesses. It essentially outcrops in the form of buttonholes in the Oran Meseta and as substratum in the internal zones.

The sectors studied are: Madagh which shows a relief arranged on two NE-SW alignments and the sector of Tafraoui which occupies the north eastern borders of the Tessala mountains is oriented NNE-SSE.

The structural study revealed in the massif of Tafraoui and Madagh:

The presence of compressive tectonic phases. The latter revealed a folding which favored the establishment of cylindrical folds.

A fault network of different scales affected basement and cover in both massifs.

The schistosity often occurs in the schistose level, when one can notice that the latter is more or less parallel to the stratification of the strata. This last one comes two directions the first is towards NE/SW.

The veins testify to the presence of distensive faults.

The geological study of the region of Oran reveals that the latter is represented by an anterior substratum with synchro-sheets of Jurassic and Cretaceous age. The latter is essentially made up of schists, quartzites and limestone which outcrop at the level of the coastal massifs of Oran.

On the other hand, the post-nappe cover, of Mio-Plio-Quaternary age, is made up of sandstones, conglomerates and marls. The latter settled in the lower parts of the Oran region. The bedrock and cover were affected by polyphase tectonics of the Alpine orogeny.

This behind is responsible for the tectonic discontinuities of compressive origin, the direction of shortening compatible with these structures is mainly NW-SE, this direction responds in accordance with all the fractures.

It should be noted that the Oran region recorded, during the Plio-Quaternary, the effect of an active neotectonic of the compressive type in the NW-SE direction (Thomas, 1985).

According to our study, this compression phase occurs at the sites studied in the same direction. Additively to this compression, we also record an E-W transtensive mechanism. The latter may be the results of significant shearing between the African and Eurasian plates.

**Keywords: Madagh/ Tafraoui/ Cristophyllian Massif/ Schistosity/ Paleozoic/ Canva**

## ملخص

في شمال الجزائر ، حقب الحياة القديمة مجزأة ولا تترك سوى عدد قليل من الشهود المتناثرين. ينبثق بشكل أساسي على شكل عروات في وهران ميسيتا وكطبقة سفلية في المناطق الداخلية. القطاعات التي تمت دراستها هي: المداغ الذي يظهر تضاريس مرتبة على محاذة شمال شرق-غرب ، وقطاع التفراوي الذي يحتل الحدود الشمالية الشرقية لجبال تسلا يتجه إلى شمال شرق-جنوب شرق. كشفت الدراسة الإنشائية في كتلة صخرية التفراوي والمداغ: وجود أطوار تكتونية انضغاطية. كشف الأخير عن طية تفضل إنشاء طبقات أسطوانية. أثرت شبكة الأعطال ذات المقاييس المختلفة على الطابق السفلي والغطاء في كلا الكتلتين. غالبًا ما تحدث البلهارسيا في مستوى البلهارسيا ، عندما يمكن للمرء أن يلاحظ أن الأخير هو إلى حد ما مواز للطبقات الطبقيّة. يأتي هذا الأخير في اتجاهين ، الأول باتجاه شمال شرق / جنوب غربي. تشهد الأوردة على وجود عيوب متباعدة. تكشف الدراسة الجيولوجية لمنطقة وهران أن الأخيرة ممثلة بطبقة سفلية أمامية مع صفائح متزامنة من العصر الجوراسي والطباشيري. ويتكون هذا الأخير بشكل أساسي من صخور الشست والكوارتزيت والحجر الجيري الذي ينبثق على مستوى الكتل الساحلية لوهران من ناحية أخرى ، فإن غطاء ما بعد القيلولة ، من عصر ميوجليو-الرباعي ، يتكون من الأحجار الرملية والتكتلات والمارلز. استقر الأخيرون في الأجزاء السفلى من منطقة وهران. تأثر صخر الأساس والغطاء بالتكتونية متعددة الأطوار لتكوين جبال الألب.

هذا هو المسؤول عن الانقطاعات التكتونية للأصل الانضغاطي ، واتجاه التقصير المتوافق مع هذه الهياكل هو بشكل أساسي NW-SE ، وهذا الاتجاه يستجيب وفقًا لجميع الكسور.

وتجدر الإشارة إلى أن منطقة وهران سجلت ، خلال فترة Plio-Quaternary ، تأثير التكتونية الحديثة النشطة من النوع الانضغاطي في اتجاه NW-SE (توماس ، 1985). وفقًا لدراستنا ، تحدث مرحلة الانضغاط هذه في المواقع المدروسة في نفس الاتجاه. بالإضافة إلى هذا الضغط ، نسجل أيضًا آلية E-W transtensive. قد يكون هذا الأخير نتيجة القص الكبير بين الصفائح الأفريقية والأوراسية.

**الكلمات الرئيسية: Madagh / Tafraoui / Cristophyllian Massif / Schistosity / Paleozoic / Canva**

# SOMMAIRE

Remerciement	
Dédicace	
Liste des figures	

## CHAPITRE I : GENERALITE

Introduction.....	1
I-Secteur de Madagh.....	3
1-Cadre géographique du secteur de Madagh.....	3
2-Cadre géologique du secteur de Madagh.....	5
3-Historique des travaux.....	6
II-Secteur de Tafraoui.....	9
1-Cadre géographique du secteur de Tafraoui.....	9
2-Cadre géologique du secteur de Tafraoui.....	10
3-Historique des travaux.....	14

## CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

I-Lithostratigraphie du secteur de Madagh.....	16
1-Les formations sédimentaires paléozoïques.....	16
2-Les formations sédimentaires Méso-Cénozoïques.....	17
II-Lithostratigraphie du secteur de Tafraoui.....	21
1-Le substratum.....	21
2-La couverture.....	23

## CHAPITRE III : STRUCTUROLOGIE

Introduction.....	25
Definition.....	25
I-Structurologie de la région de Madagh.....	28
1- Analyse structurale de la schistosité.....	28
2-Analyse de la déformation.....	31
A- La déformation ductile.....	33
B- La déformation cassante.....	38

<b>II-Structurologie de la région de Tafraoui.....</b>	<b>38</b>
<b>1-Analyse structurale de la schistosité.....</b>	<b>38</b>
<b>2-Analyse de la déformation.....</b>	<b>41</b>
<b>A- Déformation ductile.....</b>	<b>46</b>
<b>B- Déformation cassante.....</b>	<b>46</b>
<b>III- Etude comparative et interprétation structurologique.....</b>	<b>47</b>
<b>IV- Conclusion de l'étude structurale.....</b>	<b>49</b>

## **CHAPITRE IV**

<b>I – Introduction Géodynamique .....</b>	<b>51</b>
<b>II-Le passage Dévonien-Carbonifère En Oranie.....</b>	<b>52</b>
<b>III- Signification des « Roches Vertes » de la marge algérienne.....</b>	<b>53</b>
<b>1- L'Hercynien des massifs anciens oranie.....</b>	<b>53</b>
<b>2- Le trias des massifs anciens oranais.....</b>	<b>54</b>
<b>3- A l'Alpin .....</b>	<b>55</b>
<b>IV-Conclusion.....</b>	<b>57</b>

**Conclusion Générale.**

**Bibliographie.**

## *Remerciements*

*Avant tout, nous tenons à remercier **Allah**, tout puissant de nous a donné la force et le courage afin de réaliser ce modeste travail.*

*Mes remerciements les plus profonds vont à mon encadreur **Mr R.Bendoukha** qui a bien voulu me confier ce travail riche d'intérêt et m'as guidé à chaque étape de sa réalisation. J'ai eu le privilège de travailler avec vous et d'apprécier vos qualités et vos valeurs. Merci à vous Monsieur, pour vos conseils ainsi que votre gentillesse qui m'a permis de mener à bien ce travail de fin d'étude.*

*Je remercie tout particulièrement les membres du jury :*

*A Monsieur **MAHMOUDI** pour l'honneur qui nous fait à présider le jury.*

*A Madame **F.ALLAMI** pour avoir accepté d'évaluer ce travail.*

*Mes remerciements s'adressent à tous les enseignants et le personnel du Département de Géologie et de la Faculté des Sciences de la Terre de l'Université d'Oran2 Belgaid en particulier **Mlle Saliha** pour sa gentillesse et son amabilité.*

## *Dédicace*

*Grâce à ma mère **Cherif Zahira**, que*

*J'arrive à finir mes études.*

*Je te dédie ce travail, Tu as fait plus qu'une mère puisse faire pour que ses enfants suivent le bon chemin dans leur vie et leurs études. Aucune dédicace ne saurait être assez éloquente pour exprimer ce que tu mérites pour tous les sacrifices que tu n'as cessé en aucun cas de nous donner.*

*A mon cher papa **Sid Ahmed***

*Tu as su m'inculquer le sens de la richesse intérieure, de l'optimisme, et de la confiance en soi face aux difficultés de la vie. Ta compréhension et ton encouragement sont pour moi le soutien indispensable que tu as toujours su m'apporter. Tu as cru en moi. Je suis très fière d'être ta fille.*

*A mon grand frère **Abed** pour son aide, son encouragement et sa protection.*

*A mon petit frère **Mohamed Nesreddine** la joie de la maison, pour son affection.*

*A mon grand-père **Abdel Kader** (paix à son âme).*

*A mon grand-père **Abed** (paix a son âme).*

*A mes grands-parents.*

*A ma copine **Amel Malagouene** qui m'a soutenu durant les durs moments.*

*A mes très chers amis : **Nadda Hareb, Larbi Mansouri, Allal Taibi, Sanaa Asri, Medina Khazrouni, Amira Benameur, Amine Berkane, Asma Herbache.***

## Liste des figures :

### Chapitre I

**Fig. I.1 :** Localisation des secteurs étudiés.

**Fig. I.2 : A.** situation géographique de Madagh dans le cadre de la méditerranée occidentale.

**Fig. I.2 : B.** les massifs côtiers paléozoïques et mésozoïques de l'Oranie.

**Fig. I.3 :** Photo satellite du secteur d'étude de la région de Madagh.

**Fig. I.4 :** Les formations paléozoïques de la cluse de l'oued Madagh.

**Fig. I.5:** carte géologique des andalouses (Doumergue, 1924).

**Fig. I.6 :** esquisse structurale du massif de l'Oued Madagh (B.Fenet, 1975).

**Fig. I.7 :** Localisation du secteur de Tafraoui.

**Fig. I.8 :** Carte géographique du secteur de Tafraoui.

**Fig. I.9 :** Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (Mr Bendoukha, 2008).

### Chapitre II

**Fig. II.1 :** Colonne Lithostratigraphie de Madagh (cizak1993).

**Fig. II.2 :** Colonne Lithostratigraphie d'Oued Tafraoui (D'après L. Mékahli, 1978).

### Chapitre III

**Fig. III.1 :** Récapitulatif des mesures de la fracturation dans le substratum (schiste, dolomie) de  
Djebel Lakhel (Madagh)

**Fig. III.2 :** Diagramme de la schistosité de flux (S0) Madagh.

**Fig. III.3 :** Diagramme de la schistosité de fracture (S1) Madagh.

**Fig. III.4 :** Diagramme de la schistosité de surface (S2) Madagh.

**Fig. III.5 :** Photo réelle du massif paléozoïque de Madagh (Stage terrain 2020).

**Fig. III.6 :** Photo réelle de la forêt de Madagh.

**Fig. III.7 :** Vue panoramique (vers l'Est) de la cluse de l'anticlinal de l'oued Madagh  
(Au fond à droite) et des recouvrements de Miocène (en jaune).

**Fig. III.8 :** Exemples de plis semblables, disharmoniques, à charnière aigue dans  
l'ensemble A de la boutonnière paléozoïque de Madagh (secteur occidental du

Djebel El Akahl). (Ciszak, 1993).

**Fig. III.9 :** Exemple de plis synschisteux dans le flysch dévonien de l'oued Madagh.

**Fig. III.10 :** Photos montrant le chevauchement du Miocène par les schistes satinés  
Paléozoïque d'Oued Madagh.

**Fig. III.11 :** Carte lineamentaire de la région de Madagh en 1/40 000.

**Fig. III.12 :** Tableau de classification des directions des linéaments de la trame dense.  
Sidi Saïd (2011).

**Fig. III.13 :** Superposition d'unité tectonique du Djebel Bou Khedima

Au sommet, loupe de calcaires jurassiques surmontant les dolomies du carbonifère ;  
l'ensemble chevauchant vers le NW les marnes des Miocène post-nappe.

**Fig. III.14 :** Tableau des mesures de la schistosité de flux, de fracture et la surface de  
stratification de Taфраoui.

**Fig. III.15 :** Diagramme de la schistosité de flux (S0) Taфраoui

**Fig. III.16 :** Diagramme de la schistosité de fracture (S1) Taфраoui

**Fig. III.17 :** Diagramme de la schistosité de surface (S2) Taфраoui

## **Chapitre IV**

**F.IV.1 :** Subdivision structurale de l'Afrique du Nord et positions des terrains paléozoïques  
(Hoepffner, 2005).

**Fig.IV.3 :** Essai de reconstitution palinspatique de la marge tellienne oranaise au néocomien  
(Ciszak, 1993)

**Fig.IV.4 :** Essai de reconstitution palinspatique de la marge tellienne oranaise à l'Albien (Ciszak,  
1993),

**Fig.IV.5 :** Essai de reconstitution palinspatique de la marge tellienne oranaise au Campanien  
Maastrichtien (Ciszak, 1993).

# CHAPITRE I: GENERALITE

## **I-Introduction :**

L'Oranie a été le siège d'une tectonique qui a affecté les différentes formations géologiques et d'une activité volcanique mio-plio quaternaire. Ces phénomènes géologiques se sont principalement manifestés dans les zones côtières entre la ville d'Oran et la frontière Algéro-marocaine.

Le littoral de l'Oranie Nord occidentale est jalonné de petits massifs montagneux montrant un point culminant dans la chaîne de Fillaoussene (900m). Ces massifs sont plus ou moins éloignés les uns des autres et sont séparés le plus souvent par des dépressions soulignées par des Plaines ou Sebkhha.

Des terrains paléozoïques de la zone externe du domaine tellien occupent en Oranie de modestes affleurements localisés dans des massifs littoraux. Ceux-ci sont également connus sous la dénomination de « massifs schisteux côtiers de l'Oranie ». Ils s'intègrent dans un ensemble structural globalement allochtone (Ciszak, 1993).

Le littoral oranais est une zone peu élevée entourée de basses plaines. Il est formé essentiellement de horsts et de grabens qui sont d'ailleurs le plus souvent inclinés vers le Sud.

Les chaînons de montagnes constitués de matériel primaire, bien visibles dans le paysage, présentent pour la plupart une altitude ne dépassant pas 700m (Ciszak, 1993).



**Fig. I.1 : Localisation des secteurs étudiés.**

Le mémoire comprend 4 chapitres:

- ❖ Le chapitre I, donné un aperçu sur la géologie des secteurs étudiés.
- ❖ Le chapitre II, lithostratigraphie des deux massifs.
- ❖ Le chapitre III, sera consacré à l'étude et à la comparaison structurologique des deux massifs cristallophyliens de Madagh et Tafraoui.
- ❖ Le chapitre IV la conclusion.

## I- Le secteur de Madagh :

### 1- Cadre géographique:

Notre secteur d'étude se situe dans la région d'Oran qui fait partie d'un ensemble appelé le littoral oranais. Géographiquement il est limité à l'Est par les monts d'Arzew et la plaine de l'Habra, à l'Ouest par la plaine des Andalouses, le plateau de Ghamra et le Djebel Tifraouine, et au Sud par les monts des Tessala et les monts des Ouled Ali.

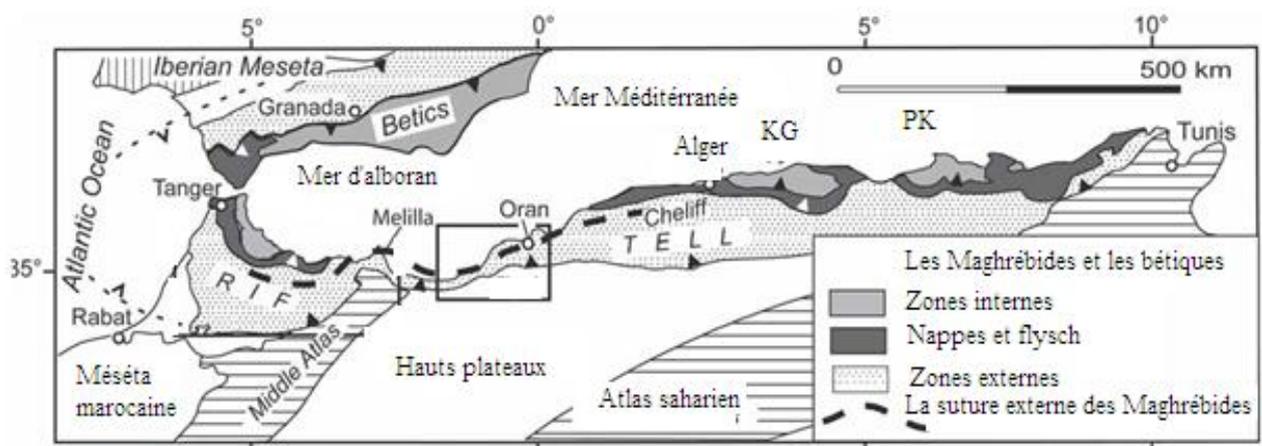
Les massifs côtiers d'Oranie situés à la jonction du domaine atlasique tellien en Algérie à l'Est et le moyen atlas marocain à l'Ouest, ces massifs font partie de l'atlas tellien littorale occidentale et sont bordées au sud par une succession de dépressions des massifs montagneux de l'atlas tellien interne.

Situé dans la partie septentrionale de l'Algérie, à 40 km à l'Ouest d'Oran, dans une zone difficilement accessible et sous un climat méditerranéen humide, le massif de Madagh est le plus occidental des massifs littoraux d'Oran.

La géographie de la région de Madagh montre un relief disposée sur deux alignements NE-SW :

- Au nord de Djebel El AKAHL (322m) et le Djebel Bou Khedima (280m)
- Au Sud le djebel Tarouneit (416m) et le djebel Houissy (414m).

Les crêtes dominant de profondes vallées creusées par l'oued Madagh et son affluent oriental le Chabet Houissy.



**Fig. I.2. : A-Situation géographique du massif de Madagh dans le cadre de la Méditerranée occidentale Ciszak (1993)**

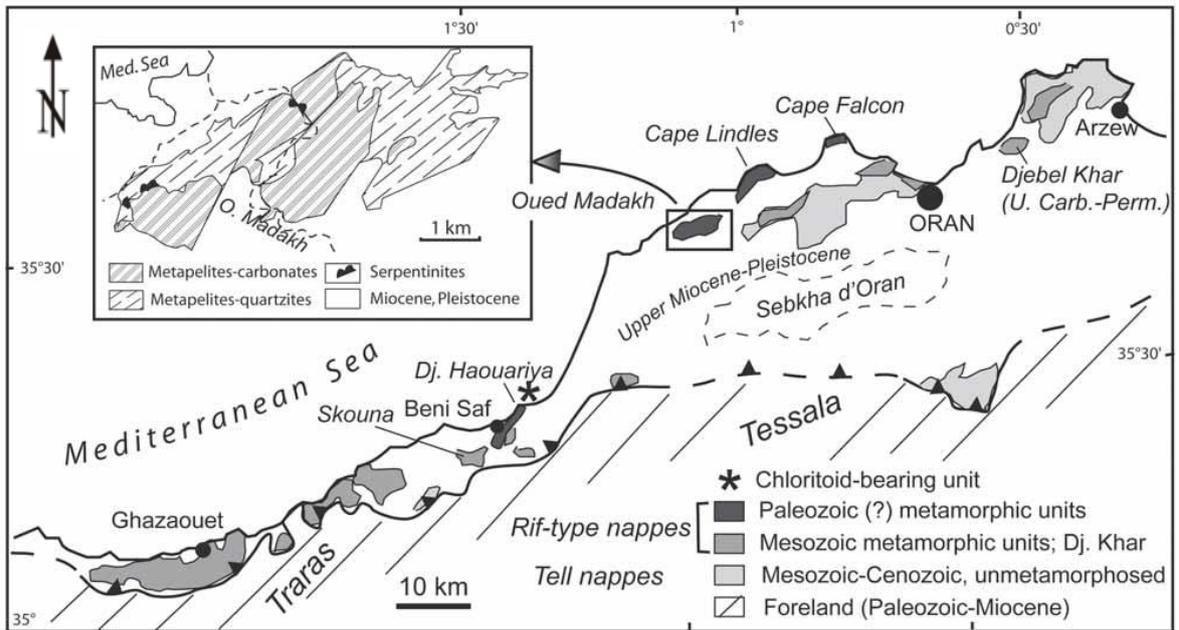
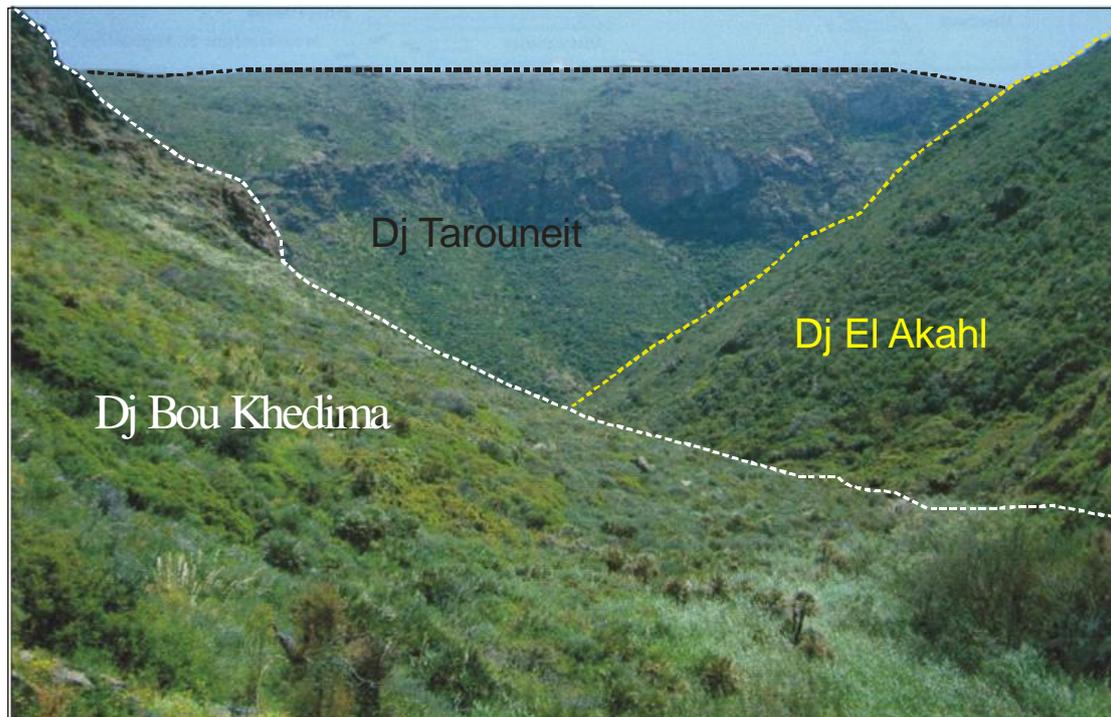


Fig. I.2 : B-Les massifs côtiers paléozoïques et mésozoïques de l'Oranie. Cizsak (1993)



Fig. I.3 : Photo satellite du secteur d'étude de la région de Madagh.



**Fig. I.4 : Les formations paléozoïque de la cluse de l'oued Madagh  
(Vue vers le Sud)**

## **2-Cadre géologique :**

Le long du littoral oranais sont des terrains parautochtones schistosés se forment un chapelet de massifs paléozoïques et mésozoïques.

Essentiellement jurassiquo-crétacé, tous ces terrains sont poly déformés et plus ou moins transformé, ils sont marqués par des alignements de reliefs Sud-Ouest - Nord Est, séparés par des dépressions de même orientation.

Les transformations varient selon la lithologie et les niveaux structuraux atteints par les différentes formations.

Le paléozoïque de Madagh affleure à la faveur d'une boutonnière anticlinale au milieu des séries sédimentaires, principalement marneuse, et volcaniques du miocène supérieur. Il constitue une partie d'un grand ensemble structural à terrains primaires métamorphiques venus à jour par le jeu de mouvements épirogéniques postérieurs à la mise en place des nappes tertiaires. Considéré, depuis les travaux de Fenet (1975) comme l'autochtone relatif de ces unités allochtone et notamment de l'allochtone métamorphique carbonaté qui constitue l'ossature des massifs à schistosité, à matériel jurassique et crétacé. Ciszak (1993)

### 3-Historique des travaux :

De part sa position dans un contexte géologique favorable, la région de Madagh a été le théâtre de nombreuses expéditions scientifiques depuis les premiers temps de l'ère coloniale. En 1886, Gentil signale la présence d'albite d'origine métamorphique dans la «série carbonatée» de Madagh. Sur la carte géologique des andalouses au 1/50000, Doumergue (1912 ; Fig.I.5) reporte une formation schisto-gréseuse et conglomératique carbonifère, une formation schisto-gréseuse permienne et des calcaires limoniteux discordants sur les deux termes précédents et attribués au Lias.

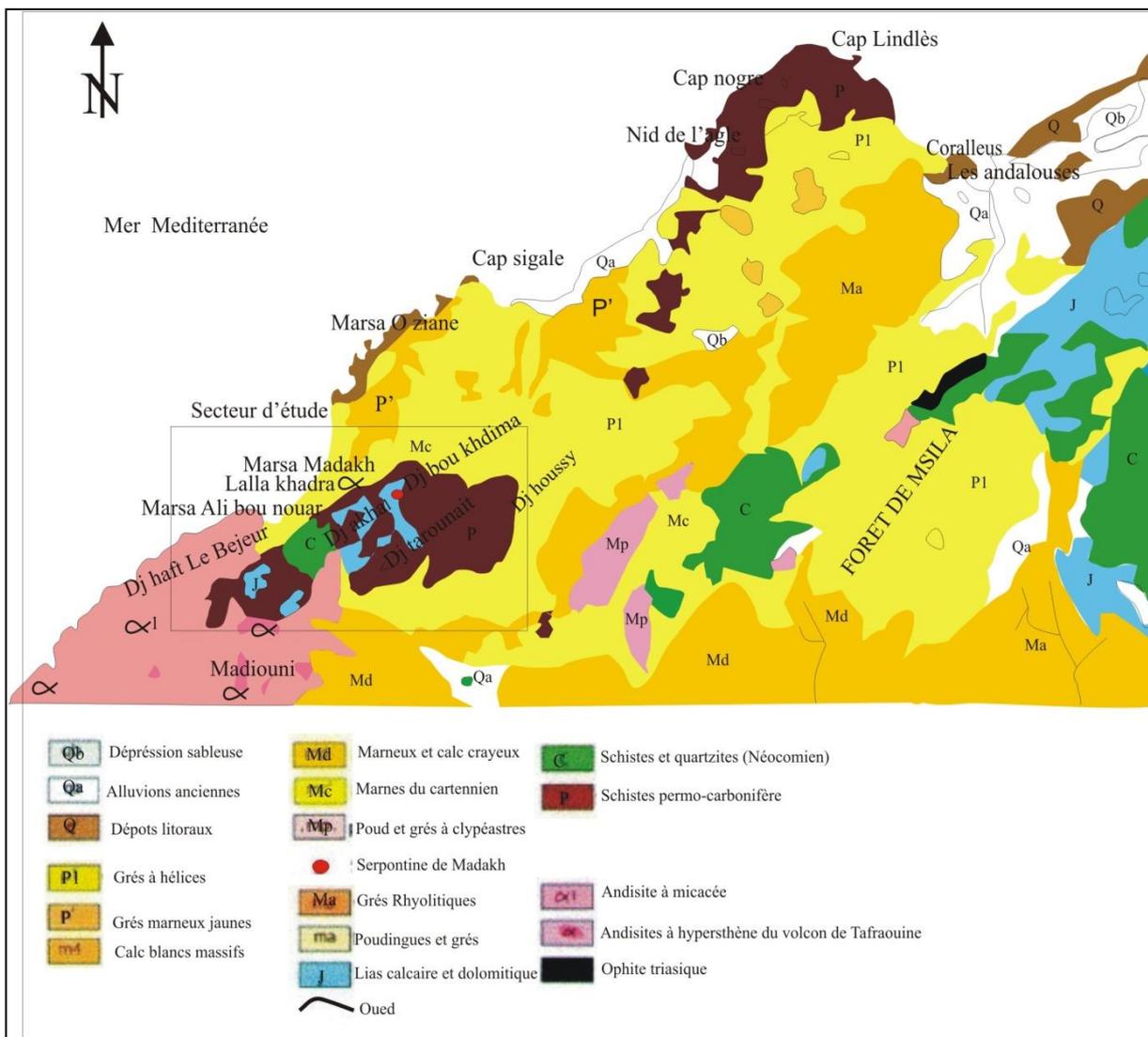
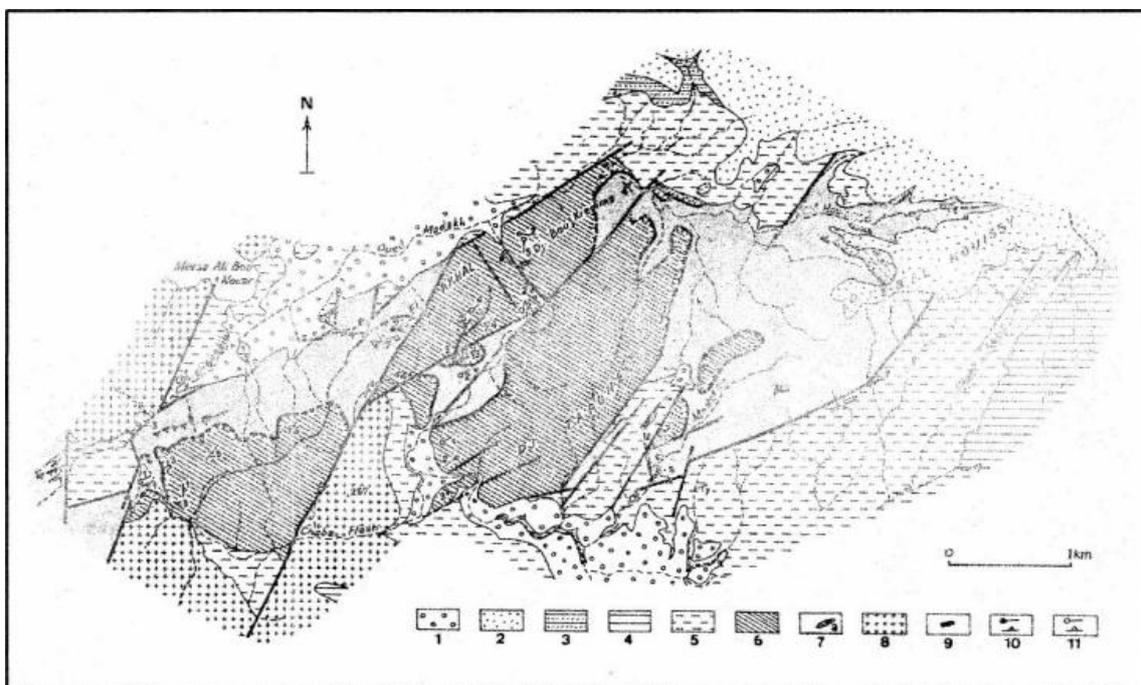


Fig. I.5 : Carte géologique des Andalouses (Doumergue, 1924).

En 1975, Fenet découvre des contacts plats et a partir des résultats cartographiques de Doumergue (1912), Il propose une interprétation des facies schisto-gréseux permien qui deviennent pour partie carbonifères, et qui, associes a une formation schisto-gréseuse et conglomératique datée au Djebel Khar, constituent une unité autochtone (Fig.I.6). Ensuite, regroupe les terrains liasiques de Doumergue et une partie du Permien en un ensemble schisto-dolomitique qu'il rapporte au Lias (ou à l'infra-Lias) et qu'il fait charrier sur l'unité précédente. Il conclut à l'existence de deux phases de déformations à schistosité avec une intensité maximale pour la première qui atteint le facies à biotite.



**Fig. I.6 : Esquisse structurale du Massif de l'Oued Madagh (d'après B. Fenet, 1975).**

- |   |   |
|---|---|
| 1 : Pléistocène.                                  | 7 : Permo-carbonifère schisto-gréseux à lentilles de conglomérats.                      |
| 2 : Calabrien marin et dunaire.                   | 8 : Formations andésitiques du Tifarouine   |
| 3 : Pliocène inférieur-moyen.                     | 9 : Serpentinite.   |
| 4 : Messénien (tufs andésitiques et marnes)       | 10 : Axes des plis et des linéations de la phase 1 (a), schistosité de la phase 1 (b)   |
| 5 : Miocène du 1 <sup>er</sup> cycle post-nappes. | 11 : Axes des plis et des linéations de la phase 2 (a) et schistosité de la phase 2 (b) |
| 6 : Formation schisto-dolomitique.                |   |

Dubel et Rolet (1975 et 1976; textes inédits) dressent une carte au 1/25.000 apparaissent 5 unités structurales superposées et découpées en lames tectoniques. Dans chaque unité, ils précisent le contenu lithologique et analysent les déformations. Ils déterminent pour l'ensemble du massif 3 phases de plissement schisteux dont deux synmétamorphes, suivies de plusieurs épisodes de tectonique cassante dont certains sont très récents. Enfin, ils attribuent ces déformations « mégascopiques » aux différentes phases de la tectogenèse alpine.

Dans une récente mise au point appuyée sur le levé d'une carte au 1/10.000, Centène et al. (1984) proposent une nouvelle interprétation de la lithostratigraphie et de l'organisation des terrains paléozoïques de ce massif. Cette interprétation implique une évolution géodynamique comparable à celle qui est connue de la chaîne hercynienne de la Meseta orientale marocaine.

Cizak (1993) a entrepris un travail très exhaustif sur révolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie, pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Dans son étude, cet auteur dresse une carte du massif de Madagh et en fait une description lithostratigraphique de ce massif paléozoïque, non fossilifère, en s'inspirant des facies présentant les mêmes caractéristiques dans la Meseta et le Rif marocains. Cependant, les limites entre les facies qui sont reportées sur sa carte ne correspondent pas toujours aux observations que nous avons effectuées sur le terrain.

Signalons enfin que suite aux anciens travaux de Doumergue (1912, 1924), de Sadran (1958) et de Guardia (1975), Megartsi (1985) a repris, complète et réactualise les principales données sur le volcanisme biphasé de l'Oranie. Sous sa direction, d'autres travaux ont vu le jour soit pour aborder certains caractères particuliers liés à pétrologie ce volcanisme (Louni, 2002), soit pour établir une cartographie détaillée (Bendoukha, 2010) ou soit pour réaliser une étude des xénolites ultramafiques remontées par ce même volcanisme (Zerka, 1988).

En 1948, Tinthoin reconnaît la structure anticlinale de l'ensemble rapporté au Permian-Trias et qui est coiffé par une lame de dolomies liasiques. Sadran (1952 et 1958), dans la description des épontes de la serpentinite de l'Oued Madagh, fait état de terrains jurassico-crétacés, fortement plissés, avec notamment, 200m de calcaires au toit de la serpentinite.

Souligne aussi l'existence d'un décrochement qui coïncide avec l'emplacement de la cluse de l'Oued Madagh et de la faille entre la serpentinite et les calcaires.

## II- Le secteur de Tafraoui :

### 1-Cadre géographique :

Le littoral Oranais est constitué au Nord par les massifs côtiers de l'Oranais, parmi eux celui du Tessala, qui fait partie intégrante de tell septentrional ou affleure du paléozoïque para-autochtone schistosité (Thomas, 1985).

Les monts de Tessala constituent un massif à structure complexe long d'une cinquantaine de Kilomètre, et d'altitude moyenne d'environ 800m. Ils culminent à 1061m au Pic de Tafraoui et surplombent de 700 à 800m à la plaine de M'lesta.

Les monts de Tessala sont orientés WSW-ENE. Ils sont limités

- Au nord par la plaine de M'lesta, les monts de Sebaa Chioukh et la dépression de la Tafna,
- Au sud par la haute plaine de Sidi Bel Abbès
- l'Est par Ouled Ali.

Notre secteur d'étude occupe les confins Nord orientaux des monts de Tessala est orienté NNE-SSE. Il est situé au Sud Est du village du Tafraoui et s'étend de l'Oued Tafraoui à l'ouest. Il est formé de deux unités structurales : un substratum et une couverture.



Fig. I.7 : Localisation du secteur de Tafraoui



Fig. I.8 : Carte géographique du secteur de Tafraoui

## 2-Cadre géologique :

La partie centrale du littoral oranais, a fait l'objet de nombreux travaux géologiques. Selon Thomas (1985, in Hassani 1987), le littoral Oranais comprend deux grands ensembles.

### A-Le substratum anté à synchro-nappe :

Il est représenté essentiellement par des massifs schisteux autochtones d'âge Jurassique à Crétacé. Bien visible au niveau de l'Oued Tafraoui. Les formations qui représentent ce substratum montrent de bas en haut selon (Mekahli, 1978):

- ❖ Des schistes à rares niveaux calcaires.
- ❖ Des schistes sans niveaux calcaires.
- ❖ Des schistes à niveaux calcaires plus abondants.

### B- La couverture post nappe :

Elle est représentée essentiellement par des formations sédimentaires d'âge Néogène. Elle comprend :

- Le Miocène du premier cycle (post nappe) constitué par des dépôts continentaux de grès et de conglomérat rouge affleure au Nord, dans le bassin de Mer El Kebir et au Sud dans les massifs de Tessala.
- Le Miocène du deuxième cycle (post nappe) est constitué de bas en haut par :
  - ❖ Un niveau détritique de grès marins
  - ❖ Une formation de marnes bleues.
  - ❖ Une série comprenant des tripolis et gypses.
  - ❖ Des calcaires récifaux.
- Le Pliocène inférieur et moyen est représenté par des marnes à intercalations grésogypseuses.
- Le Pleisto-holocène comprend un empilement de couches subhorizontales, argilo-sableuses ou limoneuses qui passe latéralement à des sédiments plus grossiers.

### **C : L'Autochtone synchro-nappe :**

L'autochtone synchro-nappe représenté par le bombement de l'axe anticlinal des Tessala apparaît en fenêtre du substratum Miocène anté-nappe. Il s'y intercale des kilims sédimentaire mise en place juste avant l'arrivée des nappes. Il est constitué par des marnes noires ou brunes qui s'alternent avec des grès roux. (B.Fenet, 1975).

- **L'Allochtone :**

Le cœur de l'anticlinal des Tessala est occupé par des terrains allochtones, représenté par un empilement d'unités disposées verticalement selon (G.Thomas, 1985) :

- ❖ Unité Oligo-Miocène.
- ❖ Unité cénomanienne (du dj. Taфраoui).
- ❖ Unité Chouala.
- ❖ Unité Albo-Cénomanienne.

- **L'Autochtone post nappe ou structure post-nappe :**

Les monts des Tessala correspondent à un vaste anticlinal dissymétrique post Miocène terminal orienté ENE-WSW. Cet anticlinal est encadré par deux zones Déprimées : la plaine de la M'leta et de Taфраoui. Tlilet au Nord et de la plaine de Sidi Bel Abbes au Sud.

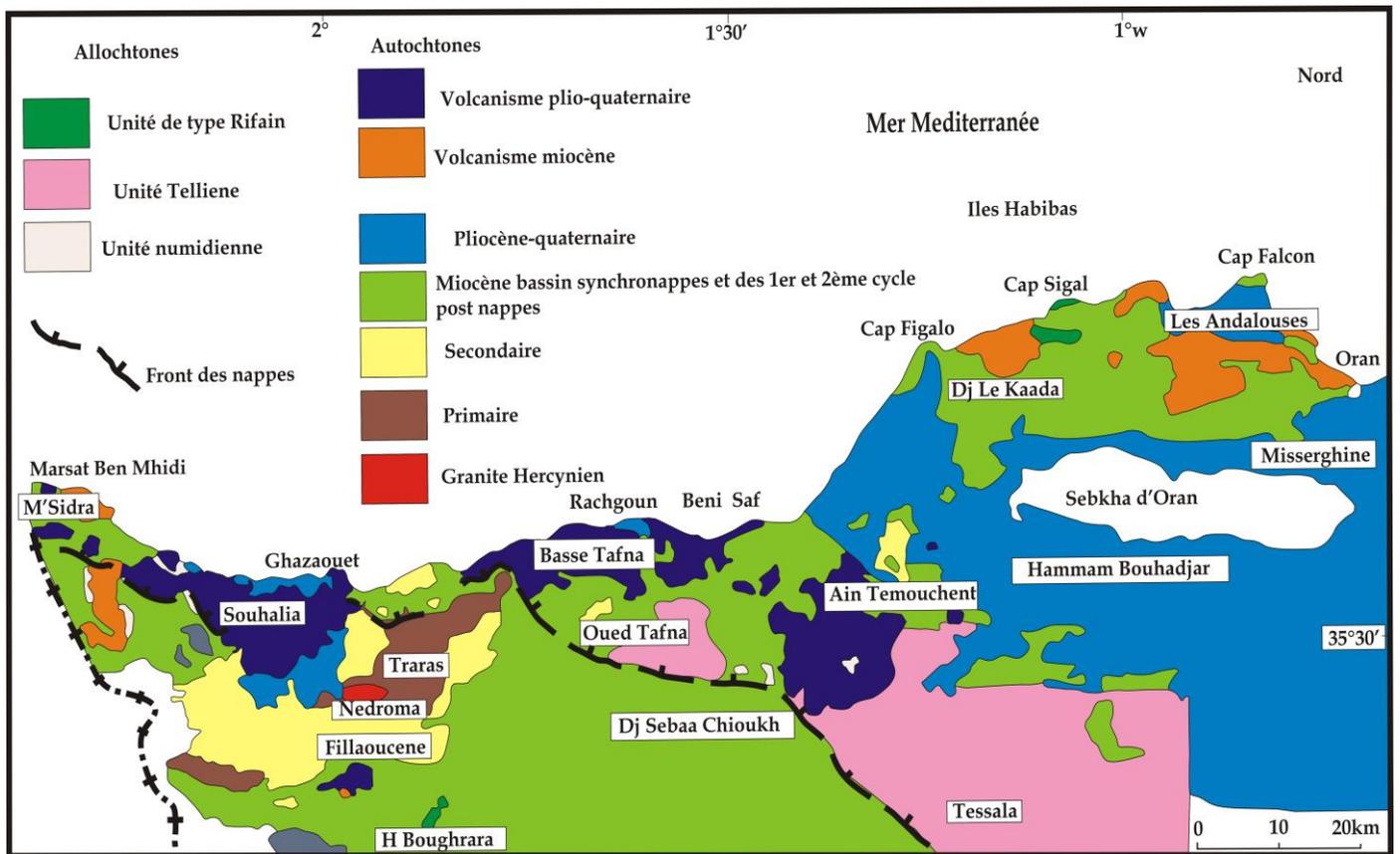


Fig. I.9 : Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (Mr Bendoukha, 2008).

### 3- Historiques des travaux de recherche :

#### La période des travaux anciens (1800-1990) :

C'est la période des premières reconnaissances géologiques en Algérie occidentale :

Roset (1831) présente les premières données géologiques de l'Oranie nord occidentale.

Renu (1834-1854) publie un aperçut sommaire sur la constitution géologique de l'Algérie .Il attribue les schistes des Traras au crétacé et décrit les formations nummulitiques des monts de Tessala.

Pomel (1871) à propose la première subdivision du miocène en cartenien .Il découvre aussi un gisement d'Hipparion près d'Oran en 1978.

Pomel et Pauyanne (1881-1889) éditent la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/80/0000 accompagnée d'une notice explicative et confirment aux formations schisteuses des massifs littoraux oranais un âge attribué au Trias.

Pomel (1889-1890) édite la deuxième édition de la carte géologique de l'Algérie au 1/800000.

### **Les recherches comprises entre 1900-1970:**

Flamand (1900) rajoute un complément de données, à la troisième édition de la carte géologique au 1/800000.

Dallouni (1919) signale une phase de plissement post-pliocène dans l'oranie nord occidentale.

Dallouni (1932), souligne l'importance de ces déformations dans la baie de Mostaganem

Glangeaud (1932) met en évidence l'importance des déformations dans la région d'Oran.

Gourinard (1952 -1958) reconnaît les mouvements verticaux, responsables d'une « tectonique de horst » attribué à des « mouvements épirogénique » ou à un réajustement isostatique.

Doumergue (1924) a mis en évidence le jurassique supérieur de Djebel santa Cruz ainsi qu'il a élaboré une dizaine de carte au 1 /500000 ses principales découvertes sont les empreintes d'ammonites barrémiennes dans les schistes d'Arzew et du foret de Msila.

Arambourg (1927) a étudié les poissons fossiles du sahélien d'Oran.

Roman(1933) met en évidence l'existence de bathonien fossilifères marneux, à partir des ammonites.

Lucas(1952) présente une étude stratigraphique et structurale des monts de Ghar Rouban et de la mole de Tifrit.

Gourinard (1949-1958) signal des mouvements verticaux responsables d'une tectonique de horst attribuée à des mouvements episogénique ou un réajustement isostatique. Entre 1952et 1958.

Perrodon (1957) reconnut plusieurs phrase de phase de plissement causées par des phénomènes dus aux champs de gravite terrestre

### **Les travaux récents :**

Fenet (1975) découvre des contacts plats à partir de ses résultats cartographique, Il propose un commentaire des facies schiste-gréseuse permien qui deviennent pour partie carbonifère, et qui associés à une formation schisto-gréseuse et conglomératique datée au Djebel Khar,

constituent une schisto-dolomitique.

Il conclut à l'existence de deux phases de déformation à schistosité avec une augmentation maximale pour la première qui atteint le faciès de biotite

Guardia (1975), a élaboré une thèse considérée une référence d'une grande importance pour tous les géologues qui s'intéressent à la géologie de l'Oranie nord occidentale.

Centené et al (1984) dans une mise au point basée sur le levé d'une carte au 1/10.000. Proposent une interprétation de la Lithostratigraphie et de l'organisation des terrains paléozoïques du massif de Madagh.

Gissak (1993) établit une étude détaillée sur l'évolution géodynamique

En 2005, Ramaci –Benaouda dans son travail consacré à l'étude de granitoïdes tradihercyniens oranais (Beni\_Snouss Tifrit et Nédroma) montre qu'ils ont un caractère postcollisionnel et une origine mixte.

# **CHAPITRE II :**

# **LITHOSTRATIGRAPHIE**



## **I-Lithostratigraphie du secteur de Madagh :**

### **1 : Les formations sédimentaires paléozoïques :**

Les dépôts dévono-carbonifères affleurent dans la cluse d'Oued Madakh sur les deux rives. Ils sont organisés en anticlinal affecté par des déformations cassantes et ductile. La série sédimentaire a fait l'objet de l'étude de Cizak (1993), qui a tenté de faire des comparaisons avec des dépôts hercyniens de la partie centrale de l'édifice nord-maghrébin (Tiffrit, Ghar Rouban, Traras). Nous ferons également référence aux travaux de Fenet (1975) et Hopffener (1987). La série sédimentaire est subdivisée en cinq formations, qui sont de bas en haut :

- un complexe conglomératique,
- une formation de schistes satins,
- une assise dolomitique,
- un ensemble grésoschisteux,
- une formation schisto-gréseuse et conglomératique.

- **Le complexe conglomératique :**

Il est d'âge dévonien inférieur à moyen. Il s'agit d'un ensemble très tectonisé qui affleure au fond de la cluse de l'Oued Madakh (au bas de la pente du Djebel Bou Khedima). De structure interne confuse, il est en contact mécanique avec la serpentinite sous-jacente. Parmi ses constituants essentiels on relève :

- des masses volumineuses, métriques, d'un pseudo-poudingue à éléments altérés, centimétriques, de forme sphéroïde, par un matériau argileux noir plus ou moins feuilleté,
- des roches noires à reflets verdâtres, de forte densité,
- des calcschistes sombres dont l'étude microscopique révèle la présence de calcite, de trémolite, de pyrite, de zircon et de sphère rare. A partir d'une étude microstructure, Cizak (1984 et 1993), révèle l'existence d'au moins deux phases de plissements avec schistosité, dans les conditions d'un métamorphisme épizonal (facies schiste vert)

- **La formation des schistes satinés :**

Elle est d'âge permocarbonifère. Cet ensemble affleure dans le fond des gorges de l'Oued Madagh et leur partie occidentale du Djebel Akahl. Il renferme assez fréquemment de petits bancs

décimétriques de grés fins à ciment dolomitique ferrugineux de couleur ocre, plus rarement des bancs de quartzites. Les limites de cette formation sont tectoniques, ce complexe est encadré par des schistes.

- **L'assise dolomitique :**

Elle est d'âge Viséen supérieur. Elle forme une barre (10m) qui affleure sur une centaine de mètres sur le versant occidental du Bou Khedima ; elle est associée à des schistes satins gris et repose en discordance angulaire sur le reste des formations. Il s'agit d'un calcaire dolomitique et gréseux massif, à niveaux béchiques limoniteux. L'examen microscopique effectuée par Ciszak (1993) montre, sur un fond microcristallin de calcite en mosaïque, des grains arrondis de quartz (jusqu'à 50%).

- **L'ensemble greso-schisteux :**

Il est d'âge Emsien à Frasnien. Il s'agit d'un ensemble d'une épaisseur apparente de 200-250 m qui occupe le sommet des Djebels El Akahl et Bou Khedima ainsi que la face septentrionale de la crête du Djebel Taroneit. Il correspond à « l'ensemble schiste-dolomitique » de Fenet (1975). La limite inférieure de cette formation est un contact tectonique. Cet ensemble montre essentiellement des bancs pluri-décimétriques de grés calcaires ocre, dolomités et hématisés ; certains de ces bancs sont franchement carbonates. Par ailleurs, ces grés présentent une alternance avec des pélites versicolores grises ou vertes.

- **Le complexe bréchiq**

Il est d'âge carbonifère (Westphalien). Une formation schisto-gréseuse et conglomératique encapuchonne entièrement la structure à l'Est (Djebel Bou Khedima); vers l'Ouest, elle constitue le flanc nord du Djebel El Akahl ; au Sud, cette formation occupe les hauteurs du Djebel Taroneit. Selon Ciszak (1993) et nos propres observations, la limite inférieure est une surface de discordance et de ravinement. La limite supérieure se situe sous les marnes miocènes ou sous les sables dunaires plio-quadernaires discordants.

## **2- Les formations sédimentaires Méso-Cénozoïques :**

La stratigraphie de l'Oranie occidentale est représentée par d'importantes séries mésozoïques et cénozoïques, à dominante marno-calcaire ou gréseuse.

- **Le Trias :**

Les massifs anciens de Madegh et de la Montagne des Lions montrent des faciès particuliers du « Complexe béchique » à matériel « triasique » qui suggèrent plutôt l'existence d'une zone enfoncée très étendue, subsidence, ou se développent des évaporites sur de fortes épaisseurs, reposant en grande partie directement sur le socle cristallin (Polvêche, 1960), Cette zone accidentée est alignée avec les « horsts » méridionaux suivant une direction NE-SW (Fenet, 1975). Ces massifs conservent des témoins très limites d'une sédimentation détritico continentale « permo-triasique » ou d'incursion marines méso-triasiques.

- **Le Lias et le Dogger :**

Doumergue (1924) décrit une brèche à ciment domotique liasique à Madag. L'affleurement de cette brèche est faiblement étendu et parfois ponctuel ; il correspond à des plages à contours mal & finis qui sont des lambeaux résiduels d'une couverture post hercynienne peu épaisse, érodée. Cette brèche repose en discordance sur le socle par l'intermédiaire d'une surface de ravinement bien visible sur la crête du Djebel El Akahl. Selon Ciszak (1993), les éléments anguleux de toutes tailles qui représentent les formations paléozoïques sous-jacentes, visiblement remaniées sur place, sont liés par un ciment dolomitique granuleux hématisé.

- **Le Crétacé :**

Il est réduit, à Madag, à l'état d'un copeau, très peu étendu, pris en sandwich entre les formations paléozoïques. Il est constitué d'une répétition de banes gréseux centimétriques à décimétriques, avec intercalations de pelites. A la différence de Madag, où les serpentinites sont retrouvées dans les schistes paléozoïques, au Maroc, c'est dans des formations flyshoides du Crétacé que les lentilles de serpentinites affleurent (Durand-Delga et al, 2000) ; celles-ci auraient été intercalées dans les flyshs massylien et mauritanien au cours de l'Oligomiocène (Michard et al, 2007).

- **Le Miocène synchro-nappe :**

Le Miocène synchro-nappe est très développé dans notre secteur d'étude. Il est constitué par une série épaisse de marnes vertes et de grès gris à roux à grains fins passant parfois à des grès grossiers. A partir de différentes études micropaléontologiques (Bellon et al. 1984) qui ont permis la détermination de foraminifères planctoniques (*Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia gr menardii* et *Globorotalia mayri*), plusieurs auteurs s'accordent pour attribuer un âge Serravallien (zone N13 de Blow ; 12,3 à 12 Ma) au miocène synchro nappe.

- **Le Miocène post-nappe premier cycle :**

Les dépôts détritiques de ce premier cycle post-nappes ont été décrits sous le nom de Cartenien par Doumergue (1924). Ils sont conservés dans un certain nombre de fosses et bassins subsidient ou ils se sont accumulés sur de fortes épaisseurs et qui forment actuellement autant de dépressions entre les différents massifs schisteux. Pour Gouardia (1975), ces formations appartiennent au même cycle que le Messinien mais elles se sont déposées antérieurement aux "surrections" des horsts.

- **Le Miocène post-nappe second cycle :**

Une période d'érosion suffisamment longue va permettre le dégagement d'une surface d'aplanissement assez évoluée sur laquelle vont s'accumuler des formations sédimentaires et volcaniques du Miocène terminal et plus précisément du Messénien.

- **Le Plio-quaternaires:**

Il est représentés par des formations continentales qui se développent sur une large surface et qui sont composées par des limons, des limons sableux, sables meubles, silstones, grés et argiles sableuses avec des lentilles de calcaires. Ces formations recouvrent en discordance les terrains volcano-sédimentaires du Miocène supérieur. L'épaisseur totale des dépôts Pliocène varie de 40 à 100m.

- **Le volcanisme :**

La région Nord-occidentale oranaise a été le siège d'un volcanisme intense, qui s'est manifesté par l'intermittence depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire Megartsi (1985) Louni et al (2002) Bendoukha (2008) Bendoukha et al (2009). Les produits éruptifs sont repartis le long de la côte, entre le Cap Signale (près d'Oran) et la frontière Algéro-marocaine.

Le volcanisme de Madagh, fait partie du secteur de Tifraouine-Bouzedjar Mégatsi (1985), qui comprend des laves variées : des andésites (70%), des rhyolites (20%) et des dacites (10%). Les formations volcaniques de la région sont représentées au Nord et sud de l'oued Madakh, sur les deux flancs de la cluse de cet Oued. Elles sont représentées par andésites, qui sont des laves porphyriques dans lesquelles on discerne à l'œil nu des phénocristaux de plagioclases, de ferromagnésiens et de minéraux opaques. Elles se distinguent par leurs teintes sombres, parfois brunes. Du point de vue géodynamique, les scénarios classiques sont généralement retenus pour ce genre de contextes : les produits calco alcalins (ex : andésites) sont liés à une subduction du continent européen sous l'Afrique ; ils seraient suivis d'émissions de basaltes alcalins au Plio-

quaternaire suite à un détachement lithosphérique leur permettant l'accès vers la surface.

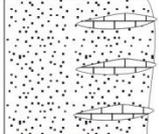
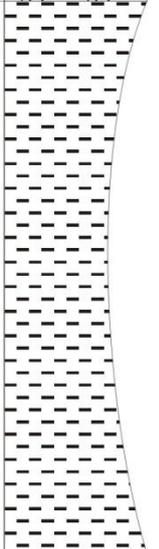
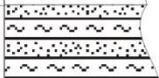
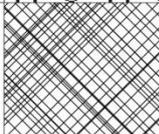
Ere	Système	Colonne lithologique	Facies	
Quaternaire	Plio-Quaternaire		Sables, limou lentille de calcaire	
Cénozoïque	Miocène		Marnes	
Mésozoïque	Crétacé		Alternance grès pélites	
	Jurassique	Dogger		Brèche à ciment dolomitique
		Lias		Brèche à Trias
	Trias		Brèche à Trias	
Paléozoïque	Permien		Grès fins à ciment dolomitique	
	Carbonifère	Frasnien		Schiste satiné
		Emsien		Schiste satiné
		Viséen		Schiste satiné
	Dévonien	Sup		Complexe Conglomératique
Inf			Complexe Conglomératique	
Silurien			Serpentine	

Fig. II.1 : Colonne Lithostratigraphie de Madagh (ciszak1993)

## **II-Lithostratigraphie du secteur de Tafraoui :**

Le massif de Tafraoui est formé de deux unités structurales un substratum et une couverture.

### **1-Le substratum:**

D'âge secondaire, principalement schisteux et plissé. Il affleure surtout le long de l'Oued Tafraoui. Il forme des blocs plus ou moins durs dans lesquels la schistosité semble verticale.

Dans l'Ouest de Tafraoui, on peut distinguer trois niveaux de schistes à lithologie et aspects variés. (Mekahli, 1978) de bas en haut, on peut alors observer :

- Des schistes à rare niveau calcaires ;
- Des schistes sans niveau calcaires ;
- Des schistes à niveaux calcaires plus abondants.

### **2-La couverture:**

La couverture du massif de Tafraoui est constituée de diverses formations d'âge Tertiaire à Quaternaire. Elle comprend :

- **Une formation conglomératique rouge :** d'âge Miocène, reposant en discordance sur le socle (schistes plissé). Elle affleure surtout sur les pentes du massif et elle est représentée essentiellement par deux niveaux conglomératiques bien granoclassés et séparés le plus souvent par un niveau cinéritique de couleur gris bleuâtre. Cette formation conglomératique est formée d'éléments anguleux hétérométriques et polygéniques ;
- **Des marnes bleues :** reposent en discordance angulaire sur les formations sous-jacentes. Elles sont de couleur bleu grisâtre et sont riches en microfaunes. Elles débutent en quelques endroits, par des conglomérats de base;
- **Des marnes jaunes :** Gréseuses correspondant à une formation marno-gréseuse ; de couleur jaune et au sein de laquelle on peut distinguer des passages latéraux du faciès à deux sous-faciès :
  - Un sous-faciès, gréseux formé de bancs de grès à ciment calcaire, d'épaisseur variable, montrant une alternance de quelques bancs sombre plus ou moins sableux. Les coquilles d'échinodermes et de lamellibranches sont très mal conservées dans ces grès;
  - Un sous-faciès marno-calcaire correspondant à une formation de calcaire à algues, de couleur jaune blanchâtre, associés à des marnes jaunes. Les niveaux marneux sont plus

importants dans cette formation. Dans les marnes, on peut reconnaître quelques fossiles de gastéropodes ou d'échinodermes.

- **Des tripolis :** Affleurent surtout au niveau de la cascade. Il s'agit d'un faciès marneux de couleur bleu verdâtre. C'est une formation laminaire friable, et d'épaisseur variable, qui s'intercale entre les calcaires.
- **Des calcaires à lithothamniées :** de couleur gris, très durs et recristallisées, vacuolaire et localement dolomitiques.
- **Des calcaires récifaux :** friables et montrant un aspect détritique. Ils sont riches en débris de lamellibranches et gastéropodes.
- **Le quaternaire :** est surtout représenté par des alluvions de couleur rougeâtre recouvrant assez souvent les formations précédentes.

<b>ERE</b>	<b>Système</b>	<b>Colonne lithologique</b>	<b>Facies</b>
<b>Quaternaire</b>	<b>Paléo-quaternaire</b>		<b>Alluvions</b>
<b>Cénozoïque</b>	<b>Miocène</b>		<b>Calcaire récifal</b>
			<b>Calcaire à algue</b>
			<b>Marno-calcaire</b>
			<b>Grès</b>
			<b>Marnes bleues</b>
<b>Mésozoïque</b>	<b>Crétacé</b>		<b>Conglomérats rougeâtres</b>
			<b>Schistes satinés</b>

Fig. II.2 : Colonne Lithostratigraphie au niveau d'Oued Tafraoui (D'après L. Mékahli, 1978).

# CHAPITRE III : STUCTUROLOGIE

**Introduction :**

L'analyse structurale est l'étude des déformations subies par les roches. Elle s'intéresse à l'analyse de la nature de la déformation (plis, failles, foliations...) à la géométrie (orientation, répartition...) et à la cinématique des différents éléments structuraux, pour reconstituer la chronologie des mouvements et l'histoire tectonique et géodynamique d'une région, à travers les temps géologiques.

**Définition :**

**1-La tectonique :** Etude de la déformation des roches ou des objets géologiques.

- La tectonique cassante : les failles
- La tectonique souple : les plis
- La tectonique lineamentaire : les allongements

**2-Les plis :** Les plis sont les ondulations des couches de roches, alternativement en forme de creux (synclinaux) et de voûte (anticlinaux). On appelle charnière la zone d'inflexion maximale, de part et d'autre de laquelle se développent des flancs plus ou moins longs. Il y a autant de charnières dans un même pli que de surfaces de couches affectées par ce pli et elles ont en commun le même axe de pli, ligne abstraite qui a l'orientation et l'inclinaison de ces charnières (cette inclinaison est le plongement axial du pli).

Les plis ont rarement deux flancs symétriques (plis "droits") mais sont le plus souvent "déversés", l'un des flancs étant plus redressé (voire renversé) et plus court que l'autre (on le qualifie donc de "flanc court").

Un pli est une structure courbe issue d'une déformation ductile de la roche.

Il existe deux types de plis :

- En forme de dôme : ANTIFORME.
- En forme de gouttière : SYNFORME.
- Cas particulier : Le pli cylindrique.

Dans un pli cylindrique, toutes les lignes sont parallèles entre elles et à la droite génératrice du plissement. Les surfaces deviennent des plans.

Si le plissement est cylindrique, pour chaque mesure de pendage, la direction de celui-ci donne également la direction de la charnière.

### 3- Les failles :

En géologie, une faille est un plan ou une zone de rupture le long duquel deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre. Ce plan divise un volume rocheux en deux compartiments qui ont glissé l'un par rapport à l'autre. Ce déplacement et la déformation cisailante sont dus aux forces exercées par les contraintes tectoniques, qui résultent de la tectonique des plaques. Les failles actives sont responsables de la majorité des tremblements de terre.

#### Ils existe trois types de faille :

- Faille normal : force de tension
- Faille inverse : force de compression
- Décrochement on a 2 types :

-Décrochement dextre (vers la droite)

- Décrochement sénestre (vers la gauche)

### 4- La Schistosité :

La schistosité est le troisième type de déformation importante. Une roche est schistosité quand elle est infectée par des plans de cassures parallèles entre eux et pénétratifs.

Ces plans sont nécessairement perpendiculaires à la contrainte. Il faut serrer la roche pour qu'elle subisse la schistosité.

De plus, la roche subit un tassement, mais tout ce passe à volume constant.

**Plissement et schistosités :** Sauf quelques cas particuliers, la schistosité est toujours liée à une phase de plissement. La schistosité et la phase de plissement sont synchrones. Les plissements sont dits synschisteux.

#### **5-La stratification :**

Se présente dans la formation schisto-gréseuse du primaire, cette stratification représente So c'est à dire la limites qui sépare deux faciès différents.

#### **6-Les diaclases :**

Les diaclases sont des cassures de roches sans déplacement relatif des compartiments séparés et qui seront remplis, par la suite de sédiments postérieurement à la fracture. Les diaclases rencontrées sur le terrain sont le plus souvent soit en échelon soit en réseaux conjugués.

## I- Structurologie de la région de Madagh :

### 1- Analyse structurale de la schistosité :

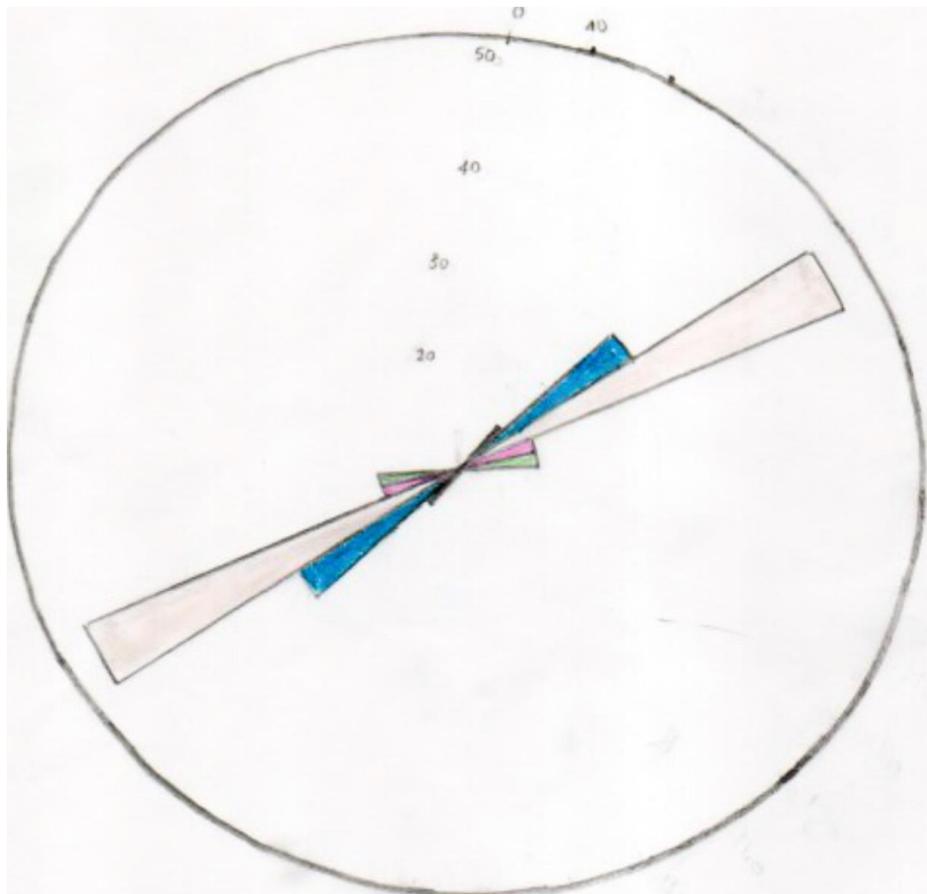
L'analyse des mesures de pan de fractures dans les schistes de Madagh montre une distribution selon un seul nuage de polaires correspondant à une répartition uni-modale selon un seul maximum, ce maximum correspond donc à un pôle moyen représentatif d'une direction moyenne unique de fracturation.

Les mesures de la fracturation dans le substratum (schiste, dolomie) sont regroupées dans le tableau : **Fig. III.1**

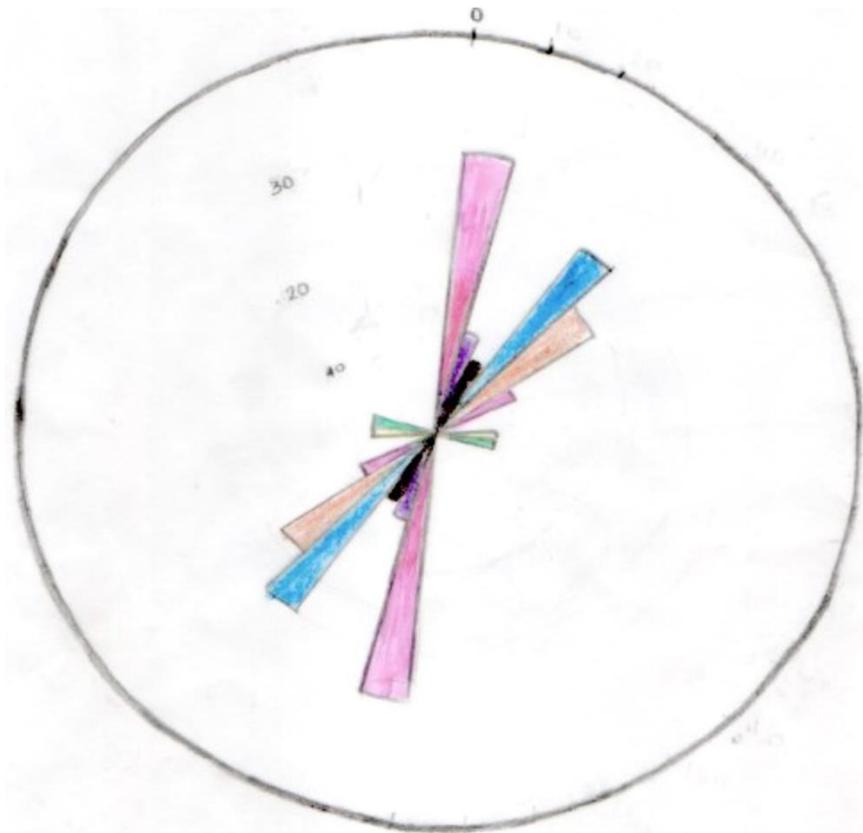
N°	Directions	Pendage	N°	Directions	Pendage	N°	Directions	Pendage
1	N50	44SE	33	N50	22SE	65	N58	26NNW
2	N58	34SE	34	N46	28SE	66	N56	47NNW
3	N49	37SE	35	N56	18SE	67	N59	30NW
4	N48	19SE	36	N42	26SE	68	N50	39NW
5	N63	46ESE	37	N66	12ESE	69	N43	31NW
6	N57	10SE	38	N40	27SE	70	N44	40NW
7	N39	33SE	39	N41	13SE	71	N52	38NW
8	N57	25SE	40	N50	30SE	72	N46	26NW
9	N51	30SE	41	N41	32SE	73	N16	23ESE
10	N70	48SE	42	N44	26SE	74	N22	44ESE
11	N58	46SE	43	N60	23SR	75	N42	52SE
12	N62	42SE	44	N65	14ESE	76	N59	71SE
13	N54	31SE	45	N75	33NNW	77	N05	49E
14	N71	09SE	46	N82	28N	78	N32	46ESE
15	N60	28SE	47	N75	07NNW	79	N45	40SE
16	N56	30SE	48	N70	25NNW	80	N20	49ESE
17	N55	20SE	49	N80	46NNW	81	N32	48ESE
18	N43	36SE	50	N73	30NNW	82	N07	41E
19	N44	62SE	51	N57	03NNW	83	N30	36ESE
20	N50	26SE	52	N50	04NW	84	N46	42SE
21	N34	20ESE	53	N55	07NW	85	N12	32ESE
22	N76	20ESE	54	N61	07NNW	86	N23	20ESE
23	N44	29SE	55	N54	34NW	87	N05	30E

24	N55	29SE	56	N56	38NW	88	N09	38E
25	N52	20SE	57	N59	32NNW	89	N10	29E
26	N58	36WNW	58	N60	25WNW	90	N53	47NW
27	N51	40NW	59	N50	39NW	91	N45	36NW
28	N60	31WNW	60	N70	27NW	92	N62	32WNW
29	N74	32NNW	61	N5	24NW	93	N65	30WNW
30	N50	31NW	62	N63	28WNW	94	N97	77N
31	N47	36NW	63	N60	31WNW	95	N110	47ENE
32	N52	36NW	64	N49	17NW			

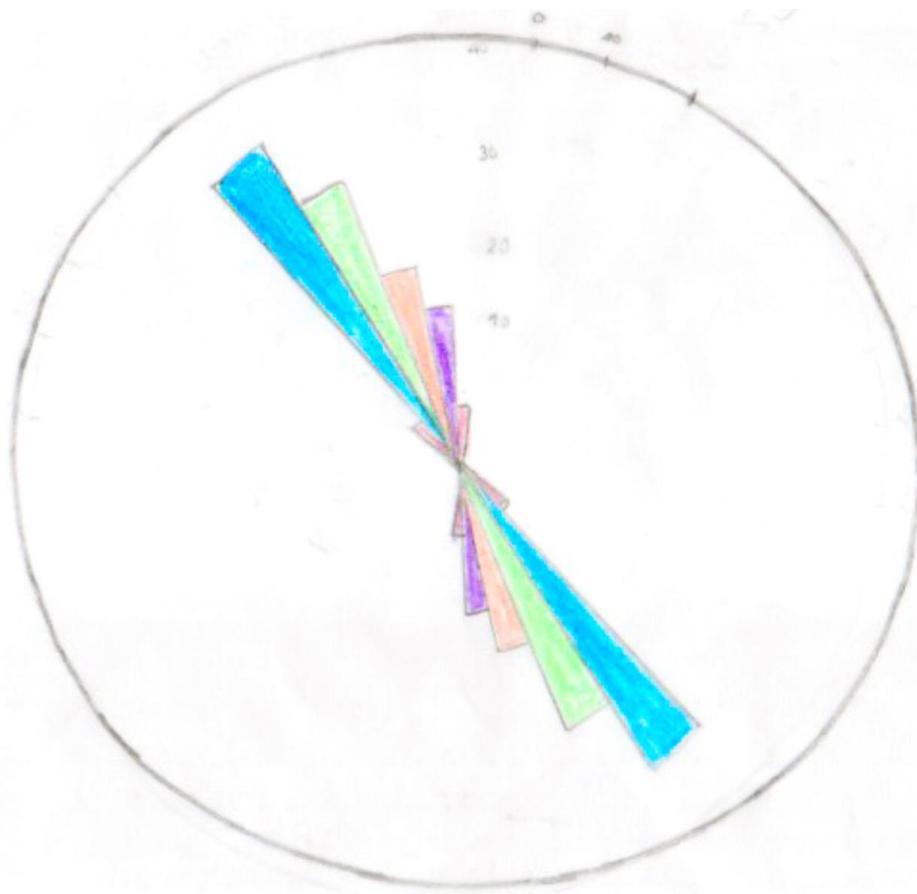
**Fig.III.1 : Récapitulatif des mesures de la fracturation dans le substratum (schiste, dolomie) de Djebel Lakhel (Madagh).**



**Fig. III.2 : Diagramme de la schistosité de flux (S0) Madagh.**



**Fig. III.3 : Diagramme d la schistosité de fracture (S1) Madagh.**



**Fig. III.4 : Diagramme de la schistosité de surface (S2) Madagh.**

## 2-Analyse de la déformation :

Le massif paléozoïque de Madagh affleure sous forme d'un anticlinal de direction NE-SW, s'étale sur une longueur de plus 10 km du SW au NE et sur une largeur de 4 km, en formant de vastes massifs montagneux. Il constitue une partie d'un grand ensemble structural à terrains primaires métamorphiques exhumés par le jeu de mouvements épirogéniques postérieurs à la mise en place des nappes tertiaires. Il est considéré, depuis les travaux de Fenet (1975) comme l'allochtone relatif de ces unités allochtones et notamment de « l'allochtone métamorphique carbonate » qui constitue l'ossature des « massifs à schistosité », à matériel jurassique et crétacé. Le matériel primaire montre une succession de trois phases explicatives qui ont été recoupées par des accidents récents qui ont joué à la faveur des phases tectoniques alpines.



**Fig. III.5 : Photo réelle du massif paléozoïque de Madagh (Stage terrain 2020**



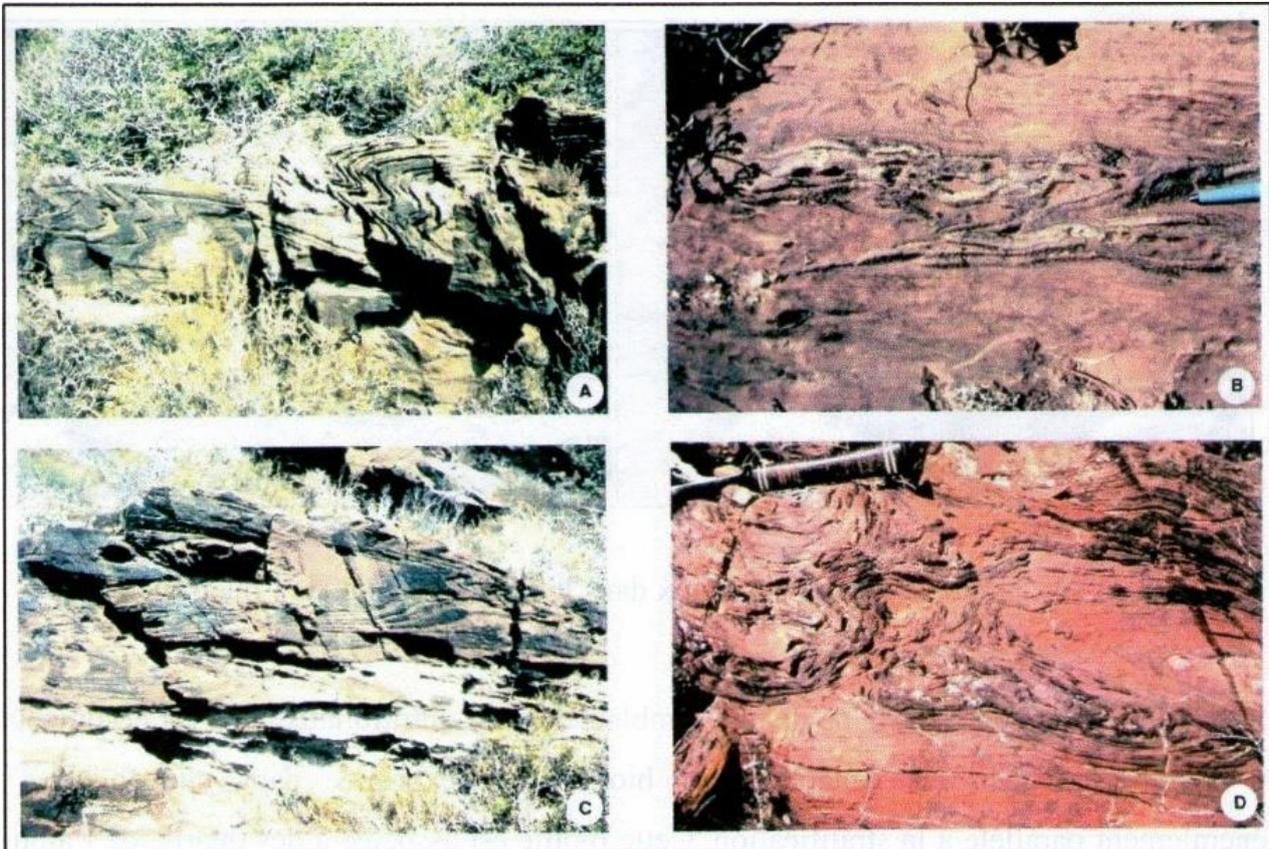
**Fig. III.6 : Photo réelle de la forêt de Madagh**



**Fig. III.7 : Vue panoramique (vers l'Est) de la cluse de l'anticlinal de l'oued Madagh (Au fond à droite) et des recouvrements de Miocène (en jaune).**

**A- La déformation ductile :**

Dans les schistes paléozoïques, les déformations ductiles relèves sont systématiquement dirigées vers l'ouest et sont généralement senestres. Ces déformations ne sont pas retrouvées dans les formations Méso-cénozoïques. Cizak (1993).



**Fig. III.8 : Exemples de plis semblables, disharmoniques, à charnière aigue dans l'ensemble A de la boutonnière paléozoïque de Madagh (secteur occidental du djebel El Akahl). (Cizak, 1993).**

**A et C :** Déformations de phase 1 ; plis anis opaques disharmoniques a charnière aigue, intrafoliaux.

**B :** Microplis de phase 1 ; intrafoliaux.

**D :** Figures d'interférence combinaison des déformations de la 1<sup>ère</sup> et de la 2<sup>ème</sup> phase à l'origine de disharmonies (ici proche du fluage).

Les unités structurales (A) et (B) décrites plus haut montrent trois phases de déformations souples a schistosité. A l'échelle du banc, les structures relèves dans l'ensemble schisto-gréseux (B) traduisent les effets d'une tectonique polyphasée : on distingue des plis semblables centimétriques a décimétriques, a charnière aigue (planche 1). Ces structures sont reprises par des plis semblables d'échelle métrique a pluri décamétrique,

quelque fois dispose en échelons sur des centaines de mètres comme on peut l'observer sur les versants nord sud du djebel El Akahl. A l'échelle de la lame mince, des structures moyennes et petites montrent aussi trois phases de plissements a schistosité (Centaine et al. 1984) : les deux plus anciennes phases sont accompagnées respectivement d'un métamorphisme épizonal dont l'intensité atteint, selon Fenet (1975), l'iso grade de la biotite (facies schiste vert).



**Fig.III.9 : Exemple de plis synschisteux dans le flysch dévonien de l'oued Madagh.**

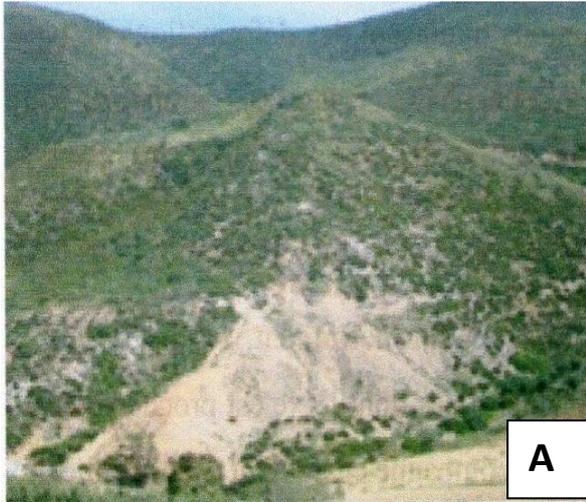
La première phase est à l'origine de plis semblables aigus, intrafoliaux. Elle est accompagnée du développement d'une génération de biotite bien exprimée dans une foliation S1 généralement parallèle à la stratification. Cette biotite est associée à des quartz, de l'albite et de la dolomite constituant une paragenèse qui indique un métamorphisme syncinématique méso zonal.

La deuxième phase est suivie de mouvements cisailant auxquels on attribue la plupart des contacts anormaux au sein de chacune des unités. Elle engendre des plis semblables étirés, soulignés par le quartz de la phase 1. Une schistosité de plan axial S2 est marquée par la séricite et le chlorite qui traduisent un métamorphisme épizonal provoquant aussi des rétro-morphoses de biotite de phase 1 en chlorite. Cette deuxième phase induit à une autre échelle, un premier boudinage qui déforme le quartz de première génération, l'apparition de quartz d'exsudation, des étirements et un laminage mis en évidence localement par des brèches. Ces manifestations traduisent des déformations de type cisailant synchrones ou légèrement postérieures à cette phase. Toutes ces structures sont modelées par au moins une troisième phase explicative a schistosité, et recoupées par des accidents

récents qui ont rejoué à l'Alpin.

La troisième phase P3 se manifeste par des micros chevrons qui déforment la schistosité S2. Cette phase est génératrice de plis concentriques décamétriques dont l'axe est proche de celui des plis de phase 2 mais dans des plans sécants. Elle s'accompagne également d'une schistosité de fracture de direction N060° déterminant une lineation d'intersection et d'un deuxième épisode de boudinage. Elle est sans doute responsable de l'allure en voute anticlinale que dessine le massif de Madagh. Des failles N 060° empruntent les plans de schistosité précédents. L'intensité de cet écaillage se manifeste notamment dans le djebel Houissy l'ensemble schisto-gréseux (B) affleure en boutonnière au milieu des formations schisto-quartzitiques attribuées au Carbonifère supérieur ; dans ce secteur, le contact anormal septentrional, à pendage faible vers l'Ouest, est souligné par une brèche fortement minéralisée, des copeaux de socle représentés par des roches claires (granite, gneiss, plagioclases ; (planche 2). Ces failles ont fonctionné par la suite en failles normales, puis, plus tardivement, en décrochements. Des contacts N 060° marquent aussi le chevauchement sur le Carbonifère de dolomies mésozoïques associées ou non à des schistes satins.

Dans les schistes noirs et verts sériciteux, à lentilles de quartz centimétriques des terrains « dévono-carbonifères » (unité A), on peut observer une déformation interne, relativement intense caractérisée par une schistosité E-W. On y voit des microplis à axes presque horizontaux, des plans de cisaillements portants des stries horizontales et des figures sigmoïdes (critères C/S) indiquant un jeu senestre et un chevauchement vers l'Ouest (Fig.14) Ces termes paléozoïques sont en contact avec les formations méso-cénozoïques par l'intermédiaire d'une zone de broyage (planche 2). La déformation interne de cette unité epimetamorphique montre une schistosité pénétrative et des axes de plis synschisteux fortement redressés. Dans le « Carbonifère » de Madagh (unité A), on peut observer un boudinage et des microplis. Le boudinage, post-plissement, s'observe dans les niveaux schisteux intercales dans les dolomies. Le quartz est affecté de microplis synschisteux.



**A**



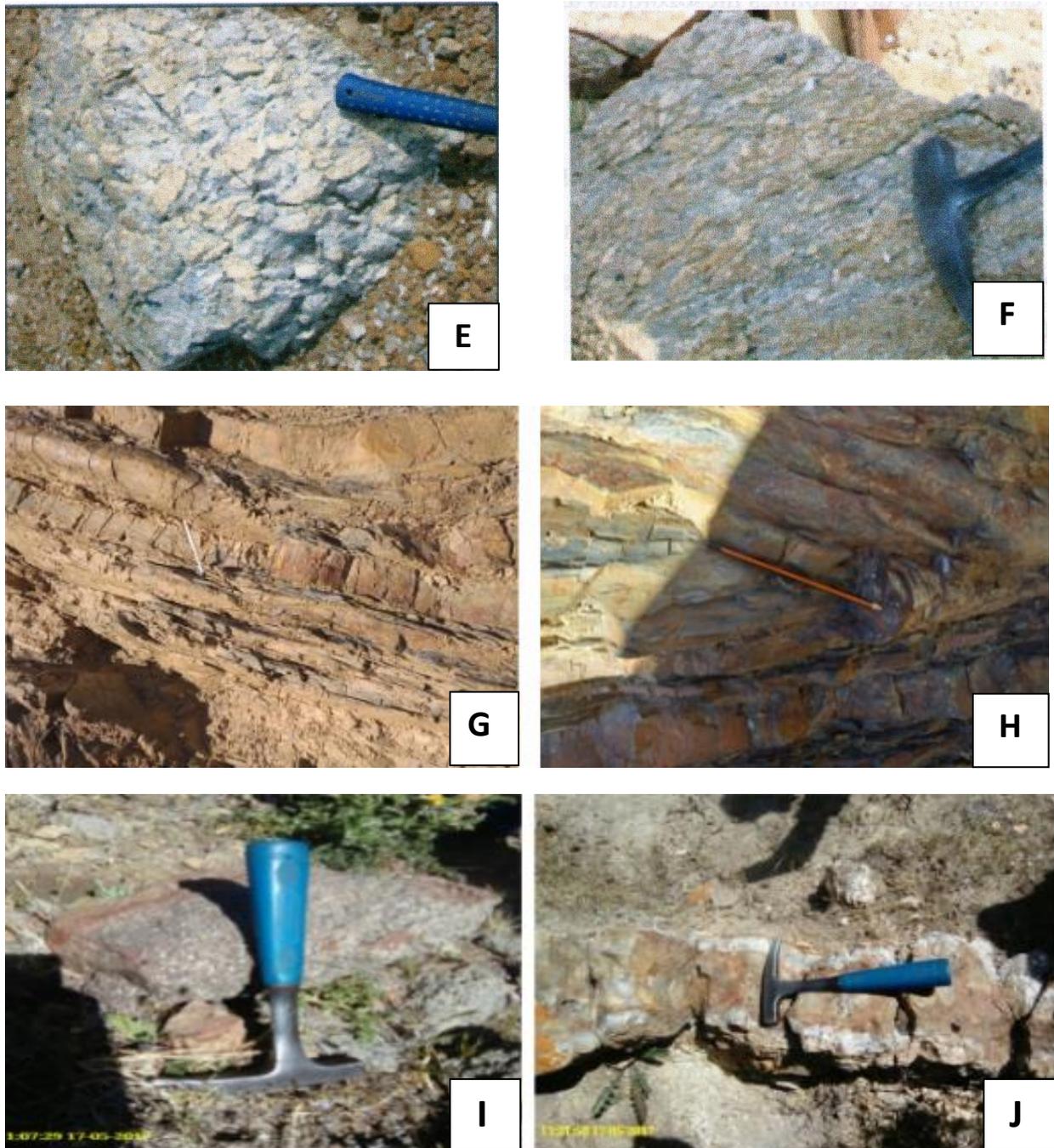
**B**



**C**



**D**



**Fig. III.10 : Photos montrant le chevauchement du Miocène par les schistes satinés paléozoïque d'Oued Madagh.**

**A** : Arrachements jaunâtres du Miocène surmontés de schistes gris paléozoïque (versant Nord du Djebel Akahl).

**B** : Lentille granitique du socle cristallin.

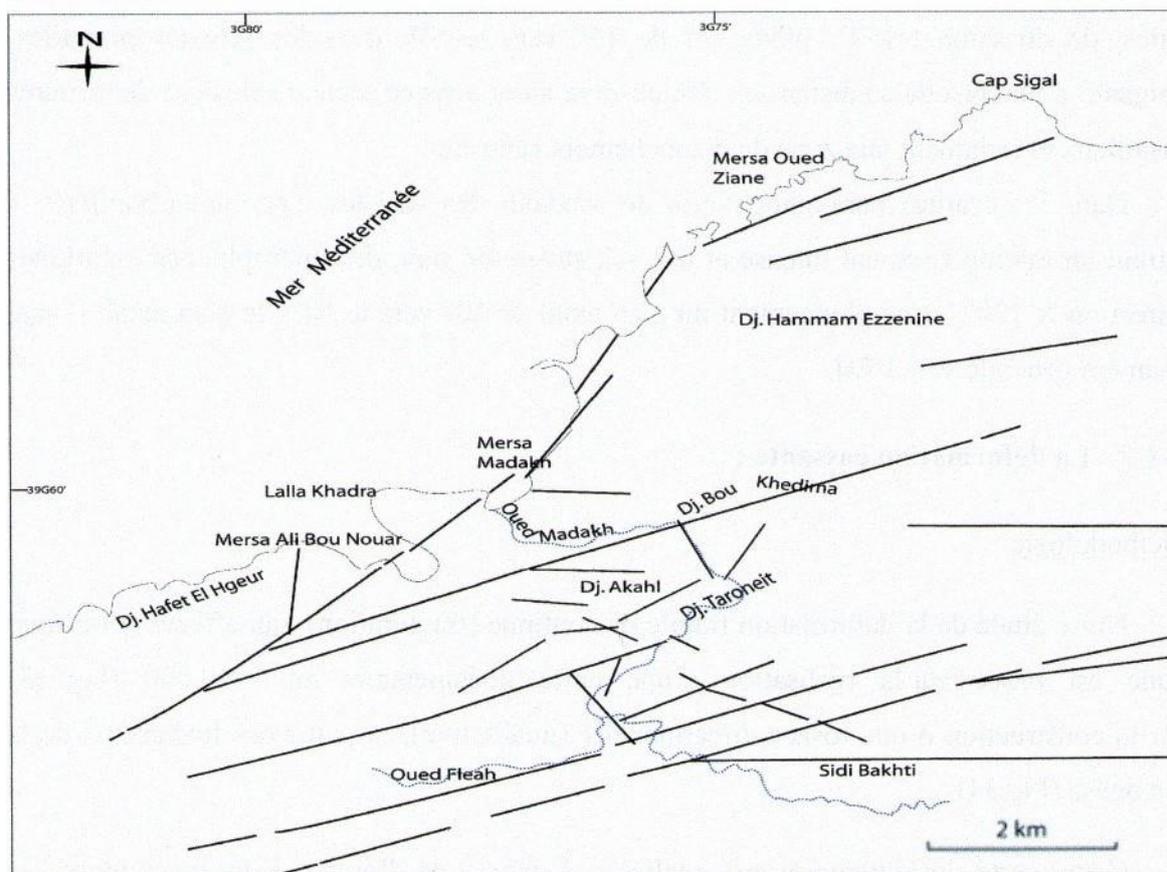
**C** : Niveaux bréchiques soulignant le contact anormal paléozoïque/Miocène.

**D** : Affleurement de Miocène redressé sous le contact chevauchant.

- E** : Bloc de pegmatite de plagioclase.
- F** : Fragment de gneiss du socle cristallin.
- G** : Les bancs.
- H** : Les plis.
- I** : Brèche andésite altéré.
- J** : Dyke a porphyre.

### **B- La déformation cassante :**

Cette carte linéaire a été réalisée, à partir de l'étude d'un assemblage de photographies aériennes au 1/40.000 qui consiste à reporter sur un calque tous les linéaments identifiés sur les photographies aériennes à l'aide d'un stéréoscope à miroir.



**Fig. III.11 : Carte linéaire de la région de Madagh en 1/40 000**

Ces linéaments correspondent à des structures tectoniques cassantes. Tous les linéaments

identifiées sur la carte lineamentaire sont classées selon leurs directions en 18 classes de  $10^\circ$ , depuis  $0^\circ$  jusqu'à  $179^\circ$ . À partir des données de ce tableau, et à l'aide d'un logiciel connu sous le nom de "Stéonnet", la projection de ces classes permet d'aboutir à une rosace, en fonction des directions et des longueurs des linéaments. Ces mesures de directions sont définies par rapport au Nord géographique (N, N %). Les linéaments déterminés sur les photographies géologiques aériennes et représentés sur la carte lineamentaire sont classés selon leurs directions par rapport au Nord géographique dans le tableau suivant :

Classes	N (Lineaments)	N (%)	L (m)	L (%)
$0^\circ-9^\circ$	2	5.12	37	2.29
$10^\circ-19^\circ$	0	0	0	0
$20^\circ-29^\circ$	3	7.68	95	5.89
$30^\circ-39^\circ$	1	2.56	13	0.80
$40^\circ-49^\circ$	0	0	0	0
$50^\circ-59^\circ$	3	7.68	70	4.34
$60^\circ-69^\circ$	3	7.68	80	4.96
$70^\circ-79^\circ$	6	15.36	605	37.51
$80^\circ-89^\circ$	3	7.68	110	6.82
$90^\circ-99^\circ$	8	20.48	288	17.85
$100^\circ-109^\circ$	1	2.56	27	1.674
$110^\circ-119^\circ$	1	2.56	55	3.41
$120^\circ-129^\circ$	3	7.68	79	4.89
$130^\circ-139^\circ$	0	0	0	0
$140^\circ-149^\circ$	2	5.12	47	2.91
$150^\circ-159^\circ$	2	5.12	57	3.53

160°-169°	1	2.56	48	2.97
170°-170°	0	0	0	0

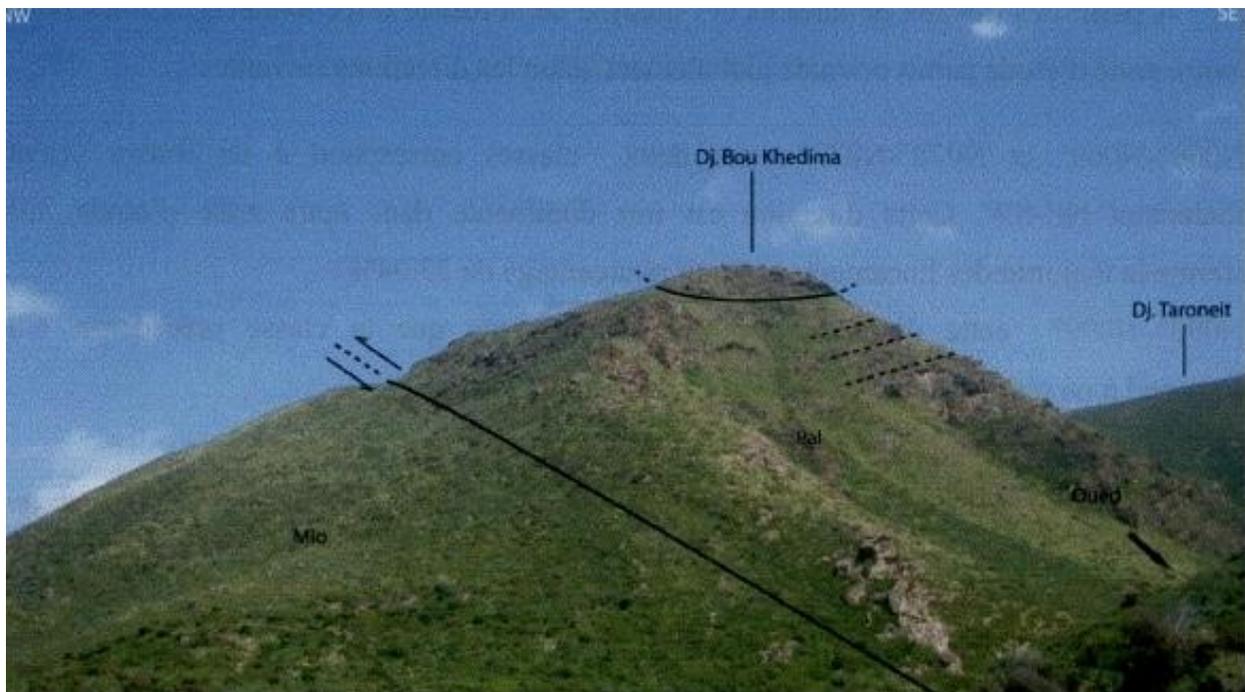
**Fig. III.12 : Tableau de classification des directions des linéaments de la trame dense. Sidi Saïd (2011)**

**N**: nombre de linéaments selon la direction.

**N%** : pourcentage du nombre des linéaments de chaque classe par rapport au nombre total.

**L** : longueur cumulée des linéaments selon la direction.

**L%** : pourcentage des longueurs cumulées des linéaments de chaque classe par rapport à la longueur cumulée totale.



**Fig. III.13 : Superposition d'unité tectonique du Djebel Bou Khedima  
Au sommet, loupe de calcaires jurassiques surmontant les dolomies du carbonifère ;  
l'ensemble chevauchant vers le NW les marnes des Miocène post-nappe.**

## II-Structurologie de la region de Tafraoui :

L'étude structurale de Tafraoui est basée essentiellement sur les données microtectoniques prises sur le terrain. Ce site est affecté par une schistosité importante, dont il nécessite une étude approfondie pour déterminer le nombre et la nature de différentes phases tectoniques ayant affecté la région.

Cette dernière a mis en évidence une révision structurale ponctuelle de certains sites tout en essayant de montrer la nature de mouvement tectonique ayant structurés la région de Tafraoui.

### 1-Analyse structurale de la Schistosité :

Le massif de Tafraoui comprends deux types de schistosité sur le terrain :

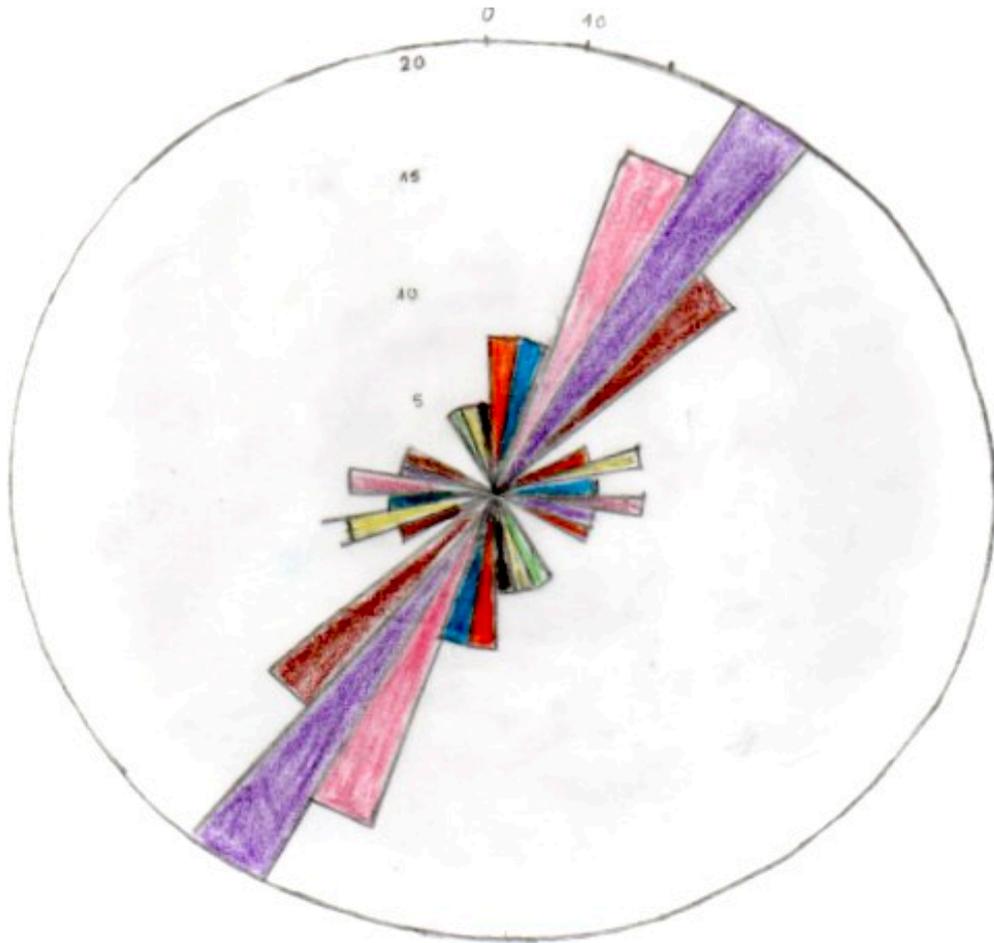
- **la schistosité de flux** dans les niveaux schisteux (parallèle à la stratification)
- **la schistosité de fracture** dans les niveaux gréseux (perpendicularité à la stratification), cette disposition est liée au degré de compétence de la roche.

Les observations géologiques sur le terrain, ainsi que le traitement de ces données, ont servi à préciser la nature de la schistosité affectant ce site et les mesures de cette dernière sont regroupées dans le tableau ( **Fig. III.14**).

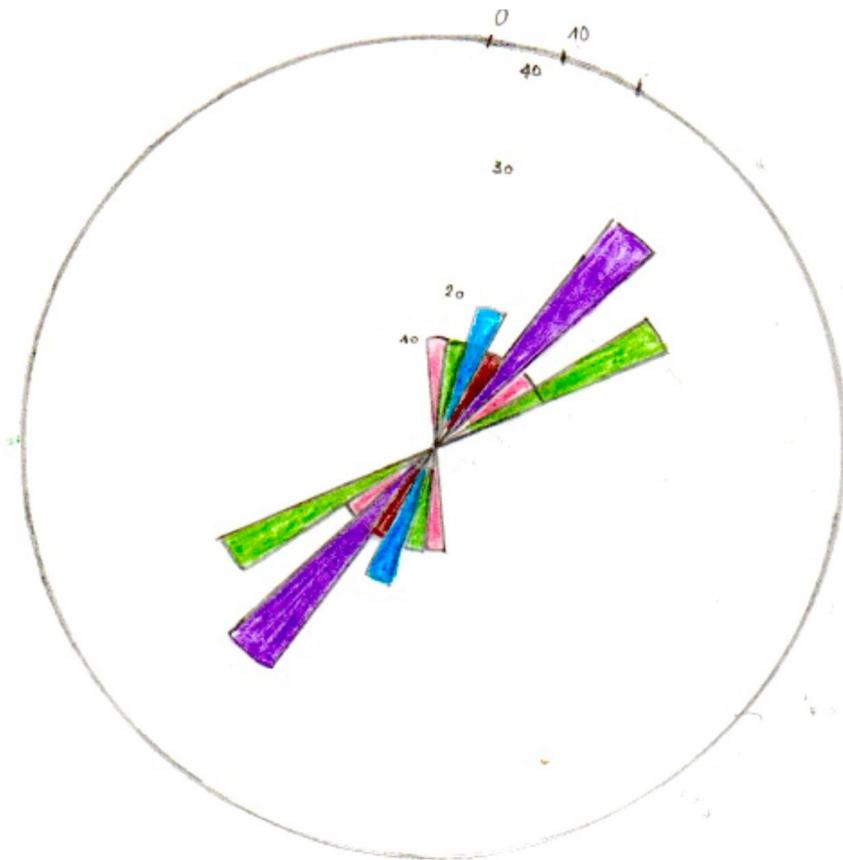
la schistosité S0			la schistosité S1		la schistosité S2	
N°	Direction	Pendage	Direction	Pendage	Direction	Pendage
1	N91	30S	N53	20SSE	N118	58SSW
2	N110	35S	N55	20SSE	N112	60SSW
3	N80	42SE	N57	23SSE	N155	65W
4	N100	33S	N60	25SSE	N157	63W
5	N10	35S	N40	37SSE	N160	61W
6	N80	22S	N35	30ESE	N1	60W
7	N82	20S	N10	33ESE	N5	55W
8	N47	30SSE	N15	30ESE	N04	52W
9	N45	30SSE	N18	38E	N30	80ESE
10	N160	37E	N10	46ESE	N25	75ESE
11	N170	38E	N31	45ESE	N28	80ESE
12	N33	40ESE	N33	40ESE	N106	70NNE
13	N30	42E	N40	50E	N15	75ESE
14	N30	42E	N54	23SE	N85	70ENE
15	N63	35E	N28	15SE	N90	50NNE
16	N180	20E	N15	16E	N165	42WSW
17	N50	25SE	N40	19SE	N25	23WNW
18	N36	20SE	N28	09ESE		
19	N20	15SE	N175	44E		
20	N10	15SE	N50	15NW		
21	N40	19SE				
22	N28	19SE				
23	N32	25SES				

24	N46	21SE				
25	N120	28SW				
26	N30	21ESE				
27	N34	26SE				
28	N27	23ESE				
29	N15	16E				
30	N36	26ESE				

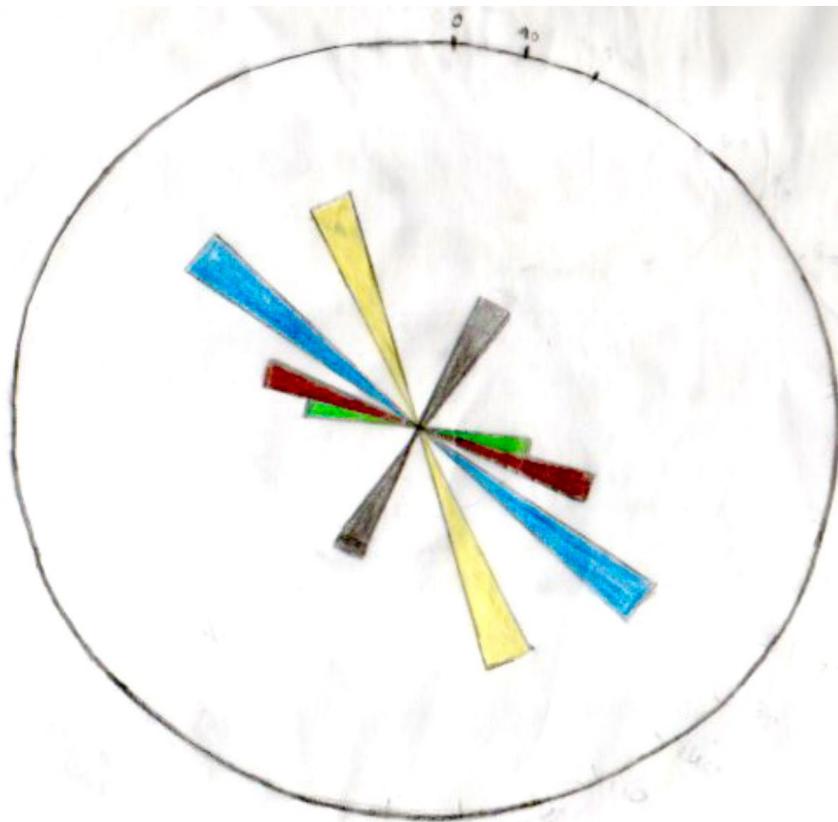
**Fig. III.14: Tableau des mesures de la schistosité de flux, de fracture et la surface de stratification deTafraoui.**



**Fig III.15 : Diagramme de la schistosité de flux (S0) de Tafraoui**



**Fig III.16 : Diagramme de la schistosité de fracture (S1) de Tafraoui**



**Fig III.17 : Diagramme de la schistosité de la surface (S2) de Tafraoui**

## **2-Analyse de la déformation :**

Certaines structures sont représentées par une tectonique souple qui affecte le substratum, elles sont marquées par des plis et des microplis.

D'autres sont marquées par une tectonique cassante affectant la couverture et le substratum. Elles sont soulignées par des failles et des diaclases. Quelques plans de schistosité ont été aussi bien distingués sur les affleurements.

### **A-La déformation ductile :**

Les éléments structuraux ductiles des massifs de Taфраoui et de Madagh ont été projetés dans le canevas de Schmidt et de Wulff.

Dans ce secteur, l'analyse structurale a porté sur la fracturation des formations schisteuses.

La projection stéréographique de la fracturation des schistes de Taфраoui montre une distribution unimodale des polaires selon un seul maximum.

Cette répartition permet de définir un pôle moyen correspondant au plan moyen d'une direction unique de la fracturation de ce secteur.

Le pendage faible, de l'ordre de  $20^\circ$ , de ce plan moyen indique qu'il pourrait correspondre à un contact chevauchant.

### **B-La déformation cassante :**

La détermination des directions moyennes de la fracturation dans les secteurs d'étude nécessite un traitement statistique de toutes les mesures de directions obtenues sur le terrain.

En dépit de l'insuffisance des mesures pour leur interprétation statistique, on a essayé toutefois de reconstituer les directions moyennes des fractures dans les massifs schisteux côtiers de l'Oranie.

Les directions moyennes des fractures dans les massifs schisteux côtiers de l'Oranie peuvent être reconnues en 4 classes, elles correspondent à 4 directions privilégiées moyennes de la fracturation :

- La direction moyenne orientée à N20
- La direction moyenne orientée à N40
- La direction moyenne orientée à N70

-La direction moyenne orientée à N140.

Les directions moyennes N20 et N40 sont communes aux schistes et aux quartzites. En revanche, la direction moyenne N70 affecte les quartzites et celle orientée à N140 caractérise les schistes.

### **III- Etude comparative et interpretation structurologique :**

- **Massif de Tafraoui :**

La projection de l'ensemble des données structurologiques dans le canevas de Schmidt et de Wulff a permis de faire des comparaisons entre les différents éléments structurologiques dus à une tectonique compressive.

En effet la projection de l'ensemble des mesures structurologiques dans le canevas de Wulff a permis la projection des rosaces.

En effet la schistosité (S0) appelée aussi le plan de stratification (figA1) ainsi que la schistosité de flux (s1) (figA2) révèle un parallélisme témoignant la présence de plis cylindrique dont la charnière a été érodée (Berrenou et Kentar 2009).

L'orientation principale de contrainte compressive ayant favorisée la formation de la schistosité de stratification (S0) et de flux (S1) est orientée NS/SW.

Par contre la schistosité de fracture notée (S2) révèle une orientation (figB) NNW/SSE

En définitive les diagrammes de rosaces du massif de Tafraoui révèle un parallélisme entre (S0) et (S1) témoignant une contrainte compressive ayant affectée le socle cristalophyllien. Elle a favorisée la formation de plis de type cylindrique.

- **Massif de Madagh**

Les mesures structurologiques prises dans le massif de Madagh montrent dans le canevas de Wulff (fig C1) et (fig C2) direction principale orientée NE/SW.

Ceci témoigne la présence de failles compressives responsables du plissement observé dans les monts de Taroneit et de Djebel Lakhel.

Par contre la schistosité de fracture notée S2 révèle une orientation principale des rosaces NW/SE.

La présence de diaclase et de filons de Quartz témoignerait un réseau de failles normales responsable de leur mise en place.

La comparaison des canevas de Wulf (rosaces) du massif de Tafraoui de Madagh revele une similitude dans la direction principale des rosaces.

En effet les rosaces obtenues dans le massif de Tafraoui et de Madagh montrent un parallilisme entre les directions principales des contraintes pour la schistosité (S0) et (S1).

Les fillons de Quartz et les diaclases reflectent une distantion ayant affectée le massif de Tafraoui et le massif de Madagh.

## CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE

L'étude structurale a permis de mettre en évidence dans le massif de Tafraoui et de Madagh:

- La présence de phases tectoniques compressives. Cette dernière a mis en évidence un plissement qui a favorisé la mise en place de plis cylindriques.

- Un réseau de failles de différentes échelles a affecté le socle et la couverture dans les deux massifs.

- La schistosité se présente souvent dans le niveau schisteux, quand on peut remarquer que cette dernière est plus ou moins parallèle à la stratification des strates. Cette dernière procède de deux directions la première est vers NE/SW.

- Les filons témoignent de la présence de failles distensives.

- La superposition des canevas de la projection des failles et des plis, nous a permis de dire que l'une de ces phases de plissement est liée à l'orogénèse alpine et l'autre est due à l'orogénèse hercynienne.

L'étude structurale a permis de mettre en évidence dans le massif de Tafraoui :

- Trois types de schistosité ont été observés sur le terrain (S0, S1, S2).

- La phase compressive a mis en évidence des plis de type cylindrique dans les deux massifs.

- La phase compressive ayant favorisé la formation du plan de stratification (S0) et schistosité de flux est orienté NE/SW dans les deux massifs de Tafraoui et de Madagh.

Par contre la tectonique cassante qui a mis en évidence la schistosité de fracture ainsi que les diaclases et les filons de Quartz est orientée NW/SE.

# CHAPITRE IV : CONTEXTE GEODYNAMIQUE



**I - Introduction géodynamique :**

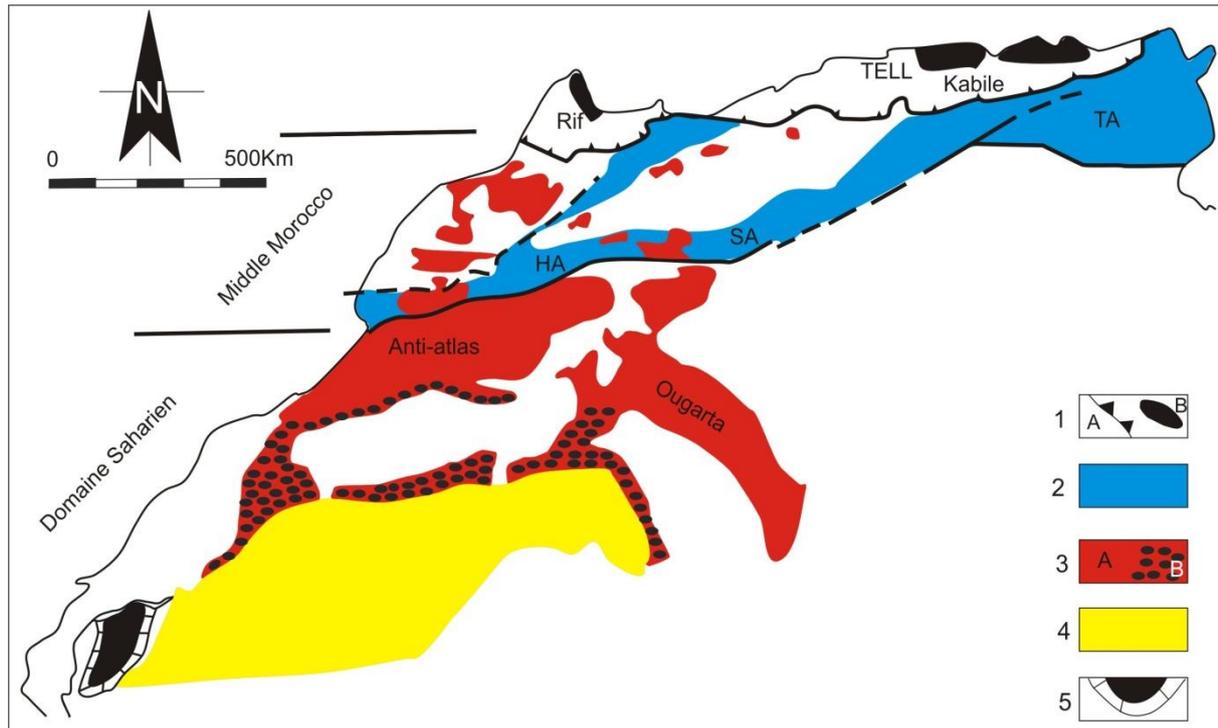
Ce chapitre est une synthèse des données tirées de bibliographie, concernant l'approche géodynamique complexe des massifs côtiers du tell Oranais, dans leur cadre nord-africain .la complexité de cette approche provient de l'histoire étalée dans le temps de ces massifs qui ont enregistré aussi bien les effets de l'orogénèse hercynienne que ceux de l'orogénèse Alpine.

C'est au cours de l'Hercynien que la Meseta orientale a acquis l'essentiel de sa structure. Durant ce période coexistaient trois domaines géodynamiques différents.

- un axe orogénique (au Maroc et au Nord de l'Algérie),
- une avant-fosse fortement subsidence (Maider-Tafilelt-Bechar),
- un domaine cratonique stable (la Plateforme Saharienne).

Le passage Dévonien-Carbonifère correspond à une régression généralisée. Pour Fabre et Mousine-Pouchkine (1971), cette chute (régression) aurait un lien avec la première glaciation gondwanienne, mais les données actuelles suggèrent que celle-ci se serait produite un peu plus tard, au Visée-Namurien (Conrad, 1984). Depuis, cette régression est expliquée beaucoup plus par le cadre tectono-sédimentaire, qui est enregistré un peu partout au Maroc (Fabre, 2005) et dans la Plateforme Saharienne par le jeu positif des moles, comme la mole de Tihemboka (Conrad 1984).

En Algérie du Nord, le Paléozoïque est fragmentaire et ne laisse que quelques témoins éparpillés. Il affleure essentiellement sous forme de boutonnières dans la Meseta oranaise et comme substratum dans les zones internes.



**Fig.IV.1 : Subdivision structurale de l'Afrique du Nord et positions des terrains paléozoïques (Hoepffner, 2005).**

1- Chaîne tello-rifaine. a) front sud de la chaîne ; b) paléozoïque des zones internes ; 2- Atlas Saharien (HA : Haut Atlas, SA : Atlas Saharien ; TA : Atlas Tunisien ; MA : Moyen Atlas) ; 3- Paléozoïque, a) déformé à l'Hercynien ; b) non déformé ; 4- Craton Ouest Africain (Massifs archéen et protérozoïque) ; 5- Mauritanides allochtones.

## II- Le passage Dévonien-Carbonifère En Oranie :

En Oranie, le Paléozoïque occupe de modestes affleurements localisés dans des massifs littoraux. Ces massifs sont intégrés dans un ensemble structural globalement allochtone. Ils s'intègrent dans le cadre géodynamique de la Meseta marocaine orientale (Cizak, 1993).

Le Dévonien supérieur est caractérisé par l'ouverture de bassins issus d'un mouvement divergent contrôlé par des cisaillements E-W et N 070°- 080° du faisceau Rabat-tiflet (Hoepffner, 1987) à NE-SW. Ces bassins présentent une sédimentation de type flysch associée à un complexe conglomératique.

La phase bretonne correspond au début de la fermeture des bassins de flysch qui continue jusqu'au Viséen supérieur. Elle présente un style de déformation commun à tout le domaine hercynien, avec une vergence des structures souples vers l'Ouest. Dans la Meseta orientale et probablement dans le massif des Traras, elle est exprimée par deux épisodes de plissement

synschisteux isopaques successifs, qui se réalisent dans un contexte de métamorphisme général faible. La première phase est une phase d'écaillage accompagnée d'un métamorphisme marqué par des paragenèses qui peuvent comporter de la biotite.

La deuxième phase engendre des plis couches, cisailles, associés à un métamorphisme épizonal qui induira localement le facies schistes-verts. Cette déformation est accompagnée du soulèvement d'une grande partie de l'Afrique nord-occidentale.

Le Carbonifère commence avec un poudingue polygénique contenant du matériel dévonien sur une surface de discordance.

Selon Hoepffne (1987), les analyses géochimiques des laves dinantiennes de la Meseta marocaine suggéreraient un cadre paléogéographique dans lequel la Meseta orientale serait en position de marge active sous laquelle plongerait une plaque océanique. La subduction serait liée à la phase bretonne (Cizak, 1993).

### **III-Signification et mode d'affleurements des roches basiques et ultrabasiques de Madagh**

Elles sont bien représentées dans de nombreux massifs de la frange septentrionale de l'Algérie. Elles affleurent soit au sein de massifs de type alpin ou de massifs de haute température, qui sont les témoins d'un manteau écaillé ou de fragments ophiolitiques (ex : Cap Bougaroun, Eddough), soit sous forme de lentilles de serpentinites qui sont souvent associées aux massifs paléozoïques. On peut également les retrouver en nodules inclus dans les formations du Trias ou sous forme de xénolites mantelliques ultramafiques renouées par le volcanisme alcalin plio-quadernaire. Seules les serpentinites ont été retrouvées dans le massif de Madagh. Les autres affleurements de « roches vertes » du Nord de l'Algérie sont brièvement décrits ; certains d'entre eux seront comparés aux serpentinites de Madagh.

- **l'Hercynien des massifs cristallophylliens oranais:**

La paléogéographie du Dévonien est dirigée par une tectogenèse en distension (transtension) en relation avec l'ouverture de la Paleotéthys vers l'Est. Dans ce système divergent, probablement contrôlé par les directions E-W de la génération du faisceau de Rabat-Tiflet (Maroc), le mouvement latéral des décrochements dextres N 0700-080° qui orientent les domaines sédimentaires, détermine une mosaïque de zones effondrées (bassins en transtension ; Hoepffner, 1987). Il s'y développe les fascias turbiditiques au Dévonien moyen dans les boutonnières oranaises. Le modèle que nous présentons pour illustrer révolution

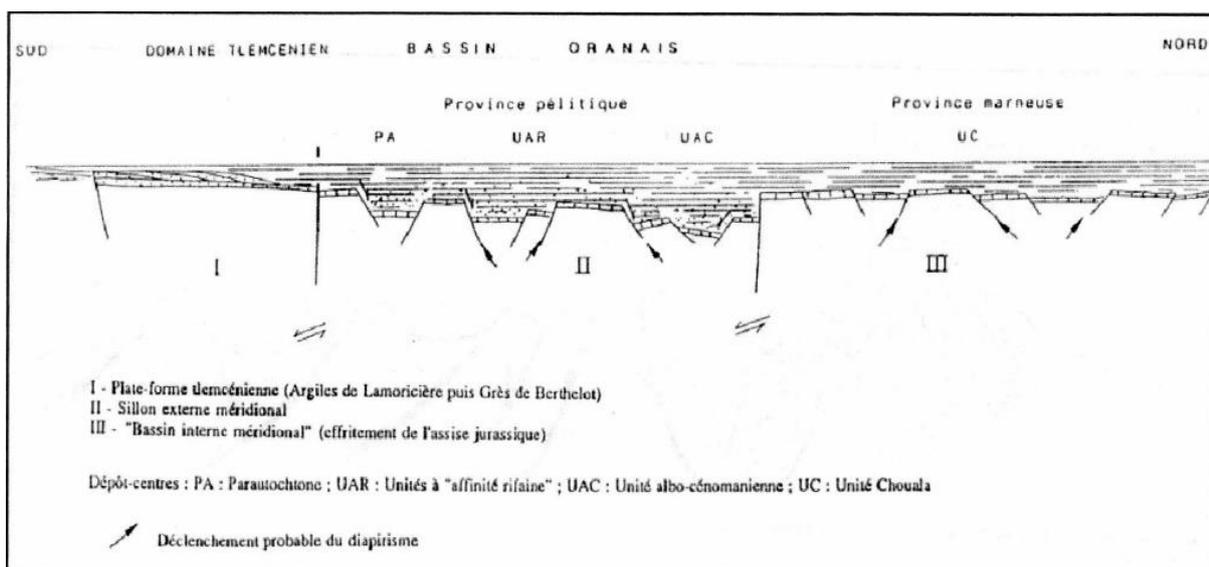
Géodynamique de la région de Madagh est un montage inspiré à la fois du modèle de la Meseta marocaine septentrionale (zone Rabat-Tiflet ; Hassani, 1987), pour des raisons de similitude de faciès et de paléogéographie, et du modèle d'amincissement lithosphérique retenu pour les Pyrénées (Dauteuil, 1989). Dans notre modèle, nous apportons quelques retouches, notamment sur la présence de roches basiques à la limite manteau-croûte inférieure, et une différenciation entre granite calédonien décrit dans la Meseta marocaine (y1 ; Hassani, 1987) et un granite hercynien connu dans le Tell oranais (Abdelhalim, 1970). En ce qui concerne les roches basiques, nous avons montré que les serpentinites de Madagh étaient issues d'un protolithe mantellique, qui serait probablement une lherzolite (ou harzburgite) à spinelle. Nous pensons aussi qu'elles ont été impliquées lors de la fermeture du « bassin de Madagh », et ont subi une première phase de transformation (boudinage, hydratation) avant d'être reprises à l'Alpin. A Madagh, on les retrouve au niveau des contacts anormaux qui n'impliquent pas le socle cristallin ; celui-ci est, par contre, largement représenté sous forme de lentilles de granites et de gneiss dans les accidents alpins. Comme on le verra dans ce qui suit, pour expliquer cette situation, l'absence de serpentinites et la présence de roches d'affinité granitique dans les contacts anormaux alpins peut s'expliquer par la consommation probablement totale à l'Hercynien d'un corps ultramafique enfoui en profondeur, le socle cristallophyllien, alors pratiquement dénudé, pouvant être repris à l'Alpin. Par ailleurs, à Madagh, deux types de schistes coexistent, l'un satin et l'autre ayant conservé ses caractères sédimentaires (flysch dévonien).

- **Le Trias des massifs anciens oranais :**

Les massifs anciens de Madagh et de la Montagne des Lions montrent des faciès particuliers du « complexe bréchiq » à matériel « triasique » qui suggèrent plutôt l'existence d'une zone déprimée très étendue, subsidence, ou se développent des évaporites sur de fortes épaisseurs, reposant en grande partie directement sur le socle cristallin (Polveche, 1960). Cette zone accidentée est alignée avec les « horsts méridionaux suivant une direction NE-SW (Fenet, 1975). Ces massifs conservent des témoins très limités d'une sédimentation détritico continentale « permotriasique ou d'incursion marines méso triasiques. Le Trias correspondrait à une période marquée par les manifestations d'une tectogenèse en distension particulièrement active. Ces mouvements induisent non seulement des zones effondrées mais aussi un volcanisme effusif pendant une période qui se prolonge vraisemblablement jusqu'au début du Lias.

- **L'Alpin des massifs anciens oranais :**

Les grands accidents qui découpent l'édifice tellien contrôlent la sédimentation des blocs bascules (Kireche, 1992). Ils fonctionnent par la suite en décrochements et en chevauchements lors des phases compressives de plissement puis de charriage. Ils sont un héritage africain (NNE-SSW) et atlantique (E-W). Ils ont fonctionné du Trias jusqu'au Sénonien en failles listriques (Fig. 23a, 23b, 23c ; Cizak, 1993) associées probablement à une faille de détachement, provoquant un amincissement crustal et amenant les séries mésozoïques en contact de la crâne profonde, source de chaleur et de métamorphisme. Le rôle de ces accidents est également important dans les écaillages cristaux à l'origine de l'introduction des blocs de base de crâne dans les terrains triasiques (amphibolites, lherzolites, etc.). Les accidents subméridiens sont un héritage gondwanien et les E-W induits par l'ouverture de l'Atlantique ; ils constituent un réseau pégnatique qui quadrille tout le Nord du bâti africain selon un découpage transversal et longitudinal. Ce réseau est sollicité lors des mouvements transtensifs puis transgressifs entre la Plaque Afrique et le Bloc Médian mesoméditerranéen. Ces accidents guident la sédimentation durant toute l'histoire alpine à partir du Trias. Ils s'organisent parfaitement dans un système décrochant. Les accidents N 090° contribuent à l'édification de la « gouttière » nord-africaine, les N 020° individualisent des zones et sous-zones dans la marge, particularisant certains faciès entre autres.



**Fig.IV.3 : Essai de reconstitution palinspatique de la marge tellienne oranaise au néocomien (Cizak, 1993)**



**IV- CONCLUSION :**

Les terrains paléozoïques qui affleurent au nord de la ligne Sud-Atlasique constituent la chaîne varisque d'Afrique du Nord. Le découpage en zones structurales, séparées par des zones de cisaillement, résulte d'une évolution polyphasée comprenant des événements prévarisques (450-430 Ma), très localisés, qui se rattachent au cycle calédonien, et des événements varisques ou trois grandes étapes peuvent être distinguées : Eovarisque (370-360 Ma), Mesovarisque (330-320 Ma) et Neovarisque (300-290 Ma), suivies par les événements tardi-Varisques (Permien inférieur-Trias). L'évolution varisque se déroule dans un contexte géodynamique de type transgression-transgression, contrôlant l'ouverture, puis la fermeture des bassins devono-carbonifères. Le raccourcissement est accommodé par des plis synschisteux et des décrochevements associés à un métamorphisme de faible à moyen degré, caractéristiques des zones externes des orogénies. Il n'y a pas d'argument qui indique l'existence d'une lithosphère océanique au Paléozoïque. Les événements d'amincissements crustaux enregistrés à des périodes variées, du Cambrien au Carbonifère, n'ont pas conduit à la formation d'une croûte océanique connue en Afrique du Nord. L'absence de croûte océanique dans les séries paléozoïques, et donc de zone de suture, suggère que l'Afrique du Nord est une partie intracontinentale de l'érogène varisque, qui a évolué près de la bordure du craton Ouest-Africain (Hoepffner et al, 2006). Cependant, quelques modèles géologiques, basés sur le magmatisme carbonifère, sont en faveur de l'existence de cette croûte océanique (Boulin et al. 1988). Un domaine océanique, plus ou moins large, aurait séparé la Meseta de la Plate-forme saharienne pendant le Paléozoïque précoce.

## **Conclusion Générale :**

L'atlas Tellien, le rif et la mer d'Alboran est une zone charnière entre la plaque africaine et celle d'Eurasie. Les travaux de McKenzie (1972), Tapponier (1977) et Dewey et al. (1989) in Maghraoui et al. (1996) considèrent cette région comme étant une limite de plaque tectonique au sein du bassin Méditerranéen.

Sur le plan géodynamique, la tectonique régionale semble être liée à l'orogénèse Alpine. Les études antérieures de différents géologues confirment que la néotectonique affectant l'Afrique nord occidentale résulte du rapprochement NW-SE de la plaque africaine et celle de l'Eurasie, par rapport au décrochement principale d'Alboran, au niveau de la Méditerranée qui fonctionne senestre. Ce dernier constitue le résultat d'une rotation senestre de l'Afrique par rapport à l'Eurasie.

Les observations géologiques de terrain, ainsi que l'analyse des données microtectoniques par les méthodes de projection stéréographique, nous ont permis de mettre en évidence les résultats suivant :

L'étude géologique de la région d'Oran révèle que cette dernière est représentée par un substratum anté à synchro-nappes d'âge Jurassique et Crétacé. Ce dernier est constitué essentiellement par des schistes, de quartzites et de calcaire qui affleurent au niveau des massifs côtiers d'Oran.

En revanche la couverture post-nappe, d'âge Mio-plio-quaternaire, est constitué par des grès, conglomérats et des marnes. Ces derniers s'installent dans les parties basses de la région d'Oran. Le substratum et la couverture ont été affectés par une tectonique polyphasée de l'orogénèse Alpine.

Cette dernière est responsable des discontinuités tectoniques d'origine compressive, la direction de raccourcissement compatible avec ces structures est majoritairement NW-SE, cette direction répond conformément à l'ensemble des fractures.

Notons que la région d'Oran a enregistré, durant le Plio-quaternaire, l'effet d'une néotectonique active de type compressive de direction NW-SE (Thomas, 1985). D'après notre étude cette phase de compression se manifeste au niveau des sites étudié suivant la même direction. Additivement à cette compression, nous enregistrons également un mécanisme transtensif E-W. Ce dernier peut être les résultats d'un cisaillement important existant entre les plaques africaine et celle de l'Eurasie.

La tectogénèse pré –atlasique : regroupe tous les mouvements tectoniques ayant affecté le socle pendant la période de sédimentation de la couverture secondaire .Ces mouvements sont décelés grâce aux perturbations provoquées au cours de la subsidence.

Ils concernent les failles N20 et N50 qui jouent ainsi en régime distensif et permettant l'individualisation des bordures orientale et occidentale des Traras respectivement du Trias au Jurassique moyen et du Jurassique supérieur au Crétacé.

La tectogénèse atlasique : concerne les mouvements qui sont produit pendant l'émersion définitive de la région, au Crétacé supérieur, et la transgression miocène.

Les structures observées sont à rapporter à trois phases tectogéniques essentielles.

-La première phase majeure de tectogénèse d'âge Eocène agit en compression. Elle est responsable de l'ébauche des principaux plis de grande envergure qui déforment la région.

-La seconde phase d'âge Oglio-Miocène se révèle d'une très grande importance dans l'édification architecturale de la région .Elle est distensive et permet l'individualisation de horsts et de grabens grâce aux rejeux verticaux importants des accidents principaux N50 et pour une moindre part N20.

-La dernière phase est compressive .Elle débute au miocène supérieur et ses effets s'étendue jusqu'au quaternaire .Elle se manifeste par des rejeux d'accidents en mouvements décrochant et par des déversements des structures plissées des phases atlasiques antérieurs.

## **BIBLIOGRAPHIE**

**Belhai, D (1996)**-Evolution tectonique de la zone ouest algéroise (Ténès-Chenoua) Approche stratigraphique et structurale. Thèse Doctorat d'état. FSTGAT.USTHB. Alger.

**Bellon.H Guardia.P et Magné ; J., (1984)**-Les associations volcaniques du Miocène Supérieur de la région oranais (Algérie occidentale).Conséquences géodynamiques. *Géol.Méditerranéenne.XI.255-264*

**ALLOUCHE (1999)** : Etude géologique et structural de la région de Madagh

**Andrieux, J. (1971)**- sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. Earth, planet. Sci. Letters, Vol.12.n°2, P.191-198,6fig

**Bendoukha., R(2008)** : Etude dynamique, pétrographique et géochimique de volcanisme alcalin de l'Oranie (Algérie nord occidentale), thèse doctorat d'état, FSTGAT.USTHB. Alger.

**Centene, A., Cizak, R., Lacas.J.L., (1984)**-Un segment de l'orogène Varisque dans les massifs littoraux d'Oran (Algérie) : Tectonique polyphasée et chronologie.C.R .*Acad. Sc. Paris.298.sér.II.n°4.P133-136*

**Cizak, R. (1993)** –Evolution géodynamique de la chaine tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque .Thèse Docte. Es-SCI. Université Paule Sabatier de Toulouse. 489p.

**Doumergue., (1924)** – feuille au 1/50000 : les Andalouses.*pub l.Serv .Carte géol. Alger*

**Fenet, B., (1975)** Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrional du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les monts du djebel Tessala et les massifs du littorale oranais ; Thèse Sciences, Nice, P.146

**Glangeaud., (1951)** – Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléographiques de la Méditerranée occidentale .*bull. er .géol. France, (6), t.1, p.735-762*

**Guardia, P., (1975)** –Géodynamique de la marge alpine du continent Africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale. Thèse d'état Univ .Nice ,289p.

**Hoepffner, C., (1977)**-Données nouvelles sur le Paléozoïque de la bordure occidentale du Massif du Tazekka.*Comptes Rendus Académie des Sciences Paris284(d) ,1635-1637.*

**Kireche, O., (1993)**-Evolution géodynamique de la marge tellienne des maghrébines d'après l'étude du domaine parautochtone schistosé (Massifs du Chéelif, d'Oranie, de Blida, Bou Maad, des babor et Bibans) ; Thèse Doct.Es-Sci.Alger, 316p.

**Louni, A., (2002)**-La transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie (Algérie nord occidentale).Thèse Doctorat d'état. FSTGAT.USTHB. Alger.

**Megartsi, C., (1985)**- Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale(Algérie) Thèse d'état. Université d'Alger ,296p.

**RAJOUTER BENDOUKHA 1987, 2008 ; 2009:** Etude dynamique, pétrographique et géologique d'un volcanisme plio- quaternaire de la basse Tafna Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle USTHB (Alger). 159p

**Tomas, G., (1975)-** Chronologie et signification des plissements N50° et N90° E en Oranie (Marge tellienne, Atlas saharien). 3<sup>o</sup> R.A.S.T., p ; 364.

**Sadran, G., (1958)-** Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du tell oranais. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. sér. n°18. 533p.*

**SIDI SAID, N (2011)-** Caractérisation des structures hercyniennes et alpines du massif de Madagh (Oranie, Algérie) et signification géodynamique de lentilles de serpentinites associées.

**TABELIOUNA M (1991):** Contribution à l'étude volcanologique, pétrographique et géochimique de la partie occidentale du complexe volcanique d'Ain T'émouchent (Oranie Nord Occidental) *Mém. Ingéniorat d'état Univ. D'Oran*

**Ahmed Saad, Zerka Mohamed, Mustapha Ouasti, Mohamed Bekkadour.** Apport de la télédétection à l'étude de la fracturation des monts des Traras.

**Bouziane Dréffa,** cartographie et étude pétrographique de l'auréole de métamorphisme de contact du granite de Nédroma (Monts des Traras, Algérie Nord Occidental). *Mem. ing. Etat (2007) Uni. D'Oran.*

**Cizzak R. (1993),** évolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie Nord-occidentale) pendant le paléozoïque et Mésozoïque. thèse d'univ. Paul Sabatier, Toulouse.

**Djermouni Karima,** biostratigraphique et paléoécologie Taфраoui (Tessala –Oranie) *Mem, ing, univ d'Oran.*

**Fenet G (1975),** recherche sur l'aplanissement de bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord maghrébin, les monts de djebel Tessala et le massif littoral Oranais, thèse de doc, Es –science, univ de Nice.

**Guardia P. (1975)** géodynamique de la marge alpine continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale (relation structurales et paléogéographique entre le rif externe le tell et l'avant pays atlasique) thèse de Nice.

**Hebib k (2001),** l'apport de la télédétection dans l'étude de la fracturation de l'Oranie nord occidentale (Ain T'émouchent-base Tafna –Bouzarjar) *Mem, ing, Etat, univ, Oran.*

**KAZI –Tani (1984),** évolution géodynamique de segment alpin d'Algérie 10<sup>ème</sup> Renu, Ann, sci, Terre Bordeaux.

**M<sup>elle</sup> Benhammadi Halima,** contribution de géophysique à l'étude hydrogéologique de la plaine de Taфраoui –Tlelat. *Mem, ing 1998 univ d'Oran.*

**Migartsi M**(1985), le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie nord- occidentale. Géologie, pétrologie et geodynamique.these de doctorat d'Etat. USTHB.

**Mikahli L**(1978), évolution tectono-sédimentaire du serravalien de Messénien de la série de Tafraoui (Tessala oriental-Bassin du bas Chélif).

**Mustafa, Sebai**, dynamique sédimentaire actuelle dans la corniche oranaise-Mem-ing, Etat (1999) Univ d'Oran.

**Ouesti M**, et **Bekadour M** (2000), apport de la télédétection à l'analyse de la fracturation de l'Oranie des monts des Traras (Oranie nord occidentale) Mem, ing, Etat, Uni. D'Oran.

**Perrodon A**(1975). Etude géologique des bassins Néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale, Bub, Serv, carte geol.Algerie now, série.

**Sadron G** (1985), les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais .Bull, Serv, des cartes géologiques, Alger, nouv, ser, Bull.

**Tahri Ahmed**, Approche structurale de la Néotectonique du littorale Oranais (la région d'Oran), Mem, ing, Univ. D'Oran.

**Thomas G** (1976),Néotectonique mise en évidence de décrochement dextres .Est-Ouest d'âge quaternaire en Algérie nord occidental C, R, Acad , sc.- paris .

**Thomas G** (1977), l'histoire tectonique récente (tortonien à quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des Bordure de la mer d'Alboran. Les résultats de l'analyse structurale en Algérie nord-occidentale, Bull, soc, géologie de France.

**Zitouni Abderrahmane**, la fracturation des massifs schisteux côtiers oranais (Montagne des lions, Murdjadjo, Sidi Bakhti, Tafraoui) Mem, ing, univ d'Oran.

**Berrenou Dalila et Kentar Nabahat**, l'étude structurale de deux massifs : le massif de nedroma et le massif de tafraoui. Mém, ing, univ d'Oran. (2009)

**Anacer Tayeb et Chakour Benali**, Etude lithostratigraphique, structurologique et contexte geodynamique de la region de madakh (oranie nord occidentale) mém, ing, univ d'Oran. (2012).