

République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

**UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCCEN**  
**Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie**  
**et des Sciences de la Terre et de l'Univers**

**Département des Sciences de la Terre et de l'Univers**

***Laboratoire de recherche N° 25***  
***Promotions des ressources minières hydriques et pédologiques***

# **THESE**

présentée par

**KACEMI ALI**

*en vue de l'obtention du*

**Doctorat en science**

**Filière : Sciences de la Terre**

**Option : Structurologie – Sédimentologie**

**Evolution lithostructurale des Monts des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au cours du Trias et du Jurassique : Géodynamique, Typologie du bassin et Télédétection**

**Soutenu le : 18 Décembre 2013 devant le Jury composé de :**

<b>Présidente : Ghellaï Nacéra</b>	<b>Professeur</b>	<b>U.A.B. Tlemcen</b>
<b>Directeur de thèse : Bensalah Mustapha</b>	<b>Professeur</b>	<b>U.A.B. Tlemcen</b>
<b>Examineur : Belhaï Djelloul</b>	<b>Professeur</b>	<b>U.S.T.H. B Alger</b>
<b>Examineur : Benyahia Mohamed</b>	<b>Professeur</b>	<b>U. Sidi Bel Abbas</b>
<b>Examineur : Mahboubi M'Hamed</b>	<b>Professeur</b>	<b>U. Es Sénia Oran</b>

## AVANT-PROPOS

*Je voudrais commencer cet avant propos par évoquer le souvenir du défunt Monsieur le Professeur Mékahli Larbi qui m'a ouvert les portes de l'investigation dans cette spécialité où, il n'y a que de la connaissance des secrets de cet univers qui sont à nos yeux en plus d'une curiosité naturelle, une œuvre divine qui reflète l'histoire universelle depuis la création jusqu'à nos jours.*

*Le travail présenté dans ce mémoire est d'abord un travail de terrain. Plusieurs missions ont été effectuées dans une région où, l'hospitalité et la gentillesse des habitants m'ont facilité ce travail. Il s'est concrétisé grâce au concours matériel de notre laboratoire de recherche (Labo. 25).*

*Au terme de ce travail, Il m'est agréable d'adresser mes plus vifs remerciements aux personnes qui m'ont aidé notamment sur le plan moral dans la réalisation de ce travail.*

*J'exprimerai tout d'abord ma plus profonde gratitude et respect au Professeur Bensalah Mustapha, Doyen à l'université de Tlemcen et Directeur du Laboratoire N° 25, d'avoir accepté sans hésitation de prendre la direction de ce travail qui n'était au départ qu'une « idée mal définie » en m'accordant une confiance totale, surtout, quand il s'agissait d'un projet « terrain ». Je n'oublierai jamais les missions de terrain que nous avons effectué ensemble dans les Monts des Ksour.*

*Je veux rendre un chaleureux hommage à ceux qui m'ont fait l'honneur d'en constituer le jury :*

*Le Professeur Ghellaï Nacera m'a fait l'honneur et la joie de bien vouloir présider le jury de cette thèse, qu'elle soit remerciée.*

*Je remercie particulièrement monsieur Belhaï Djelloul, Professeur à l'USTHB d'Alger d'avoir accepter d'examiner ce travail.*

*Mes remerciements vont également à monsieur Benyahia Mohamed Professeur et Doyen à l'université de Sidi Bel Abbes pour prendre part à mon jury, je lui suis très reconnaissant.*

*Je suis toujours honoré par la présence de monsieur Mahboubi M'Hamed, Professeur à l'université d'Oran dans mon jury. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude et mon profond respect.*

*Ma reconnaissance va aussi à madame Azzouni Abla, Professeur à l'université de Tlemcen qui a exprimé un vif intérêt à l'avancement de mes travaux en me prodiguant conseils et encouragements surtout au cours de ces deux dernières années.*

*Mes remerciements vont aussi à madame Kazi Tani Soumia qui m'a apporté sa collaboration à la détermination des foraminifères récoltés au cours de mes investigations.*

*Il m'est agréable d'adresser mes sincères remerciements à messieurs Hakim Hebib et Adaci Mohamed membres du Labo. 25 pour leur soutien moral. Je remercie aussi monsieur et madame Bouanani qui n'ont jamais cessé de me soutenir.*

*Je remercie sincèrement messieurs Rahmani Abderrahmane et Benmaâmar Abdelkrim de m'avoir toujours soutenu et de m'accompagner plusieurs fois sur le terrain.*

*Je garde un parfait souvenir de tous les étudiants de 4<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> année que pendant les stages de terrain dans les Monts des Ksour ont toujours montré l'intérêt qu'ils portaient à ces camps de terrain. Ils ont pris eux aussi une part à la réalisation de ce mémoire.*

*Je tiens aussi à remercier tous les étudiants ingénieurs qui ont travaillé sur l'Atlas Saharien Occidental sous ma direction et qui m'ont aidé à la réalisation de cette thèse.*

*Ma reconnaissance est orientée à mes collègues enseignants du département STU qui m'ont aidé de près ou de loin à la réalisation de ce travail, Messieurs Baghli, Tabet Hellal, Taleb, Boucif, Benchouk, Bensefia, Benramdane, Benadla, Choukri, monsieur et madame Boudjemâa, mademoiselle Hadji etc.*

*Je remercie aussi tous les chauffeurs qui m'ont accompagné sur le terrain : Abdelwahid, Belkhiri, Facih, Ghaouti, Kacimi et Tahar.*

*Enfin ce mémoire représente aussi pour une part non négligeable, la longue patience de ma femme et de mes enfants.*

***Je dédie ce travail à ma mère***

***A ma femme et mes enfants : Mohamed, Youcef et Abdelaziz***

***A mes frères et sœurs.***

***A tous, merci***

<b>TABLE DES MATIERES</b>		Pages
AVANT-PROPOS		01
RESUME		08
<b>PREMIER CHAPITRE : INTRODUCTION</b>		10
I. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE		12
A. Le Maghreb géologique : cadre géographique et géologique		12
B. L'Atlas Saharien Occidental (Monts des Ksour) : cadre géographique et géologique		16
II. HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS		19
A. Dans le cadre cartographique		19
B. Dans le cadre sédimentologique		20
C. Dans le cadre structural		20
D. Divers		23
III. NATURE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE		25
A. Nature de l'étude		25
B. Problèmes, objectifs et méthodes de l'étude		25
<b>DEUXIEME CHAPITRE : LITHOSTRATIGRAPHIE</b>		29
I. LES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET LEURS LIMITES		30
A. Délimitation des secteurs		30
B. Les discontinuités adoptées		31
C. Les Formations lithostratigraphiques		31
1. Dans le secteur d'Aïn Ouarka		33
2. Dans le secteur de Zerga de Sfisifa		34
3. Dans le secteur de Forthassa		34
II. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE		36
A. LE SILLON ATLASIQUE : SECTEUR D'AÏN OUARKA (LE CHEMARIKH)		36
<b>Introduction</b>		
<b>1. LES FORMATIONS DU LIAS AU DEBUT DOGGER:       « DOLOMIE DE CHEMARIKH, ALTERNANCES D'AÏN OUARKA,       MARNO-CALCAIRES DE AÏN RHEZALA ET BRECHES DE LA       RAKNET EL KAHLA »</b>		36
1.1 Description des coupes		37
1.1.1 Coupe du SW d'Aïn Rhézala		37
a. La « Dolomie de Chémarikh »		38
b. Les « Alternances d'Aïn Ouarka »		39
c. Les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala »		41

d. Les « Brèches de la Raknet El Kahla »	41
1.1.2 La coupe du NE de Aïn Rhézala ou coupe de la Raknet El Kahla	43
a. La « Dolomie de Chémari kh »	43
b. Les « Alternances d'Aïn Ouarka »	43
c. Les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala »	43
d. Les « Brèches de la Raknet El Kahla »	43
<b>2. LES FORMATIONS DU BAJOCIEN-BATHONIEN :</b>	<b>45</b>
<b>« TÉNIET EL KLAKH » ET « TIFKIRT »</b>	
Introduction	45
2.1 Description des coupes	46
2.1.1 La « Formation de Téniet El Klakh »	46
Première coupe : coupe au Sud d'Aïn Rhézala	46
2.1.2 La « Formation de Tifkirt »	49
Deuxième coupe : coupe de Djebel Djeraouine au nord du Diapir	49
<b>3. LES FORMATIONS DU DOGGER-JURASSIQUE SUPERIEUR :</b>	<b>50</b>
<b>« DJARA ET AÏSSA »</b>	
Introduction	50
3.1 Description des coupes	51
3.1.1 La « Formation de Djara »	51
3.1.2 La « Formation d'Aïssa »	54
3.1.3 Description d'une coupe levée à Djebel Djara	54
<b>4. LES FORMATIONS DU PASSAGE JURASSIQUE-CRETACE ET</b>	<b>58</b>
<b>CRETACE INFERIEUR : « TILOULA ET TIOUT »</b>	
4.1 Description des coupes	58
4.1.1 La « Formation de Tiloula »	58
a. Introduction	58
b. Description de la coupe de Djebel Djara	59
c. Conclusion	60
d. Age de la formation	62
4.1.2 La « Formation de Tiout »	62
a. Introduction	62
b. Description de la coupe	63
c. Age de la formation	66
<b>A. LE SILLON PRE-ATLASIQUE : SECTEUR DE NESSANIS</b>	<b>67</b>
<b>(FORTHASSA CHERGUIA) (SUD DE L'ACCIDENT SUD MESETIEN)</b>	
Introduction	67
1. Description des coupes	67
1.1 «Dolomies du Guettob Moulay Mohammed»	71

1.2 «Les Alternances du Gaaloul»	72
1.3 «Les Marno-calcaires du Réha»	72
2. Conclusion	74
<b>A. LA RIDE DE ZERGA DE SFISSIFA (ACCIDENT NORD ATLASIQUE)</b>	76
Introduction	76
1. Description des coupes du flanc Nord-Ouest	76
1.1 « Dolomies basales » (ou « Dolomie de Souiga »)	76
1.2 « Alternances de calcaires et de marnes » (ou « Alternances d'Aouinet Es Siah »)	77
1.3 « Ensemble marneux intercalé de rares bancs de calcaires » (ou « Marno-calcaires d'Aïn Beïda »)	77
1.4 « Une formation de calcaires à la base et marnes au sommet » (ou « Formation de Mélah »).	77
1.5 La « Formation de Téniet El Klakh »	79
1.6 La « Formation de Tifkirt »	79
1.7 La « Formation de Djara »	79
1.8 La « Formation d'Aïssa »	83
<b>D. CONCLUSION</b>	90
<b>TROISIEME CHAPITRE: TECTONIQUE ET SEDIMENTATION</b>	91
INTRODUCTION	93
A. Rappels sur les accidents tectoniques	93
B. Analyses structurales	96
C. Présentation de l'étude	97
I. INVENTAIRE DES ACCIDENTS SYNSEDIMENTAIRES : GEOMETRIE, CINEMATIQUE ET CARACTERISTIQUES	98
<b>A. Dans les affleurements triasiques</b>	98
- Dans le sillon atlasique (Aïn Ouarka, Djénien)	98
- Dans la ride Zerga-Souiga-Mélah	102
- Dans le sillon préatlasique	102
Conclusion	103
<b>B. Dans la Dolomie de Chémarikh et ses équivalents dans les autres zones (à partir de l'Hettangien)</b>	103
1. Dans le sillon atlasique : au niveau du Djebel Chémarikh	103
2. Dans la ride de Zerga : au niveau de Djebel Zerga	108
3. Dans le sillon préatlasique : au niveau de Nessianis	108
4. Conclusion	109
<b>C. Dans les Alternances d'Aïn Ouarka et leurs équivalents dans les autres zones (à partir du Sinémurien)</b>	109
1. Dans le sillon atlasique : au niveau du Djebel Chémarikh	109

a.	Au Nord d'Aïn Rhézala, à la Raknet El Kahla	109
b.	Dans la coupe d'El Hammam	111
c.	Au SO d'Aïn Ouarka et au SO d'Aïn Rhézala	112
2.	Dans le sillon préatlasique : au niveau de Nessanis	116
3.	Dans la ride de Zerga : au niveau de Djebel Zerga	116
<b>D.</b>	<b>Dans les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala et leurs équivalents dans les autres zones (au cours du Lias supérieur)</b>	116
1.	Dans le sillon atlasique : au niveau du Djebel Chémarikh	116
a.	Le flanc NO au NE d'Aïn Rhézala vers Raknet El Kahla	116
b.	Le flanc SE de la terminaison NE de Djebel Chémarikh	119
c.	Au SO d'Aïn Rhézala	123
2.	Dans le sillon préatlasique : au niveau de Nessanis	125
<b>E.</b>	<b>Conclusion</b>	132
<b>II.</b>	<b>COMPORTEMENT SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DES FORMATIONS DU DOGGER AU MALM</b>	135
<b>A.</b>	<b>Dans la Brèche de la Raknet El Kahla, les Formations de Téniet El Klakh et Tifkirt et leurs équivalents dans les autres zones (au cours de l'Aalénien du Bajocien et du Bathonien)</b>	135
1.	Au niveau du Djebel Chémarikh	135
a.	Caractéristiques lithologiques et déformations de la formation des « Brèches de la Raknet El Kahla »	136
a.1	Dans la zone SO	136
a.2	Dans la zone médiane	137
a.3	Dans la partie NE, à Raknet El Kahla	138
b.	Interprétation des phénomènes par les anciens auteurs	138
c.	Caractéristiques des déformations synsédimentaires et interprétations	140
c.1	Caractéristiques	140
c.2	Particularités tectoniques et sédimentaires	140
c.3	L'hétérochronie des formations et les variations des épaisseurs et des faciès	142
c.4	Conclusion	145
d.	Reconstitution	145
2.	Au niveau de Djebel Zerga	146
2.1	Les caractéristiques structurales	147
2.2	Interprétations et conclusion	149
<b>B.</b>	<b>Dans les Formations de Djara et Aïssa et leurs équivalents dans les autres zones (du fin Dogger au Malm)</b>	153
1.	Formation de Djara	153
2.	Formation d'Aïssa	154
3.	Phase Néo-Cimmérienne	154

<b>C. Conclusion</b>	156
<b>III. EVOLUTION LITHO-STRUCTURALE SELON UN TRANSECT SO-NE AU COURS DU LIAS-DOGGER</b>	157
1. Sillon Atlasique : Le long du flanc NO du Chémarikh	157
2. Secteur de la marge nord du sillon préatlasique	162
3. Ride de Zerga : Le long du flanc NO de Zerga de Sfisifa	163
4. Conclusion	163
<b>IV. ETUDE, INTERPRETATION ET DISCUSSION SUR LA FRACTURATION : MESURES DE TERRAINS</b>	164
1. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de Chémarikh	164
2. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de Nessanis	167
3. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de Djebel Zerga de Sfisifa	168
4. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de Djebel Djara et le synclinal de Larouia-Aourak-Oulakak	171
a. Dans l'anticlinal de Djebel Djara	171
b. Dans le synclinal de Larouia-Aourak-Oulakak	173
5. Conclusion et interprétations	174
<b>QUATRIEME CHAPITRE : ANALYSE PAR TELEDETECTION</b>	177
<b>A. Objectifs</b>	178
<b>B. Définition et principes de la télédétection</b>	178
<b>C. Les méthodes d'analyse et d'interprétation</b>	179
1. Données utilisées	180
2. Méthodologie d'approche	182
<b>D. Traitements numériques des images et résultats des traitements :</b>	185
a. La composition colorée	186
b. Les bandes ratios	188
c. Analyses en composantes principales (ACP)	188
d. Les filtres directionnels	189
e. Résultats obtenus	189
<b>E. Etapes d'analyses statistiques des linéaments de la carte linéamentaire globale</b>	191
1. Une première interprétation visuelle des cartes	191
2. Analyse thématique à l'aide des rosaces	193
2.1 Analyses statistiques des linéaments et analyses spatiales	193
- Linéaments issues de la carte d'Aïn Séfra	193
- Linéaments issues de la carte de Moghrar	194
- Linéaments issues de la carte de Forthassa	196
- Linéaments issues de la carte de Djénien	197
- Linéaments issues des 4 cartes rassemblées	200
- Linéaments issues de l'image satellitaire	200
- Linéaments issues de la carte globale issue de la superposition des 4	202

cartes rassemblées et l'image satellitale	
2.2 Confrontation des résultats aux données structurales de terrain	204
2.3 Mises en évidence des relations	204
<b>F. Conclusion</b>	205
<b>CINQUIEME CHAPITRE: CONCLUSION</b>	206
<b>SYNTHESE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE</b>	
<b>MODELE TECTONIQUE</b>	
<b>A. TECTONIQUE-SEDIMENTATION</b>	208
a) La sédimentologie	208
b) La subsidence	208
c) La tectonique	209
- Avant le Trias	209
- Au Trias	210
- Au Lias inférieur et moyen	211
- Au Lias supérieur	212
- Au passage Lias Dogger	214
- De la fin Dogger au Jurassique supérieur	214
<b>B. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN DES KSOUR</b>	214
<b>1. La première phase ou phase de rifting</b>	214
a) Le Trias : 1 <sup>ère</sup> étape de rifting	214
b) Le Lias inférieur	215
c) Le Lias moyen	215
<b>2. La phase terminale</b>	216
a) La première étape : Lias supérieur-Aalénien-Bajocien-Bathonien	216
- Le Lias supérieur	216
- Au passage Lias-Dogger	217
b) La deuxième étape : Callovo-Oxfordien-fin du Jurassique	217
<b>C. CONCLUSION : ESSAI DE MODELISATION DU BASSIN DES KSOUR</b>	218
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	220

## RESUME

Le secteur d'étude concerne le bassin des Ksour (bassin atlasique occidental). Il est composé de deux sillons séparés par une ride anticlinale de direction SO-NE, la ride de Zerga de Sfissifa (Kacemi *et al.*, 2013) qui correspond en fait à l'Accident Nord Atlasique (ANA) (Cornet, 1952, Menchikoff, 1946 puis Galmier, 1951 et Du Dresnay, 1951) qui sépare un sillon préatlasique au Nord, d'un sillon atlasique au Sud. Ce bassin intracontinental est inversé à l'Eocène créant ainsi les Monts des Ksour (Atlas Saharien Occidental), qui sont des chaînes autonomes issues de la tectogenèse atlasique (alpine s.l.). La particularité de cette chaîne est l'absence du socle anté-triasique.

Dans le but de reconnaître les formations du domaine d'étude et afin d'étudier le comportement lithostructural et de reconstituer la dynamique de ce système de dépôt, dix sept coupes ont été levées dans les trois secteurs, ce qui nous a permis de mettre en évidence pour la première fois le Lias moyen et supérieur dans le secteur de Nessanis (sillon préatlasique) et le Lias inférieur et moyen dans la partie médiane de Djebel Zerga (ride). Le sillon préatlasique est caractérisé par le non dépôt des formations de « Tiloula et de Tiout » (Tithonien-Crétacé) ce qui laisse penser que le sillon préatlasique s'est comblé bien avant le sillon atlasique qui s'est comblé au Crétacé inférieur.

Une analyse structurale fine a été entreprise pour caractériser les successions des déformations dans les séries jurassiques. Au cours du Lias inférieur la majorité des accidents sont des failles normales. Les familles N30 à N50 (NE-SO) et N165-N10 (subméridienne) témoignent d'un régime tectonique distensif pur NO-SE et E-O où, la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  est verticale sur les failles NE-SO et sub N-S. Les failles NE-SO assurent par le jeu des blocs basculés l'essentiel de la distension (NO-SE) (direction de  $\sigma_3$  contrainte principale minimale). La présence de fentes de tension verticale NO-SE témoigne d'une distension pure SO-NE contemporaine avec la direction NO-SE et E-O. Les directions SO-NE, N-S et NE-SO sont à l'origine de la dislocation de la plate forme au Lias inférieur et moyen. Les failles normales subméridiennes et NO-SE paraissent aussi importantes dans la dynamique et la structuration du bassin ; un approfondissement vers le SO au cours du Sinémurien-Carixien et une inversion de la subsidence à partir du Domérien avec un approfondissement vers le NE et qui a continué à l'Aalénien-Bajocien. Au Lias supérieur, une zone de cisaillement E-O senestre a été définie dans la région de Nessanis. Elle a été déterminée grâce à des fentes de tension en échelon, où les fractures de Riedel (R', R, P et FT) sont bien exprimées. Cette suite logique de fractures s'intègre dans une dynamique d'ouverture transtensive du bassin à partir du Lias supérieur ou probablement au Domérien.

Dans les formations du Dogger-Malm, à Aïn Ouarka, des remaniements et des discontinuités dans la formation des « Brèches de Raknet El Kahla » pourraient être l'indice de mouvements tectoniques accompagnant une diminution de la tranche d'eau, phénomène qui peut

être interprété par un soulèvement lors de la sédimentation. Il s'agit d'une structure compressive édiflée au passage Lias-Dogger, de direction sublatitudinale dont le cœur est occupé par des formations anté-aaléniennes et triasiques. Ce qui laisse penser que le phénomène diapirique a commencé très tôt, au moins à la fin du Lias.

Dans le secteur de Zerga de Sfisifa, une structure synsédimentaire transverse en compression au passage Lias-Dogger a été mise en évidence (Kacemi et *al*, 2013) ; Il s'agit d'une déformation synsédimentaire transverse compressive locale, qui serait liée à une faille décrochante de direction N125 à N130 dextre, conjuguée d'une autre faille décrochante de direction N35 à N45 senestre, dont la direction de la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) est subméridienne.

L'analyse de la fracturation à partir des mesures de terrain dans les trois secteurs montre une organisation homogène qui caractérise la succession des déformations du bassin dans les terrains jurassiques.

Pour compléter l'étude lithostructurale, un inventaire des linéaments à partir de l'imagerie satellitaire a été entrepris. Ce travail nous a permis de comparer les données de terrain avec les données de télédétection.

Enfin une synthèse géologique et géodynamique à l'échelle des Monts des Ksour, basée sur l'analyse des formations et leurs corrélations, l'étude structurale (inventaire, géométrie et cinématique) ainsi que l'étude de la fracturation et l'étude par l'imagerie satellitale, ont permis de concevoir un essai de modélisation du bassin des Ksour, où des mouvements d'extension pure et de transtension semblent contrôler un système de dépôt en pull apart.

**Mots-clés :** Jurassique – Monts des Ksour – Ride de Zerga - Lithostructurale – Géodynamique – Cinématique – Compression - Transtension - Télédétection – Modèle tectonique – Pull apart.

**PREMIER CHAPITRE**  
**INTRODUCTION**

## **PREMIER CHAPITRE : INTRODUCTION**

- I. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE
  - A. Le Maghreb géologique : cadre géographique et géologique
  - B. L'Atlas Saharien Occidental (Monts des Ksour) : cadre géographique et géologique
- II. HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS
  - A. Dans le cadre cartographique
  - B. Dans le cadre sédimentologique
  - C. Dans le cadre structural
  - D. Divers
- III. NATURE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE
  - A. Nature de l'étude
  - B. Problèmes, objectifs et méthodes de l'étude

## PREMIER CHAPITRE : INTRODUCTION

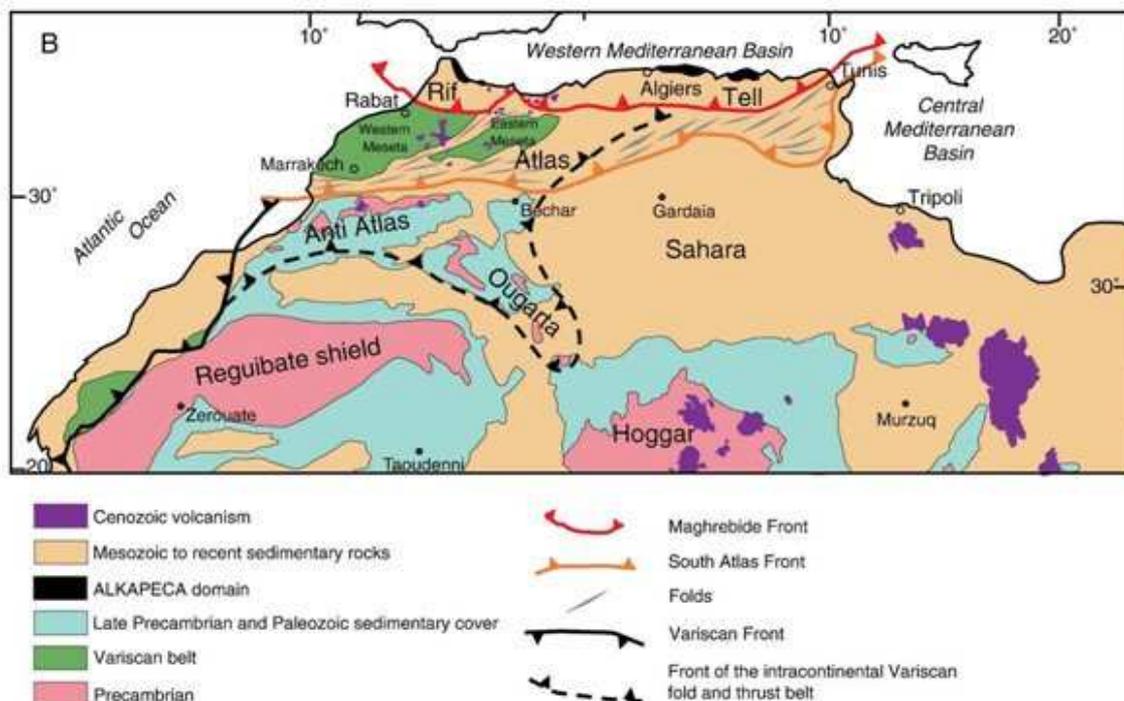
### I. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

Les Monts des Ksour appartiennent au domaine atlasique qui correspond à un groupe de chaînons intracontinentaux qui fait partie du Maghreb géologique. Ces structures continentales de compression sont des chaînes autonomes issues de la tectogenèse atlasique et/ou alpine s.l.

#### A. Le Maghreb géologique : Cadre géographique et géologique

La partie nord occidentale de la plaque africaine représentée par le Maghreb géographique est subdivisée en deux grands ensembles structuraux séparés par une remarquable ligne structurale ; l'Accident Sud Atlasique (ASA) ou Front Sud Atlasique (South Atlas Front) (Michard et al 2008) sur 2000 km (**Fig. 1**). Cet accident délimite le Maghreb géologique au Nord et le Sahara au Sud (Menchikoff, 1947).

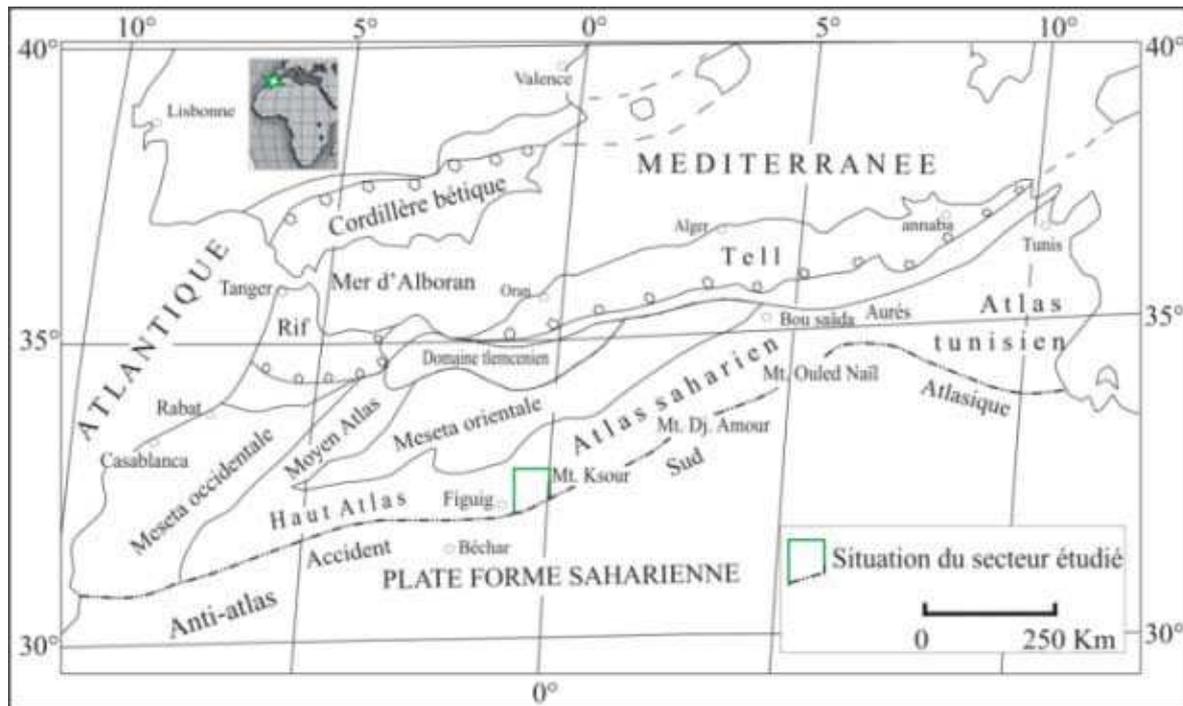
Conventionnellement le Maghreb géologique est délimité donc par l'ASA qui le sépare de la plate forme saharienne. Cet accident tectonique est bien marqué dans la nature sous forme d'une nette ligne qui englobe une série d'accidents, appelée aussi « flexure saharienne » selon Laffitte (1939) ou accident nord-saharien au terme de Galmier (1970), il commence d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabès en Tunisie (**Fig. 1**).



**Fig. 1 : Les principaux domaines structuraux du Maghreb (Michard et al., 2008)**

Deux domaines bien distincts composent donc le Maghreb géologique : un domaine septentrional qui forme le domaine tello-rifain de direction EW sur la bordure littorale de l'Afrique du Nord. Ce dernier désigne le rameau maghrébin de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale (Maghrébides). Un domaine méridional qui constitue le domaine atlasique au sens large. Ce dernier est constitué de plusieurs structures : Haut Atlas, le Moyen Atlas, l'Atlas saharien et l'Atlas tunisien, chaînes plissées au cours du Tertiaire et séparées du domaine septentrional par des zones rigides les Mesetas marocaine et oranaise. La Meseta oranaise ou orientale (fig. 2) est constituée d'une couverture mésozoïque condensée, faiblement ondulée et reposant sur un tréfonds (fond très profond) stable correspondant au « môle calédonien » (Ciszak, 1993). Au Maroc cette Meseta est tabulaire et où affleurent largement les terrains paléozoïques.

Le domaine tellien (des Maghrébides) dans la région occidentale de l'Algérie (oranaise) n'en recouvre que la zone externe (Guardia, 1975 ; Fenet, 1975 ; Delteil, 1974 et Ciszak, 1993).



**Figure 2 : Secteur d'étude dans les domaines de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale (D'après Elmi, 1977).**

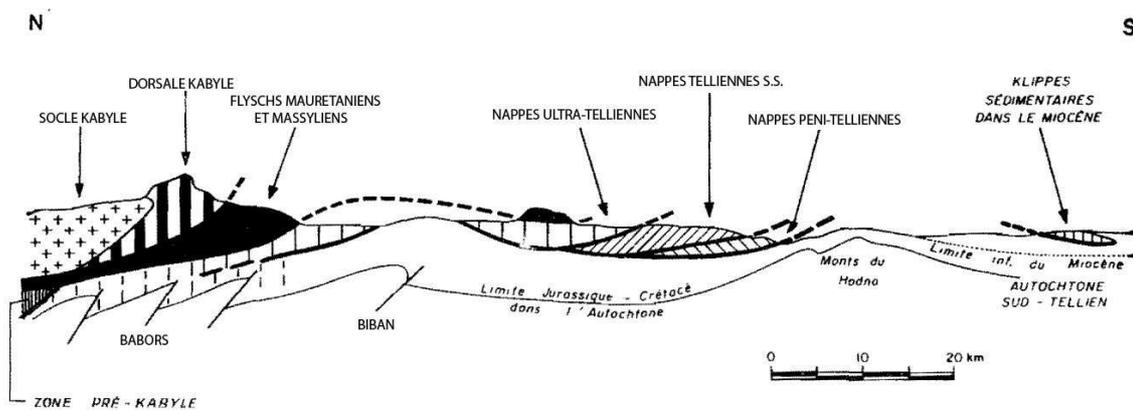
### **1. Les Maghrébides ou domaine tello-rifain**

Le nom des Maghrébides a été proposé par Auboin et Durand-Delga (1971). Elles forment une chaîne (**Fig. 1 et 2**) s'étendant de Gibraltar jusqu'à la Sicile, et regroupant les segments orogéniques rifains, telliens, Nord-Sicilien et Calabrais (Durand-Delga et Fontboté, 1980). Elle

fait partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969) d'âge Tertiaire. Elle résulte de la tectonisation alpine du « Bassin maghrébin » (Bouillin, 1992) ou « Téthys maghrébine » et de ses marges. En Algérie, la chaîne des Maghrébides montre du nord au sud les domaines suivants (fig. 2)

**a. Un domaine interne :** appelé aussi **socle kabyle** ou **Kabyliques**, est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) peu métamorphique. Ce socle est bordé au Sud par les unités mésozoïques et cénozoïques de la **Dorsale Kabyle** appelée parfois « **chaîne calcaire** »

Du côté sud, un contact anormal sépare la Dorsale kabyle du domaine des flyschs. Les formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien (**Fig.3**).



**Fig.3 : Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (Modifiés d'après Durand-Delga, 1969).**

**b. Le domaine des flyschs :** est constitué par des nappes de flyschs crétaéo-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales.

**c. un domaine externe :** constitué par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires qui ont été charriées sur une centaine de km vers le Sud. On distingue du Nord au Sud : (i) les nappes ultra-telliennes, (ii) les nappes telliennes sensu-stricto et (iii) nappes pénitelliennes (Fig.3).

**d. Le domaine d'avant fosse miocène :** sont les bassins d'avant fosse longitudinaux liés à la collision. Ces bassins longent la chaîne des Maghrébides au sud. Enfin, signalons que ces systèmes de dépôt sont constitués de formations sédimentaires du Miocène au Quaternaire. Ces dernières recouvrent en discordance les différentes unités précédentes, et sont déposées postérieurement aux grands chevauchements des zones internes, des nappes de flyschs et des nappes telliennes formant de grands bassins « post-nappes » (tels que les bassins de la Tafna et du Cheliff orientés OSO-ENE). Au sein des bassins « post-nappes » littoraux, s'est mis en place un magmatisme calco-alcalin et alcalin d'âge respectivement Miocène et Plio-Quaternaire. Ces roches magmatiques sont présentes dans les zones côtières à l'ouest d'Oran, elles sont

représentées par les massifs de M'Sirda, de Souahlia,, de la basse Tafna, de Témouchent et de Tifaraouine.

#### **e. Le domaine prétellien ou « domaine Tlemcénien »**

A la limite méridionale du domaine tellien et au Sud du sillon miocène est situé le domaine prétellien qui constitue l'avant pays peu déformé de la chaîne tellienne. Il s'agit du « domaine tlemcénien » (au sens d'Elmi, 1976, 1977) (fig. 2). C'est une entité structurale constituant un segment de chaîne intracratonique de la marge gondwanienne (Benest, 1985) qui aurait été édifiée lors de la tectogenèse atlasique (au sens de Guardia, 1975). Il englobe les Monts des Traras, les Monts de Rhar Roubane, les Monts de Tlemcen, les Monts de Daïa et les Monts de Saïda-Frenda, situés entre la transversale de la Moulouya à l'Ouest et la transversale d'El Bayadh-Tiaret à l'Est. Est-ce qu'il ne s'agit pas de chaînes annexes de la chaîne de collision tellienne ?

Le socle déformé, granitisé et métamorphisé par l'orogénèse hercynienne affleure dans un certain nombre de boutonnières, dans les Monts des Traras, la couverture jurassique forme le chaînon de Fillaoussène. Vers le Sud, le Primaire affleure dans les Monts de Rhar Roubane et où la couverture jurassique forme les Monts de Tlemcen alors que le Crétacé affleure dans les Monts de Daïa. Vers l'Est les Monts de Saïda où apparaît le Paléozoïque (môle de Tifrit) flanqué par les formations jurassiques à l'Ouest et à l'Est. Ce socle est généralement recouvert en discordance par une série mésozoïque, représentée par des dépôts argilo-salifères et des basaltes au Trias supérieur, des carbonates marins au Jurassique inférieur et moyen, des sédiments détritiques grésos-conglomératiques et argileux rouges au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et, des marnes et des calcaires marneux à rudistes au Crétacé supérieur. Ces terrains sont localement coiffés en discordance majeure par des dépôts cénozoïques.

## **2. Le domaine atlasique**

Ce système est situé entre le domaine des nappes telliennes et l'accident sud-atlasique.

### **L'Atlas Saharien s.s :**

L'Atlas saharien est une chaîne intracontinentale de direction NE-SO, formée de terrains méso-cénozoïques plissés ou restés tabulaires lors de l'orogénèse alpine (figure 1). Il est situé au sud de la chaîne alpine Bético-Rifo-Tellienne de collision, et au nord du craton Ouest-Africain.

C'est un ensemble étendu depuis le Maroc à l'Ouest jusqu'en Tunisie à l'Est. Il est situé entre deux domaines stables ; les Hautes-Plaines au Nord et la Plate-forme saharienne au Sud, il est affecté par deux grands accidents qui correspondent aux accidents nord et sud-atlasique. Il constitue un édifice plissé représenté par un grand alignement structural qui a permis à Ritter en 1902 de le subdiviser en trois faisceaux de plis, les Monts de Ouled Naïl à l'Est et les Zibanes qui relie l'Atlas s.s. aux Aurès (l'Atlas saharien oriental), le Djebel Amour (Atlas saharien central) et les Monts des Ksour (Atlas saharien occidental) qui font objet de notre étude.

## **B. Les Monts des Ksour (Atlas Saharien Occidental) : cadres géographique et géologique (fig. 5)**

Situés au sud de la Meseta oranaise et au nord de la plateforme saharienne, les Monts des Ksour occupent la partie la plus méridionale du domaine externe de l'avant pays de la chaîne tello-rifaine. Ils font partie du domaine atlasique maghrébin qui jouxte la bordure septentrionale de la plate forme saharienne (fig. 1). Il s'agit d'une chaîne intracontinentale, formée de terrains méso-cénozoïques plissés lors de l'orogénèse atlasique et alpine. Ces chaînes sont séparées du Sahara par les bassins d'avant fosse nord saharien (bassin de Béchar) ou sillon pré-saharien.

Lors de la compression atlasique, les structures ENE-OSO et NE-SO correspondent à des structures inversées, essentiellement à des failles inverses et à des décro-chevauchements sénestres. Ces failles coïncident généralement avec les axes des principales rides anticlinales. Ces rides étroites, dont les cœurs sont souvent jalonnés par des intrusions et les larges synclinaux qui les séparent définissent un style éjectif. Les failles transverses ONO-ESE et NO-SE sont décrochantes dextres.

Les prémices de l'ouverture atlantique provoquent la mise en place de bassins de dimensions variées, qui apparaissent dès le Trias et le début du Jurassique, et qui sont liés à des failles actives synsédimentaires généralement décrochantes. L'Atlas saharien occidental offre un exemple de tels bassins souvent en transtension sur décrochement (Kazi Tani, 1986; Aït Ouali, 1991, Yelles Chaouche *et al.*, 2001).

Le bassin des Ksour (ou bassin atlasique occidental) est composé de deux sillons séparés par une ride anticlinale de direction SO-NE, la ride Souiga-Mélah (Kazi Tani, 1986), ou ride de Zerga de Sfissifa (Kacemi *et al.*, 2013). Cette ride correspond en fait à l'Accident Nord Atlasique (ANA) (Cornet, 1952, Menchikoff, 1946 puis Galmier, 1951 et Du Dresnay, 1951) qui sépare un sillon préatlasique au Nord, d'un sillon atlasique au Sud. Selon Kazi Tani (1986) le sillon préatlasique est limité au Nord par l'accident Sud Mésétien (ASM) (chaînons bordiers Antar-Guettaï).

Les axes des structures majeures de l'Atlas saharien occidental se répartissent selon deux directions principales avec, par ordre de fréquence : N040-050 et N010-N035.

Ce segment de l'Atlas montre des terrains principalement jurassiques qui constituent de grandes structures généralement anticlinales orientées NE-SO selon l'axe de la structure,

(l'anticlinal de Boulerhfad). Le Crétacé est toutefois représenté dans de larges synformes où se dressent parfois des synclinaux perchés d'âge Cénomano-Turonien (le synclinal de Rhoundjaïa).

Ces anticlinaux sont une réponse en surface d'une tectonique compressive qui traduit les principaux accidents profonds des reliefs soit par des failles inverses ou des chevauchements soit par des décrochements dextres ou senestres, souvent jalonnés par des pointements triasiques Djebel Djara, Djebel Boulerhfad, etc.

La lithostratigraphie de cette série se résume comme suit (Bassoullet, 1973, Douihasni, 1976, Kazi Tani, 1986, Delfaud *et al*, 1973-1987, Aït Ouali, 1991, Mékahli, 1995, Kacemi 2005).

1. Le Trias affleure à la faveur des diapirs (il est reconnu en sondage dans le sillon préatlasique au SE de Mécheria 1000m d'épaisseur). Il est argilo-gypso-salin accompagné d'un volcanisme tholéitique du Trias supérieur.

2. Un Jurassique inférieur (Lias) marin carbonaté puis marneux

3. Un Jurassique moyen et supérieur caractérisé par l'installation du complexe deltaïque des Ksour, à partir du Bathonien-Callovien.

4. Un Crétacé inférieur qui correspond à plus de 1000m de dépôts fluviatiles

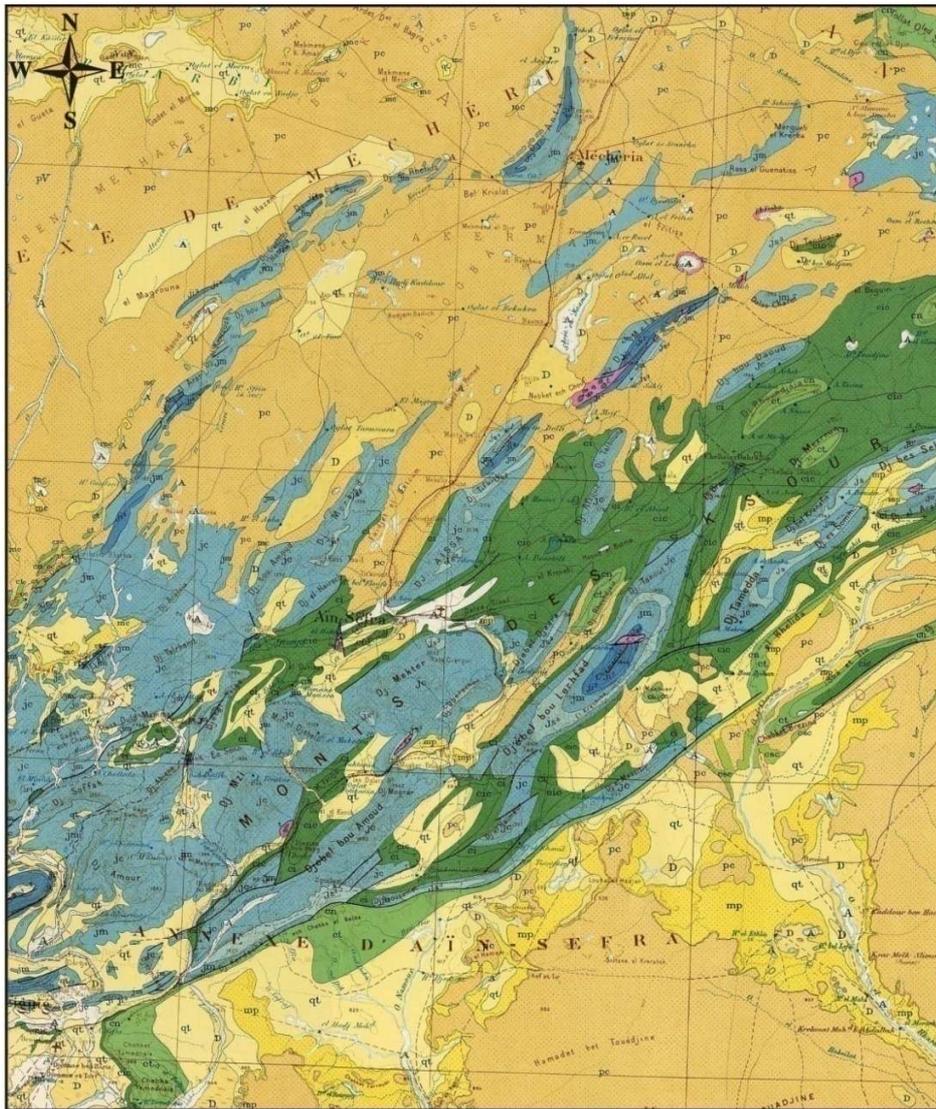
5. Le Crétacé supérieur est représenté à la base par des argiles gypseuses et des marnes, surmontées par des calcaires et des calcaires marneux à rudistes, le tout est d'âge Cénomano-Turonien.

6. L'ensemble est coiffé en discordance par des dépôts post-turonien. Ces dépôts mal datés sont représentés par des unités continentales grése-conglomératiques (molasses). Ces dépôts précèdent les paroxysmes alpins.

Le socle n'affleure dans aucune région des Monts des Ksour ni dans tout l'Atlas saharien. Il affleure dans un certain nombre de boutonnières dans l'avant pays alpin dans le domaine Tlemcénien ; les monts des Traras (le massif de Nédroma), dans les monts de Rhar Roubane (le massif de Béni Snouss), les monts de Tifrit (le massif de Saïda), à l'intérieur de la chaîne haut atlasique centrale marocaine et dans les massifs voisins de cette chaîne.

Ces terrains sont localement coiffés en discordance majeure par des dépôts cénozoïques.

**En résumé** le bassin atlasique occidental est le siège d'une sédimentation variée du Trias au Jurassique supérieure qui s'atténue au Crétacé inférieur avec des épandages détritiques, suivis d'une sédimentation marine liée à la transgression mondiale de l'époque cénomanienn.



**LEGENDE**

1/500.000e

0 20 40  
10Km 30Km

**Quaternaire et Tertiaire**

- A: alluvions actuelles: lacs-marecages-dayas-chotts-sebkhas-limons et croûtes gypso-salines
- D: dunes récentes
- qt : Quaternaire continental (alluvions - regs - terrasse)
- pc : Pliocène continental (poudingues-calcaires lacustres)
- mc et mp: Miocène continental

**Crétacé**

- ci cir cic : Crétacé inférieur (Vraconien-Berriasien)
- cm et cn ct : Crétacé moyen, cn : Cénonien; ct : Turonien

**Jurassique**

- js : Jurassique supérieur; js1 Oxfordien à Callovien, js2 Lusitanien, js3 Portlandien et kimmeridgien (+ Berriasien)
- jm : Jurassique moyen
- ji : Jurassique inférieur; ji1: Rhétien à Lotharingien, ji2: Domérien et Pliensbachien, ji3: Toarcien à Aalénien

**Trias**

- ω roches magmatiques (basaltes) associées au Trias
- t Trias argilo-gypso-salin

**Fig. 5: Carte géologique des Monts des Ksour (extrait de la carte de l'Algérie) (Cornet et al. 1951)**

**Du point de vue géodynamique**, l'Atlas saharien occidental (ASO) correspond à un système de dépôt à sédimentation carbonatée et deltaïque dont le mécanisme de déformation a causé une subsidence plus ou moins modérée au cours du Trias-Jurassique inférieur (subsidence tectonique ou initiale) (Prérift et rift) qui s'accélère au Jurassique moyen et supérieur (subsidence par gravité) qui s'atténue progressivement au Crétacé inférieur et ceci en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique. La transgression eustatique généralisée au Lias produite par la destruction de la Pangée (Auboin, 1977) se traduit par des dépôts d'abord littoraux puis de plate forme externe et de bassin au Lias Supérieur. L'arrivée très tôt d'un matériel silico-clastique amorce une sédimentation deltaïque du Sud vers le Nord (direction d'écoulement du SW vers le NE) qui dure jusqu'au Crétacé inférieur. A partir du Vraconien une autre transgression s'annonce recouvrant tout le bassin et qui dure jusqu'au Turonien.

Sur le plan tectonique la phase atlasique majeure se place à la fin de l'Eocène

## **II. Historique des travaux antérieurs**

### **A. Dans le cadre cartographique :**

#### **La période de Flamand (1889-1911)**

C'est en 1889 que Flamand a entrepris ses travaux de recherche qui ont abouti en 1911 à une thèse présentée à l'université de Lyon. Cette thèse traite une partie du Sahara, l'Atlas saharien, les Hautes Plaines et les régions frontalières algéro-marocaines. Elle a servi de base pour toutes les recherches récentes. La tectonique, la géomorphologie, la stratigraphie, la paléontologie, la sédimentologie et la pétrographie ont été abordées et ont apporté des connaissances fondamentales sur l'Atlas saharien occidental. Cet auteur réalisa aussi des cartes géologiques aux 1/200 000, 1/400 000 et 1/800 000. Il a établi une assise géologique globale des Monts des Ksour.

#### **Étude photogéologique de Galmier 1970**

A partir de l'interprétation des photos aériennes (photo interprétation), Galmier a réalisé une étude photogéologique de la région des Monts des Ksour. Neuf (9) coupures de cartes photos géologiques au 1/100 000 ont été élaborées. Les différents faciès ont été représentés par des unités lithostratigraphiques notées de 1 à 31.

Nos formations d'étude, regroupent les unités à partir de l'unité 1., jusqu'à l'unité 25.

Chaque unité ou groupe d'unités correspond à une formation définie par les différents auteurs. Ces cartes couvrent les Monts des Ksour, de la frontière marocaine, à l'Ouest, jusqu'à Chellala Dahrana, à l'Est. Elles constituent aussi une base pour une étude structurale de la région. Galmier a réalisé une synthèse structurale sur la région à partir de quelques observations de terrain qui furent complétées par des analyses stéréoscopiques.

### **B. Dans le cadre sédimentologique :**

#### **Les travaux de Delfaud (1973-1987)**

A partir de 1973, Delfaud présente de nombreuses notes et publications sur le thème de la sédimentologie, l'analyse séquentielle, le remplissage du bassin atlasique et le complexe deltaïque des Ksour.

En 1974, cet auteur présente une note sur la sédimentation deltaïque ancienne avec « Les grès des Ksour de l'Atlas saharien » comme modèle remarquable « d'un Delta de plate-forme déposé dans un sillon sans pente sédimentaire », en reprenant la subdivision de Bassoullet (1973) (les formations de « Téniet el Klakh », de « Tifkirt », de « Djara », de « Aïssa », de « Tiloula » et de « Tiout ») pour l'application de son modèle. Il a effectué une étude sur l'évolution verticale des faciès à base d'une analyse séquentielle du Bajocien jusqu'à l'Albien et une étude sur l'évolution horizontale des faciès du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

Dans une note intitulée « Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt », Delfaud (1974) présente un modèle d'application des séquences de plate-forme en milieu gréseux sur les Grès des Ksour (complexe deltaïque) où il a redéfini la séquence ksourienne établie déjà en 1973.

Dans une autre note présentée en 1974, il a mis en évidence les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur en prenant en considération l'Atlas saharien et son complexe deltaïque.

En 1986 et dans une note intitulée « Le remplissage des bassins », Delfaud a effectué une étude générale du delta des Ksour sur la stratigraphie du Jurassique moyen au Crétacé inférieur, la sédimentogénèse et la diagénèse de tout le complexe deltaïque afin de situer ce complexe dans le contexte général du système deltaïque. Il a défini un delta subsident de zone stable dominée par des marées et une zone tropicale. Il a réalisé aussi une carte de faciès et a donné une synthèse sur la géodynamique globale du delta des Ksour.

### **C. Dans le cadre structural :**

Une étude de Cornet a été publiée en 1952. Elle s'étend du méridien d'Aïn-Séfra (Oued el Melah) et couvre la plus grande partie des Monts des Ksour et l'extrémité occidentale de Djebel Amour (El Bayadh). Son contenu est non seulement une étude stratigraphique du Trias au Quaternaire mais aussi une analyse structurale globale. Il a distingué deux ensembles lithologiques :

Un ensemble plissé à dominance marine d'âge Jurassique et Crétacé,

Un ensemble continental généralement horizontal, mais dont la base a subi en quelques zones bien délimitées de brusques mouvements épirogéniques. Cet ensemble a été attribué au Sénonien.

L'épaisseur du Dogger a été estimée de 1700 à 2000m. Il s'agit de marnes gréseuses, grès et bancs calcaréo-dolomitiques avec intercalation à la base d'une grande barre dolomitique de 1000 à 1500m à Djebel Antar (au NE de la région d'étude); un faciès dolomitique au Nord-Ouest et un faciès calcaire vers le Sud-Ouest.

D'une épaisseur de 600m, le Jurassique supérieur (Callovien-Oxfordien-Lusitanien) est constitué de grès à bancs calcaréo-dolomitiques à lumachelles séparé du Bathonien (à l'Est vers la région d'El Bayadh) par une dalle calcaire marquant la base du Callovien (Cornet découvre dans cette région des calcaires du Callovien inférieur à *Kamptocephalites sp.* et *Dolocephalites gr. canizzaroï* accompagnés de Perisphinctidés et *Dyctyothyris*). Au-dessus vient une puissante série gréseuse à bancs de calcaires dolomitiques à lumachelles.

Cornet (1952) a constaté que les calcaires du Callovien inférieur disparaissent vers l'Ouest en passant à des grès à bancs calcaréo-dolomitiques et marnes qu'il a attribué à l'Oxfordien (Aïn Ouarka, Djebel Melah) ; c'est le Jurassique supérieur de Flamand (1911).

Toujours à l'Est, cette série gréseuse callovo-oxfordienne-lusitanienne est coiffée par un banc calcaire du Kimméridgien à *Ceromya excentrica* et *Pachymytilus jurensis*. Plus à l'Ouest des Monts des Ksour, il place les séries qui surmontent les couches callovo-oxfordienne dans le Kimméridgien et l'Infra-Crétacé (jusqu'au Valanginien). Il place les calcaires Kimméridgiens observés dans la région d'El Bayadh à la base des grès massifs (Infra-Crétacé) que Flamand (1911) rapportait au Néocomien-Barremien-Aptien. Les niveaux à pseudocargneules (niveau Aptien de Flamand, 1911) sont attribués au Valanginien dans la région d'Aïn Séfra que vers l'Est passent à des calcaires avec une faune caractéristique de cet étage Valanginien.

Dans la région d'Aïn Séfra, Cornet (1952) a fait débiter les grès à dragées (à sphéroïdes Albien de Flamand) à la base de l'Hautérvien. A.Cornet (1952 ; fig.3, p.26), montre les passages latéraux des faciès du Crétacé inférieur à partir d'Aïn-Séfra jusqu'à Laghouat à l'Est ; leur épaisseur diminue jusqu'à 700m vers l'Ouest alors qu'elle peut atteindre 2300m plus à l'Est.

La même année (1952) il a aussi analysé la stratigraphie du Cénomaniens et du Turonien, dans une coupe levée au Nord d'El Biodh Sid Cheikh, où il a distingué deux termes :

- Un terme inférieur constitué par une série marno-calcaire avec des niveaux de marnes à gypses (272m) (Cénomaniens)

- Un terme supérieur représenté par une corniche calcaire avec :

  - Une barre calcaire inférieure à *Strombus incertus* (30m) ;

  - Un niveau moyen marneux à *Pseudotissotia meslei* et *Strombus incertus* du Cénomaniens supérieur (25m) ;

  - Une barre calcaire supérieure à Rudistes (50m).

Il a placé la limite entre le Cénomaniens et le Turonien au milieu du niveau moyen marneux (intercalé dans la corniche calcaire).

Toujours dans la monographie de Cornet (1952) et dans son chapitre consacré à la tectonique ; sept coupes structurales ont été présentées afin de définir les différentes formes transversales des principales unités tectoniques (plis, failles, anticlinaux synclinaux, etc.).

Il a mentionné le terme d'accident sud-atlasique et repris le terme d'accident-nord-atlasique qu'il avait introduit pour désigner une observation sur la faille bordière déjà signalée par Menchikoff en 1946, limitant vers le Nord-Ouest la chaîne de Forthassa (terme employé par Laffite en 1939). Vers l'Ouest, cet accident passe au Maroc où il a été étudié par Du Dresnay (1951). Cornet montre aussi que l'accident sud-atlasique ne constitue pas une ligne continue mais une série de flexures atténuées aux extrémités.

En 1953, Cornet, Galmier et Lucas attribuèrent la série de Raha Zarga (Bordures NW de l'Atlas Saharien) au Jurassique inférieur qui correspondait au Cénomaniens de Flamand.

En 1967, Lucas et Galmier décrivent la tectonique du Djebel Kardacha où ils soulignent la complication structurale de la bordure méridionale de l'Atlas sahariens qui est jalonné par plusieurs accidents.

Cette année 1967 est marquée par la découverte des Dinosauriens, Crocodiliens et Poissons dans l'Albien de d'Aïn Séfra (Crétacé inférieur) par Bassoulet et Iliou.

### **Les travaux de Bassoulet (1973)**

Bien que les travaux de Bassoulet aient débuté bien avant, c'est en 1973 qu'il présente sa thèse dans un travail fondamental sur la stratigraphie du Mésozoïque des Monts des Ksour. Il les a subdivisé en quatre grands ensembles lithostratigraphiques en liaison avec l'évolution sédimentaire du bassin : Les argiles versicolores gypseuses et salines accompagnés de basaltes (Trias), une série épaisse de carbonates surmontée par des marnes (Lias-Bajocien moyen), un ensemble détritique argilo-gréseux à passées carbonatées (Bajocien supérieur-Jurassique supérieur), enfin les argiles à bancs dolomitiques, puis à gypses surmontées par des calcaires (Vracono-Cénomano-Turonien). Il retrace l'histoire des Monts des Ksour au cours du Secondaire.

Il note aussi qu'un sillon se développe après le Trias dans la zone axiale, l'approfondissement de ce sillon à partir du Sinémurien. La dynamique change pendant le Bajocien supérieur, les bassins des Ksour constituent une vaste plate forme où d'épais sédiments détritiques vont s'accumuler jusqu'au Crétacé inférieur.

### **Les études de Douihasni (1976)**

Dans sa thèse intitulée « Etudes géologiques de la région d'Aïn Ouarka - Bousseghoun », Douihasni a adopté le même plan du cadre stratigraphique de Bassoulet (1973). Il a également utilisé les différentes formations définies par ce dernier, qui ne diffèrent que de quelques subdivisions supplémentaires nouvelles. Il a défini ainsi :

La « Formation de Chémarikh » (Héttangien-Sinémurien),

La « Formation de Aïn Ouarka » (Sinémurien-Aalénien),

La « Formation de la Rhoundjaïa » (Cénomaniens supérieur-Turonien).

Il a aussi présenté une importante étude structurale des différentes unités structurales de la région d'étude en se basant sur l'étude et l'interprétation des photogéologiques, les levés cartographiques et un inventaire structural plus ou moins détaillé pour définir les différentes structures (Tiout - Aïn-El Hadjaj - Asla ; Djebel Bouleghfad ; Bousseghoun-Chellala-Arbaouat) afin d'aboutir à un schéma général des structures. Il a procédé aussi à une analyse de la fracturation avec un essai d'interprétation.

## **D. Divers**

### **Les travaux de Kolli (1984)**

Dans une thèse de doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Kolli a étudié les trois formations (« Aïssa », « Tiloula » et « Tiout ») qu'il nomma « Complexe détritique bigarré ». Ces travaux ont été basés sur une étude des niveaux minéralisés de quatre secteurs : Djara, Garet-Debba, Mehirize et Tiloula.

### **Les travaux d'Elmi (1978, 1982, 1986)**

Elmi montre les différences de l'évolution géodynamique entre le domaine atlasique occidental (Monts des Ksour), préatlasique (Nador de Tiaret) et tlemcenien (Monts de Rhar Roubane). Il définit une polarité du Sud vers le Nord avec une ouverture plus précoce du sillon atlasique. En se basant sur son travail et sur les travaux de Bassoulet (1973) et

Douihasni (1976), il propose une succession lithostratigraphique deux formations pour le Lias-Bajocien inférieur ; La « Formation de Chémarikh et celle d'Aïn Ouarka »

### **Les travaux de Kazi Tani (1986)**

Kazi-Tani présente une synthèse sur l'évolution géodynamique de la bordure nord-africaine, ce travail concerne l'ensemble des bassins du domaine intraplaque du nord de l'Algérie, en se basant sur une approche mégaséquentielle qui aboutit à la définition des principaux phénomènes géodynamiques qui ont contrôlé l'évolution des bassins au cours du Méso-Cénozoïque et propose une typologie de ces systèmes de dépôts. Il met en évidence deux grands groupes :

- un groupe éoalpin inférieur, à caractère transgressif qui va du Trias au Lias moyen ;
- un groupe éoalpin médian à caractère régressif qui va du Toarcien à l'Oxfordien

### **Les travaux d'Aït Ouali (1991)**

Un travail important fut mené par ce dernier. Il concerne l'étude des séries du Lias des Ksour dans le cadre du rifting liasique de l'Atlas saharien occidental ayant pour objectifs essentiels la définition des phases d'ouverture du bassin et d'un modèle géodynamique. Cet auteur réalisa une étude sédimentologique et une analyse stratigraphique basée sur un découpage séquentiel et défini quatre formations d'âge respectivement Hettangien pour la séquence L1, Lotharingien pour la séquence L2, Pliensbachien pour la séquence L3 et Toarcien pour la séquence L4. Les trois premières séquences (L1, L2 et L3) correspondent à une mégaséquence transgressive et la séquence L4 à une séquence klupfélienne de remblaiement. Une étude très intéressante des transformations diagénétiques des carbonates et une sur la quantification de la subsidence ont permis à ce dernier de donner l'histoire géodynamique du bassin des Ksour.

**Vially *et al.* (1995)**, définissent le style structural de l'Avant pays alpin d'Algérie à partir des données de la recherche du pétrolière. Ils remarquent qu'à partir du Trias jusqu'au Jurassique, qu'au niveau de cet avant pays alpin existe des bassins intracratoniques très subsidés jusqu'à 8km pour le Trias-Jurassique. La principale inversion tectonique est située au Tertiaire. Ils admettent qu'un raccourcissement de 10km serait suffisant pour donner toutes les structures compressives.

### **Les travaux de Mékahli 1995-1998**

En 1995, Mékahli a entrepris un important travail sur l'évolution des Monts des Ksour de l'Hettangien au Bajocien (biostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle et paléogéographie). Il a délimité la région en quatre secteurs qui sont en liaison avec l'évolution sédimentaire du bassin, où il a réalisé une stratigraphie de haute résolution et une reconstitution de la géométrie de dépôt. Ces secteurs sont :

Le secteur d'Aïn-Ben khellil (bassin septentrional et ride septentrionale) ;

Le secteur de Mékalis (ride médiane) ;

Le secteur d'Aïn Ouarka (bassin septentrional) ;

Le secteur de Kardacha (ride méridionale).

Il a proposé et définit d'autres formations dans l'Infralias-Bajocien au niveau de ces secteurs.

Dans le secteur d'Aïn Ouarka et en raison de la grande épaisseur de la « formation d'Aïn Ouarka » déjà définie antérieurement par Douihasni (1976) et adoptée par Elmi (1978) ;

Mékahli (1995) pense que cette formation constitue en fait un groupe au sens lithostratigraphique qu'il l'a subdivisé à son tour en trois formations :  
Les « Alternances d'Aïn Ouarka » (Sinémurien-Domérien supérieur) ;  
Les « Marno-calcaires de Aïn-Rhézala » (Lias supérieur-début de l'Aalénien) ;  
La « Brèche de la Raknet El Kahla » (Aaléno-Bajocien).

Les travaux de Mékahli ont été publiés dans les documents de Lyon (France) en 1998.

Enfin, les successions lithostratigraphiques établies par Flamand et Cornet, puis par Bassoullet, Douihasni, Aït Ouali et Mékahli serviront de base pour la nomenclature de cette thèse.

**En 1994, Almeras et al**, présentent une échelle biostratigraphique, basée sur les brachiopodes du Jurassique moyen et citent grâce aux levées de plusieurs coupes de références, des faunes de brachiopodes et d'ammonites dans les Monts des Ksour.

#### **Les travaux de Ouali Mehadji et Tili (1994)**

Cette même année (1994) voit la présentation de deux autres travaux de Magister. D'abord celui d'Ouali, dans une étude biostratigraphique, paléoécologique et environnementale des peuplements des brachiopodes. Il confirme la subdivision biostratigraphique sur les formations d'étude présentées par ALMERAS *et al.* une année auparavant. Ensuite ceux de Tili qui s'intéressa aux édifices récifaux de la formation de « Tifkirt » pour élaborer une étude paléoécologique et paléogéographique. Les différentes coupes levées dans ce secteur lui ont permis de définir trois épisodes récifaux qu'il a noté, respectivement, par RI (Récifs inférieurs), RM (Récifs Médiants) et RS (Récifs Supérieurs).

**Meddah (1998)** fait une étude géologique des appareils diapiriques de l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour) et le volcanisme triasique.

**Kacemi (2005)** abordant la dynamique sédimentaire de la série fin Dogger-Crétacé, où il étudia avec détails la lithostratigraphie, la sédimentologie, l'analyse séquentielle et la stratigraphie séquentielle des différentes formations du Jurassique moyen au Crétacé en donnant un modèle du delta des Ksour. Il subdivisa les Monts des Ksour en secteur occidental et secteur oriental selon un axe orienté SSW-NNE. Il établit une carte géologique du secteur occidental des Monts des Ksour.

### III. NATURE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

#### A. Nature de l'étude

Afin de cerner l'idée du thème, la nature de l'étude consacrée à cette région de l'Atlas en plus de la géologie classique (surtout de terrain) telles que la lithostratigraphie, la sédimentologie et la structurologie, a été complétée par la télédétection comme apport supplémentaire afin de bien délimiter la problématique.

## B. Problèmes abordés, objectif du travail et méthodes de l'étude

La géologie des Monts des Ksour a fait l'objet de plusieurs travaux, ceux de Flaman (1911 et de Cornet (1952), ceux de Galmier (1970), de Bassoullet (1973) et de Douihasni (1973), ceux de Kazi Tani (1986), de Aït Ouali (1991) et de Mékahli (1995) et ceux de Sebane (2007). D'autres travaux, ont été effectués en parallèle ceux de Delfaud (1973-1987) (publications), de Kolli (1984), ainsi que des travaux de Magister : Ouali (1997), Kacemi (2005)

L'étude des bassins des Ksour, reprend toutes les données antérieures : lithostratigraphiques, sédimentologiques et structurologiques. Cela permettrait de compléter certaines hypothèses et de développer de nouvelles conceptions en effectuant une étude détaillée se rapportant aussi bien à la sédimentation qu'à l'aspect structural du bassin.

L'objectif principal de notre travail de recherche est de comprendre la dynamique tectono-sédimentaire (litho-structurale) afin d'établir un modèle tectonique et de fonctionnement de ces bassins des Ksour en se basant sur les études lithostratigraphiques, sédimentaires et structurales.

Les résultats obtenus serviront comme support dans la recherche des ressources surtout hydriques et minières. Par conséquent la caractérisation des différentes formations géologiques et les structures associées des sillons atlasique et préatlasique (paléostructures et structures actuelles) de cette zone d'étude constitueront des guides de reconnaissance sur la géologie de la région et dans l'exploration géologiques.

### **Les problèmes à aborder :**

Les études antérieures ont permis de traiter des problèmes d'ordre général ; stratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique. La géodynamique qui est un chemin intéressant pour la recherche, n'a été abordée que par très peu de chercheurs, tel que Kazi Tani (1986), Aït Ouali (1991) et Mékahli (1995). La géologie dynamique qui met l'accent sur toutes ces spécialités, en plus de la géologie structurale (tectonique), la pétrologie et la géophysique reste un créneau où chaque fois qu'il y'a un supplément de connaissance, même minime, il ne serait qu'un enrichissement dans le domaine de la géologie.

Dans ce cadre, **la région de Zerga** n'a jamais été étudiée dans ce contexte géodynamique, trois coupes ont été levées dans cette région (sur les deux flancs), afin d'étudier l'évolution lithostratigraphique et structurale de cette structure.

**La région de Nessianis comme celle de Hassi Defla** située toutes les deux au dessous de l'accident sud mésétien non pas fait l'objet d'une étude bien détaillée, trois coupes ont été levées dans cette zone.

Chercher une coupe qui serait la plus complète dans le sillon atlasique (ss) et préatlasique (Monts des Ksour) pour établir une coupe de référence du Trias Jusqu'au Crétacé.

Une étude tectono-sédimentaire des trois domaines (sillon atlasique-ride Zerga-sillon préatlasique est à aborder

Le modèle tectonique du bassin des Ksour proposé par Aït Ouali (1991) serait étayé par des arguments structuraux.

Aborder le problème de la fracturation par des mesures de terrain (diaclasses) et par la télédétection (cartographie des linéaments) en essayant de donner des interprétations.

## **Le travail entamé dans cette thèse a pour objectifs et méthodes :**

a) Etude lithostratigraphique des séries mésozoïques, du sillon atlasique (ss) et du sillon préatlasique.

- Pour l'étude lithostratigraphique du sillon atlasique, plusieurs coupes ont été levées à Djebel Chémarikh. Pour les précisions stratigraphiques du Lias-Dogger, on s'est basé sur les trois trésors, celui de Bassoulet, celui d'Aït Ouali et celui de Mékahli. Pour les différentes discontinuités on a utilisé celles déterminées par Mékahli. Pour les séries fin Dogger-Crétacé, on s'est basé sur les travaux de Bassoulet, Douihasni, Ouali (pour les formations de Téniet El Klakh et Tifkirt ; Bajocien et Bathonien) et Kacemi (pour les formations du Bathonien au Crétacé Supérieur).

- Pour le sillon préatlasique, cette étude lithostratigraphique a été entreprise depuis la ride de Zerga, l'équivalent de la ride Souiga-Mélah au NE (Kacemi *et al.*, 2013) qui représente l'accident nord atlasique (A.N.A) selon Kazi Tani, jusqu'à l'accident sud mésétien (A.S.M) toujours dans le sens de Kazi Tani, dans la région de Forthassa El Cherguia (Nessanis). Ce système de dépôt englobe une série de formations du Lias inférieur jusqu'au Jurassique supérieur.

b) Evolution litho-structurale (sédimentation et tectonique), de la série Lias-Dogger et de la série Dogger-Jurassique terminale, dans le sillon atlasique, la ride atlasique et le sillon préatlasique.

- Effectuer un inventaire des accidents synsédimentaires pour la géométrie du système et un inventaire structural des indicateurs (marqueurs) cinématiques qui vont nous renseigner sur la dynamique du bassin.

- L'étude structurale nous permettra dans un premier temps de mettre en évidence une tectonique synsédimentaire qui se manifesterait d'une part par une différenciation (variation) de faciès et des épaisseurs à travers les différentes unités (formations), d'autres part par des structures synsédimentaires fossilisées surtout dans les séries où le système de dépôt été actif dans le temps et dans l'espace.

- Procéder à une analyse des variations latérales d'épaisseur et de faciès des dépôts, basée sur des corrélations surtout longitudinales des Djebels Chémarikh au SE de la zone d'étude et Djebel Zerga au NW de cette zone, et des corrélations transverses dans le sillon préatlasique, c'est-à-dire de la ride de Zerga au SE à la limite NW du sillon, vers El Gaâloul.

- Effectuer une étude statistique sur la fracturation à partir des mesures prises sur le terrain, dans les trois secteurs

c) Apport de la télédétection pour cette étude

- Dans le cadre lithostratigraphique, à partir de la discrimination lithologique

- Dans le cadre structurale, à partir des linéaments

- A partir de la confrontation des résultats avec les données géoscientifiques

d) Synthèse géologique et géodynamique du bassin au cours du Trias et du Jurassique

- Géométrie du système et contrôle structural de la nature et la répartition des dépôts

- Evolution géodynamique du bassin ; les modalités d'ouvertures, phase initiale et phase terminale

- Etablir un modèle géodynamique du bassin (typologie du bassin)



# DEUXIEME CHAPITRE

## LITHOSTRATIGRAPHIE

### DEUXIEME CHAPITRE : LITHOSTRATIGRAPHIE

- I. LES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET LEURS LIMITES
- II. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE
  - A. LE SILLON ATLASIQUE : SECTEUR D'AÏN OUARKA (LE CHEMARIKH)
    - 1. LES FORMATIONS DU LIAS AU DEBUT DOGGER: « Dolomie de Chémariikh, Alternances d'Aïn Ouarka, Marno-calcaires d'Aïn Rhézala et Brèches de la Raknet El Kahla »
    - 2. LES FORMATIONS DU BAJOCIEN-BATHONIEN : « Téniet El Klakh » et « Tifkirt »
    - 3. LES FORMATIONS DU DOGGER-JURASSIQUE SUPERIEUR : « Djara et Aïssa »
    - 4. LES FORMATIONS DU PASSAGE JURASSIQUE-CRETACE ET CRETACE INFERIEUR : « Tiloula et Tiout »

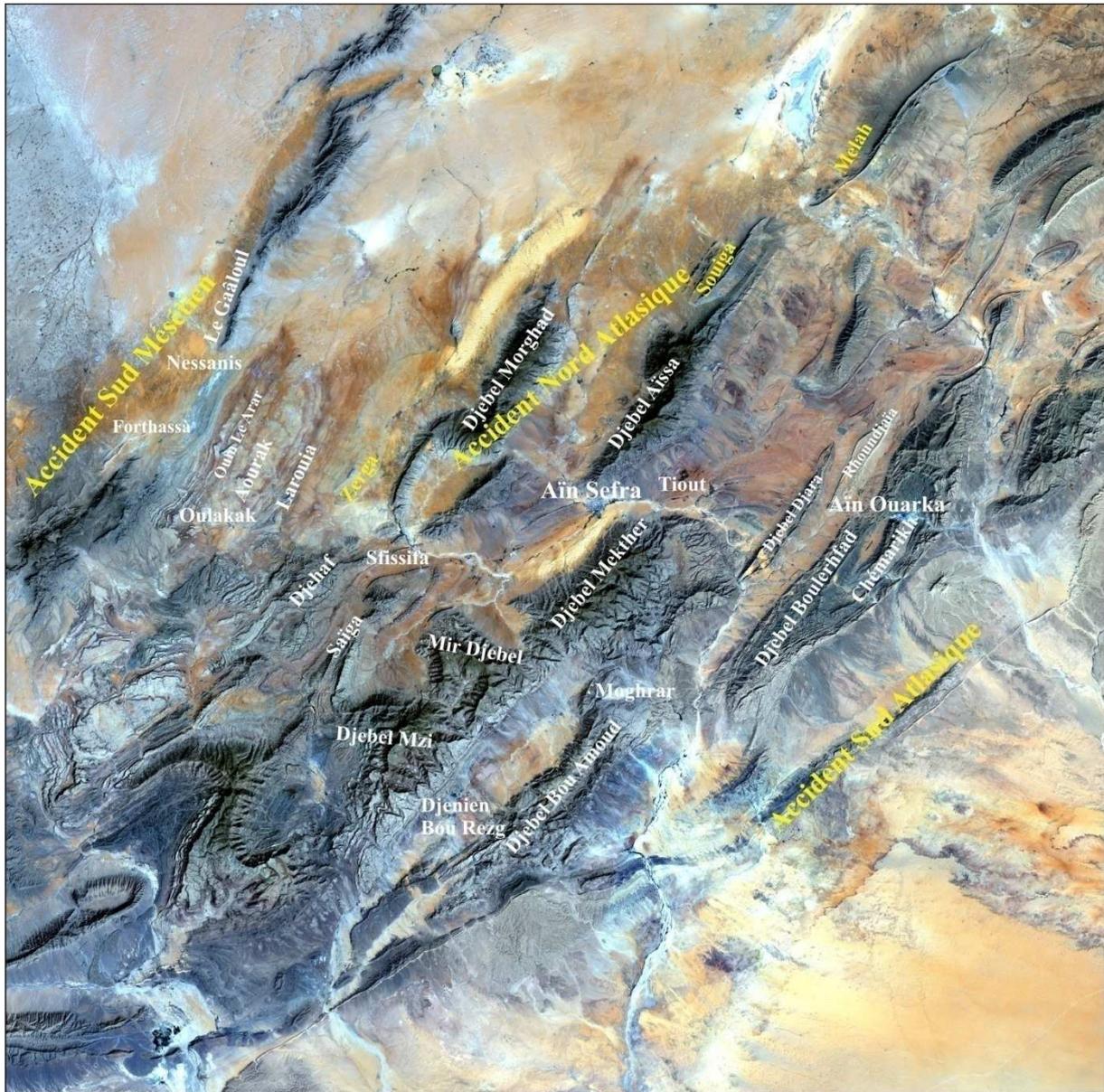
- B. LE SILLON PRE-ATLASIQUE : SECTEUR DE NESSANIS (FORTHASSA CHERGUIA) (SUD DE L'ACCIDENT SUD MESETIEN)
- C. LA RIDE DE ZERGA DE SFISSIFA (ACCIDENT NORD ATLASIQUE)
- D. CONCLUSION

## **DEUXIEME CHAPITRE : LITHOSTRATIGRAPHIE**

### **I. LES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET LEURS LIMITES**

#### **A. Délimitation des secteurs (figure 06)**

Dans les Monts des Ksour les affleurements du Mésozoïque sont bien représentés (figure 05 chap. 1). En général la position de ces affleurements est en relation avec la structure du terrain, leur identification est guidée donc par la tectonique.



**Fig. 06 : Carte de situation des principaux affleurements, issue d'une mosaïque de 4 scènes d'images satellitaires ETM+ dans une composition colorée 321**

Les structures majeures dans les Monts des Ksour sont alignées sur les 3 accidents fondamentaux qui forment les frontières de deux sillons (ou gouttières, selon Kazi Tani, 1986); Au Sud, l'Accident sud atlasique (ASA), Au milieu, l'Accident nord atlasique (ANA) et au Nord l'Accident sud mésétien (ASM) (figure 06).

L'Accident nord atlasique (ANA), ligne ancienne qui au moins dans les Monts des Ksour a séparé dès le Jurassique inférieur voire le Trias, deux domaines; les gouttières atlasiques et préatlasiques (Kazi Tani, 1986).

L'Accident nord atlasique sépare donc deux zones à taux de raccourcissement différents ;

- la zone ou sillon préatlasique peu ou modérément plissée, constituée d'anticlinaux décro-chevauchants étroits et peu allongés à matériels d'âge Jurassique inférieur à moyen et

de larges synclinaux à matériels d'âge Jurassique moyen à supérieur (Kacemi, 2005), cette zone est limitée au Nord par l'Accident sud mésétien.

- La zone ou sillon atlasique s.s plus fortement déformée et structurée, formée d'anticlinaux allongés et étroits à matériels d'âge Jurassique, séparés par de larges synclinaux à matériels d'âge Tithonien-Crétacé, cette zone est limitée au Sud par l'Accident sud atlasique.

Enfin ce système atlasique englobe une unité structurale simple constituée de plis droits coffrés, longs et étroits orientés au NE-SO, composé de trois alignements oro-structuraux édifiés sur les frontières des deux domaines atlasique et préatlasique et qui possèdent une grande diversité géodynamique.

Selon ce schéma et pour l'étude, la région a été subdivisée en trois secteurs:

- a). Djebel Boulerhfad (le Djebel Chémariikh, région d'Aïn Ouarka) pour le sillon atlasique,
- b). Djebel Zerga pour la Ride de Zerga de Sfisifa, Accident Nord Atlasique (Kacemi *et al*, 2013)
- c). Hassi Defla-Nessanis (région de Forthassa) pour le sillon préatlasique

## **B. Les discontinuités adoptées**

Le Lias inférieur-début Dogger est utilisé tel que défini par Mékahli (1995) avec la même succession des discontinuités établies (tableau 1). Pour les unités lithostratigraphiques du Dogger au Crétacé, le découpage retenu est celui défini par Bassoullet (1973), Douihasni (1976) et Kacemi (2005) (tableau 2).

Ces discontinuités sont résumées dans les tableaux Numéro 1:

## **C. Les Formations lithostratigraphiques**

Comme signalé précédemment, le Lias-début Dogger aura le découpage lithostratigraphique établi par Mékahli, 1995. Les successions lithostratigraphiques de Flamand, 1911; de Bassoullet, 1973; de Douihasni, 1976; d'Elmi, 1978 et d'Aït Ouali, 1991 ont servi de base pour le découpage de Mékahli 1995. Pour les formations de la fin Dogger-Crétacé les travaux de Bassoullet (1973), Douihasni (1976) et Kacemi (2005) sont retenus.

DISCONTINUITES	AÏN BEN KHELIL	MEKALIS (Souiga-Mélah)	AÏN OUARKA
----------------	----------------	------------------------	------------

D1 <i>ante-Arnioceras</i> Fin Hettangien	Non identifiée, semble se trouver à l'intérieur du premier membre «Dolomie massive» de la «Dolomie de Guetob Moulay Mohammed»	Au sommet du 1 <sup>er</sup> membre de la «Dolomie massive» de la «Dolomie de Souiga»; matérialisée par une surface durcie et ondulée de grande extension.	Située au sommet de la «Dolomie de Chémarikh», elle est représentée par une surface rouge rubéfiée parfois à tapis algaire.
D2 <i>post-Asteroceras</i>	Au sommet du 1 <sup>er</sup> membre «Dolomie massive» de la «Dolomie de Guetob Moulay Mohammed», importante surface durcie et ondulée.	Au niveau des «calcaires à structures fenestrées», 2 <sup>ème</sup> membre de la «Dolomie de Souiga»; soulignée par un niveau de calcaire riche en brachiopodes	A l'intérieur des «Alternances de Aïn Ouarka», passage d'une sédimentation micritique de calcaires sublithographiques, aux calcaires à silex, (mb. b à mb. c)
D3 <i>ante-Celebratum</i> Fin Carixien	Sommet de la «Dolomie de Guetob Moulay Mohammed». Représentée par des fissures synsédimentaires subverticales remplies de micrites rouges (dorsale du Réha), par une surface ondulée et ferruginisée (dorsale Hafid-Bou Rhenissa).	Sommet de la «Dolomie de Souiga». par une surface rubéfiée fissurée à brèches de dessiccation laminée et pisolithes vadoses, témoignant que le sédiment a été porté temporairement à émergence.	Sous la base des calcaires pseudo-noduleux (Ammonitico-rosso), (mb. e à mb. f), représentée par une surface ondulée à la base des faciès noduleux rouges.
D4 <i>ante-Emaciatum</i> Fin Domérien moyen	Passées bréchiques graveleuses, interstratifiées dans la partie supérieure des «Alternances du Gaaloul»	Surface rouge à ammonites condensées (Ammonitico-rosso), où les bancs rouges deviennent noduleux et bioturbés.	Matérialisée que par un simple diasthème au niveau des alternances de marnes et de calcaires noirâtres (mb. g)
D5 <i>intra-Emaciatum</i> Fin Domérien sup.	Au sommet des «Alternances du Gâaloul», surface rouge indurée, encroûtée, et ferruginisée, à débris d'organismes (bélemnites, brachiopodes et	Au sommet des «Alternances de Aouinet Es-Siah», surface rouge indurée, encroûtée, ferruginisée, à débris d'organismes bélemnites, brachiopodes et ammonites.	Sommet des «Alternances d'Aïn Ouarka» Surface rouge indurée, encroûtée et ferruginisée, à débris d'organismes (bélemnites, brachiopodes et ammonites)

	ammonites)		
D6 <i>ante-Comptum</i> Fin Toarcien supérieur	Dans la dorsale du Réha, soulignée par une surface ondulée surmontée par des conditions témoins du retour à une sédimentation de plate-forme avec les dépôts de calcaires à silex et à <i>Zoophycos</i> des «Alternances du Réha» et simple diastème à la base des calcaires détritiques dans la dorsale Hafid-Bou Rhenissa.	Située à la base des «calcaires ondulés à <i>Zoophycos</i> », faciès à aspect «ammonitico-rosso» en bancs noduleux à surfaces rouges à nombreuses ammonites.	(1 <sup>ère</sup> brèche du Djebel Chémarikh): un niveau de calcaires contenant la 1 <sup>ère</sup> brèche de la «Formation de la Raknet El Kahla»
D7 <i>ante-Opalinoides</i> Fin Aalénien inférieur	Grande surface de ravinement ondulée indiquant le retour à une sédimentation de plate-forme avec le dépôt de la «Dolomie de l'Antar»	Intraformationnelle, à l'intérieure des Alternances de marnes et de calcaires à <i>Zoophycos</i> de la «Formation du Melah».	Matérialisée par la 2 <sup>ème</sup> brèche de la «Formation de la Raknet El Kahla»
D8 <i>post-Sauzei</i>	Non identifiée, elle semble être à l'intérieur ou au sommet de la «Dolomie de l'Antar»	Clôture les «Calcaires à <i>Zoophycos</i> » de la «Formation du Melah», à Mékalis, elle est matérialisée par une surface de ravinement bioturbée.	Matérialisée par la 3 <sup>ème</sup> brèche du Djebel Chémarikh, grande surface «bréchifiée» et encroûtée, parfois à bélemnites et ammonites de grande taille dans la Raknet El Kahla»
D9 <i>ante-Niortense</i> Fin Bajocien inférieur	Turbidite gréseuse: surface inférieure du 1 <sup>er</sup> banc turbiditique qui débute la «Formation de Téniet El Klakh»,	Turbidite gréseuse: surface inférieure du 1 <sup>er</sup> banc turbiditique qui débute la «Formation de Téniet El Klakh»,	Turbidite gréseuse à Chémarikh et 4 <sup>ème</sup> brèche à Raknet El Kahla: grande brèche à <i>Ermoceras</i> . A cet endroit les turbidites sont plus tardives et elles marquent la D10

**Tableau 1** : Différentes discontinuités de la région d'étude Lias inférieur-début Bajocien, Mékahli (1995)

Par ailleurs, ces unités lithostratigraphiques ont été définies par secteur.

### **1. Le secteur d'Aïn Ouarka**

- 1.1. La Dolomie de Chémarikh: Hettangien
- 1.2. Les Alternances d'Aïn Ouarka: Sinémurien inférieur et supérieur-Carixien-Domérien inférieur, moyen et Domérien Supérieur
- 1.3. Les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala: Toarcien inférieur-Toarcien moyen et Toarcien supérieur
- 1.4. La Brèche de Raknet El Kahla: Aalénien-Bajocien Supérieur
- 1.5. La Formation de Téniet El Klakh: Bajocien moyen à supérieur
- 1.6. La Formation de Tifkirt: Bajocien supérieur Bathonien inférieur
- 1.7. La Formation de Djara: Bathonien inférieur à Callovien Oxfordien
- 1.8. La Formation d'Aïssa: Kimmerdgéen-Porthlandien
- 1.9. La Formation de Tiloula: Néocomien-Tithonien
- 1.10. La Formation de Tiout: Barrémien Aptien Albien
- 1.11. La Formation de Rhelida: Vraconien
- 1.12. La Formation de Medaouar: Cénomaniens inférieur
- 1.13. La Formation de Rhoundjaïa: Cénomaniens Supérieur-Turonien

### **2. Le secteur de Zerga de Sfisifa :**

Ce secteur est comparable à celui de Mékalis (Ride Souiga-Mélah), les formations adoptées sont :

- 2.1 La Dolomie de Souiga: Lias inférieur-Carixien
- 2.2 L'Alternance d'Aouinet Es Siah: Domérien inférieur, moyen et Domérien supérieur
- 2.3 Les Marno-calcaires d'Aïn Beida: Toarcien inférieur, Toarcien moyen et Toarcien Supérieur
- 2.4 La Formation du Mélah: Aaléno-Bajocien inférieur
- 2.5 La formation de Téniet El Klakh: Bajocien moyen à supérieur
- 2.6 La Formation de Tifkirt: Bajocien supérieur à Bathonien inférieur
- 2.7 La Formation de Djara: Bathonien inférieur à Callovien Oxfordien
- 2.8 La Formation d'Aïssa: Kimmerdgéen-Porthlandien
- 2.9 La Formation de Tiloula: Néocomien-Tithonien
- 2.10 La Formation de Tiout: Barrémien Aptien Albien
- 2.11 La Formation de Rhelida: Vraconien
- 2.12 La Formation de Medaouar: Cénomaniens inférieur
- 2.13 La Formation de Rhoundjaïa Cénomaniens Supérieur-Turonien

### **3. Le secteur de Forthassa**

Ce secteur comporte les mêmes formations que celles du secteur d'Aïn Benkhelil. Les formations définies par les anciens auteurs sont:

- 3.1 Dolomie de Guetob Mouley Mohammed: Lias inférieur à Carixien
- 3.2 Alternances du Gaâloul: Domérien
- 3.3 Les Marno-calcaires du Réha: Toarcien-Aalénien
- 3.4 Dolomie de l'Antar: Aalénien-Bajocien
- 3.5 La Formation de Téniet El Klakh: Bajocien moyen à supérieur
- 3.6 La Formation de Tifkirt: Bajocien supérieur à Bathonien inférieur
- 3.7 La Formation de Djara: Bathonien inférieur à Callovien Oxfordien
- 3.8 La Formation d'Aïssa: Kimméridgien-Portlandien

BREZINA MORIZET (1970)		AIN SEFRA BASSOULLET (1973)		AÏN OUARKA-TIOUT KACEMI (2005-2013)		ZERGA-OULAKAK (2005-2013)
Alternance argilo-calcaire	Albien supérieur	Alternance argilo-grés-carbonaté	F. D'EL RHELIDA	Vraconien		
Grès à dragées	Grès à dragées	Grès	Niveau à vertèbres (oued Boudjithane)	Albien	Grès supérieurs de TIOUT	
Alternance argilo-calcaire	“Série argilo-calcaire”	Argiles	FORMATION DE TIOUT	Aptien	Alternance à dominance argileuse et à influence tidale	Absence de toutes les formations (non dépôt)
Grès à dragées	Grès à dragées	Grès		Barrémien	Grès inférieurs de TIOUT	
combes argilo-calcaires-gypse et grès	Combes argilo-calc. Et argilo-gypseuses et grès intermédiaires	Alternances grés-argilo-dolomitiques	FORMATION DE TILOULA	Tithonien-Néocomien	Argiles Grés intermédiaires de Tiloula Argiles	
Grès	“Grès supérieurs”	Séries grés-argileuses à rares passées de dolomies	FORMATION D'AÏSSA	Portlandien Kimmeridgien	Grès à dragées	Grès à dragées
Alternance marno-calcaire	Combe intermédiaire Kimmeridgien	Alternances de dolomie de grés et d'argiles	FORMATION DU DJARA	Callovien Oxfordien	Alternance argilo-grés-dolomitique	légèrement carbonaté
Grès	“Grès inférieurs”		FORMATION DE TIFKIRT	Bajocien sup. Bathonien inf.	Péri récifale	Altérance de grés argiles, dolomies et de calcaires
			FORMATION DE TENIET EL KLAKH	Bajocien supérieur	Argilo-carbonaté	Péri récifale
					Argilo-gréseux	Récifale
						Argilo-carbonaté
						Argilo-gréseux

**Tableau 2** : Essai de corrélation lithostratigraphique dans l'Atlas Saharien Occidental (Début Dogger-Crétacé inférieur), de la “Formation de Téniet El Klakh” à la “Formation de Tiout”

## II. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

### A. LE SILLON ATLASIQUE : SECTEUR D'AÏN OUARKA (LE CHEMARIKH)

#### Introduction

Aïn Ouarka est située à environ 50 km, à l'ESE de la ville d'Aïn Séfra, c'est un site connu par sa richesse touristique, sa source hydrothermale, son diapir gypso-salin, ses roches vertes volcaniques et enfin par ses reliefs (Djebel Chémarikh, 1672 m ; Djebel Djeraouine, 1306 m, etc.).

Le secteur d'Aïn Ouarka, fait partie du sillon atlasique (**Kazi Tani, 1986**). Entre la dorsale Souiga-Mélah, située sur l'Accident Nord Atlasique (ANA) (**Kazi Tani, 1986 ; Aït Ouali, 1991**) et la bordure sud de l'Atlas Saharien p.p. marquée par l'Accident Sud Atlasique (ASA), apparaît un anticlinal important, Le chaînon de Boulterhad. C'est l'une des structures les plus importantes des Monts des Ksour, par ses dimensions 63 km de long sur 13 km de large, par sa géométrie et surtout par l'importance des formations mésozoïque qu'elle englobe.

Le cœur de Boulterhad est occupé par le Chémarikh. Il s'agit d'un anticlinal, dénommé « anticlinal d'Aïn Ouarka » de 15 km de long et 3 km de large, dont la voûte est constituée par une assise massive de calcaire dolomitique du Lias inférieur et où les flancs débutent par un ensemble carbonaté du Lias moyen autour desquels se dessinent de larges dépressions où affleurent le Lias supérieur-début Dogger ; la dépression de Aïn Rhézala au Nord Ouest et la dépression de Hamret El Man et Oued El Mezimer au Sud Est. Dans le flanc Nord Ouest et à partir du Bajocien, les reliefs s'accroissent de plus en plus par l'épaisse série du Jurassique moyen et supérieur.

Dans la terminaison nord est de Djebel Chémarikh affleure suivant une direction Est-Ouest, le Trias diapyrique d'Aïn Ouarka en contact anormale avec la grande masse liasique de Chémarikh (fig. 5, Carte géologique).

## **1. LES FORMATIONS DU LIAS AU DEBUT DOGGER:**

### **« DOLOMIE DE CHEMARIKH, ALTERNANCES D'AÏN OUARKA, MARNO-CALCAIRES DE AÏN RHEZALA ET BRECHES DE LA RAKNET EL KAHLA »**

Quatre coupes ont été levées, la première au SO de Aïn Rhézala (6,5 km), la deuxième en face du monument des martyrs, la troisième à El Hammam et la quatrième à Raknet El Kahla (à 5 km au NE de Aïn Rhézala) dans le flanc NO et SE.

D'autres coupes ont été levées (presque les mêmes) dans le même secteur par d'autres auteurs, Bassoullet, 1973, Douhasni 1976, Aït Ouali 1990, Mékahli, 1995.

Ces coupes (fig. 7) ont été levées dans le but de reconnaître les différentes formations dans un premier temps pour qu'ensuite étudier les déformations synsédimentaires existantes dans cette zone du sillon atlasique ss dans le chapitre suivant.

Néanmoins, il est à noter que deux coupes seront décrites, celle du SW de Aïn Rhézala (X=764 951.2606 E, Y=362 0656.5133 N) (N°1) et celle du NE de Aïn Rhézala (coupe de la Raknet El Kahla) (X=769 219.00 E, Y=362 5921.50 N) (N°4).

Pour les deux autres, celle d'El Hammam (X=766 615.3850 E, Y=362 5031.7995) (N°3) et celle du Monument (X=766 147.50 E, Y=362 3721.00 N) (N°2), seront exploitées pour les données tectoniques.

Toutes les formations dans ce secteur ont été définies soit par Bassoulet, soit par Douihasni et c'est Mékahli qui a fait l'étude des formations du Lias Dogger avec détail ainsi que la détermination des membres des « Alternances d'Aïn Ouarka ».



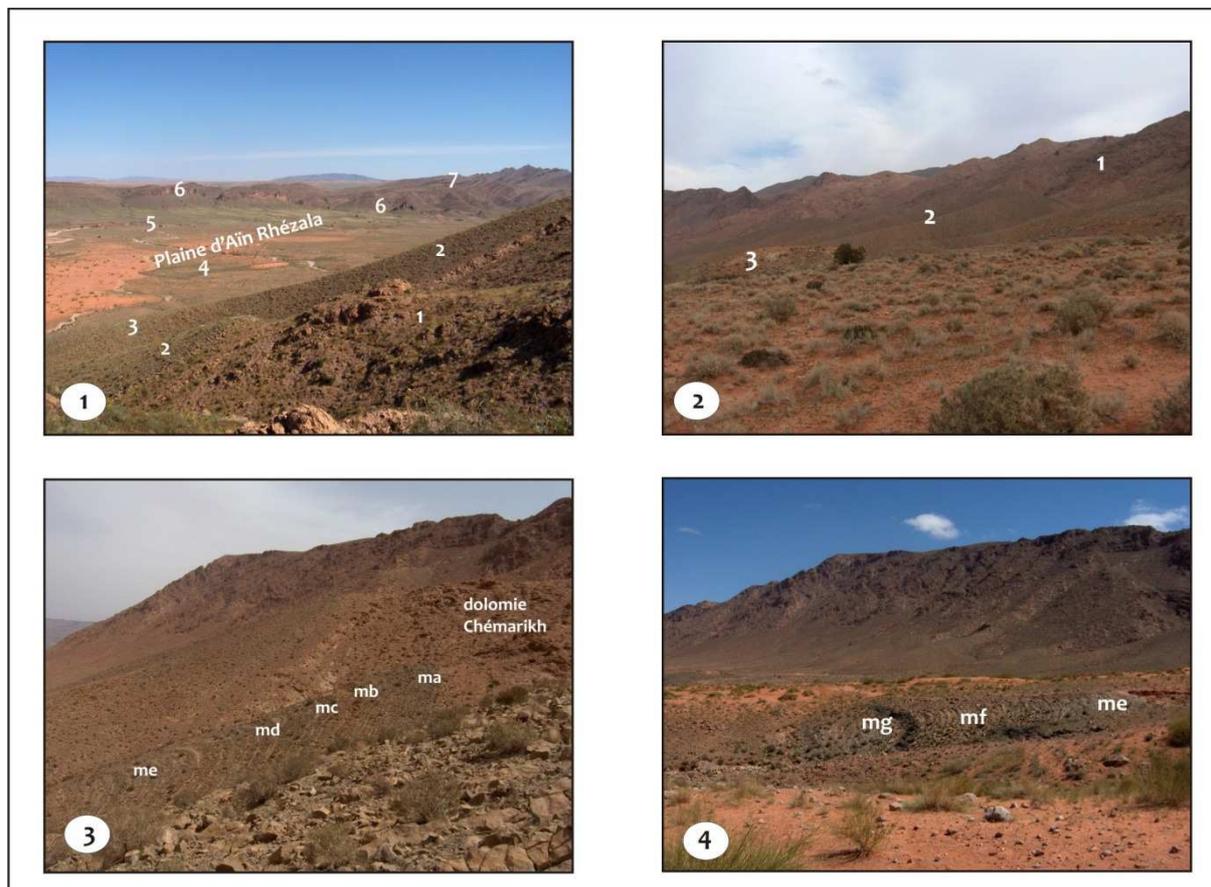
**Fig. 7 : Carte de situation des coupes de 1 à 9 dans la région d'Aïn Ouarka et Tiout (Sillon atlasique) issue d'images satellitaires ETM+ (CC 321)**

Pour les discontinuités, après les avoir déterminé sur le terrain nous allons les corrélérer avec celles définies par Mékahli (1995) (Tableau 1 : discontinuités) et reprendre les mêmes notations.

## **1.1 Description des coupes**

### **1.1.1. Coupe du SW d'Aïn Rhézala (coupe N°1 carte de situation fig. 7) :**

La voûte de l'anticlinal est occupée par une faille longitudinale N30°E (décrochante et inverse). Les formations rencontrées sont (fig. 8 coupe au SW de la petite ferme):



**Planche 1** : différentes formations et membres de la coupe levée au SO de Aïn Rhézala (flanc NO de Chémarikh).

Ph. 1 et 2 : 1 : Dolomie de Chémarikh, 2 : les Alternances d'Aïn Ouarka, 3 : les Marnocalcaires d'Aïn Rhézala, 4 : Brèches de la Raknet el Kahla, 5 : Formation de Téniet el Klakh, 6 : Formation de Tifkirt et 7 : Formation de Djara.

Ph. 3 : dolomie de Chémarikh surmontée par le membre a (ma) des calcaires noirâtres sublithographiques à *Arnioceras* (Sinémurien inférieur) [Entre la dolomie et le membre a (ma), la discontinuité D1 est matérialisée par une surface rougeâtre sur un ravinement], mb : calcaires grisâtres à trainées rouges à *Astéroceras* (Sinémurien sup.), mc : calcaires à silex (Sinémurien sup.), md : calcaires verdâtres ondulés (Sinémurien sup.), me : alternance verdâtre de calcaires et de marnes (Carixien).

Ph. 4 : mf : Alternances violacée de calcaires et de marnes (ammonitico-rosso), (Domérien inférieur), mg : Alternance noirâtre de marnes et de calcaires (Domérien moyen à sup.)

#### **a. La « Dolomie de Chémarikh »**

Son épaisseur est estimée à 130 m. C'est l'équivalent de la Formation L1 de Aït Ouali, 1991. Il s'agit d'un ensemble de calcaire dolomitique de couleur beige, parfois gris foncé. Les bancs sont massifs et épais. A l'affleurement la direction des bancs est diffuse (Pl. 1, ph. 1, 2, 3 et 4).

Le sommet est marqué par une discontinuité, matérialisée par un ravinement (Pl. 1 ph. 3), c'est la discontinuité D1 de Mékahli (Tableau 1 des discontinuités de Mékahli). Des empreintes d'ammonites de grande taille ont été aussi observées. Le sommet de ces dolomies a été daté de l'Hettangien inférieur par une ammonite *Caloceras* sp. zone à *Planorbis*, Mékahli, 1995. Le contact entre l'affleurement triasique et l'Hettangien n'est pas visible.

**b. Les « Alternances d'Aïn Ouarka » (139m) (Formations L2 et L3 et base de L4 de Aït Ouali, 1991) (Pl. 1 et 2)**

Cette formation débute à partir de la discordance D1, en la comparant avec les coupes levées par Mékahli dans ce secteur, elle englobe sept membres.

**Membre a : Calcaires noirâtres lités à intercalations de marnes (7 m)**

Ce membre débute par des bancs centimétriques de calcaires bien lités de couleur noire surmontés par une barre de calcaire en bancs centimétriques ondulés. Il s'agit d'un calcaire oobioclastique (radioles d'oursins, lamellibranches etc...) à algues et filaments et ammonites de petites tailles (Pl. 1 ph. 1 et 3). L'âge attribué à ce membre est Sinémurien inférieur à partir d'ammonites, *Arnioceras*, Mékahli, 1995 (ph.1 Pl. 2).

**Membre b : Calcaires sublithographiques grisâtres à traînées rouges, à intercalations de marnes (7 m)**

Ce membre est caractérisé par la présence de stylolithes (compaction-dissolution). Il commence par une barre de calcaires grisâtre à ammonites d'un mètre (1m). Il s'agit de la barre de calcaires à *Asteroceras* de Bassoulet (1973), marquant la discontinuité D2. Cette barre est constituée par des bancs ondulés (Pl. 1, ph.3) de 10 à 30 cm de calcaire grisâtre et rougeâtre riche en ammonites du début du Sinémurien supérieur. Cette barre est surmontée par des calcaires sublithographiques grisâtres de 6 m environ d'épaisseur. Ce sont des bancs de calcaire micritique qui ne dépassent pas 10 cm d'épaisseur intercalés par des marnes à ammonites.

**Membre c : Alternance de marnes et de calcaires à silex (60 m) (Pl. 2 ph. 2)**

Elle englobe des calcaires en bancs centimétriques à décimétriques de couleur gris foncé à la base et gris clair au sommet, à silex en nodules ou stratiformes (en minces couches interstratifiées dans ces calcaires) et des niveaux de marnes gris verdâtres de même épaisseur. L'âge attribué à ce membre est Sinémurien supérieur.

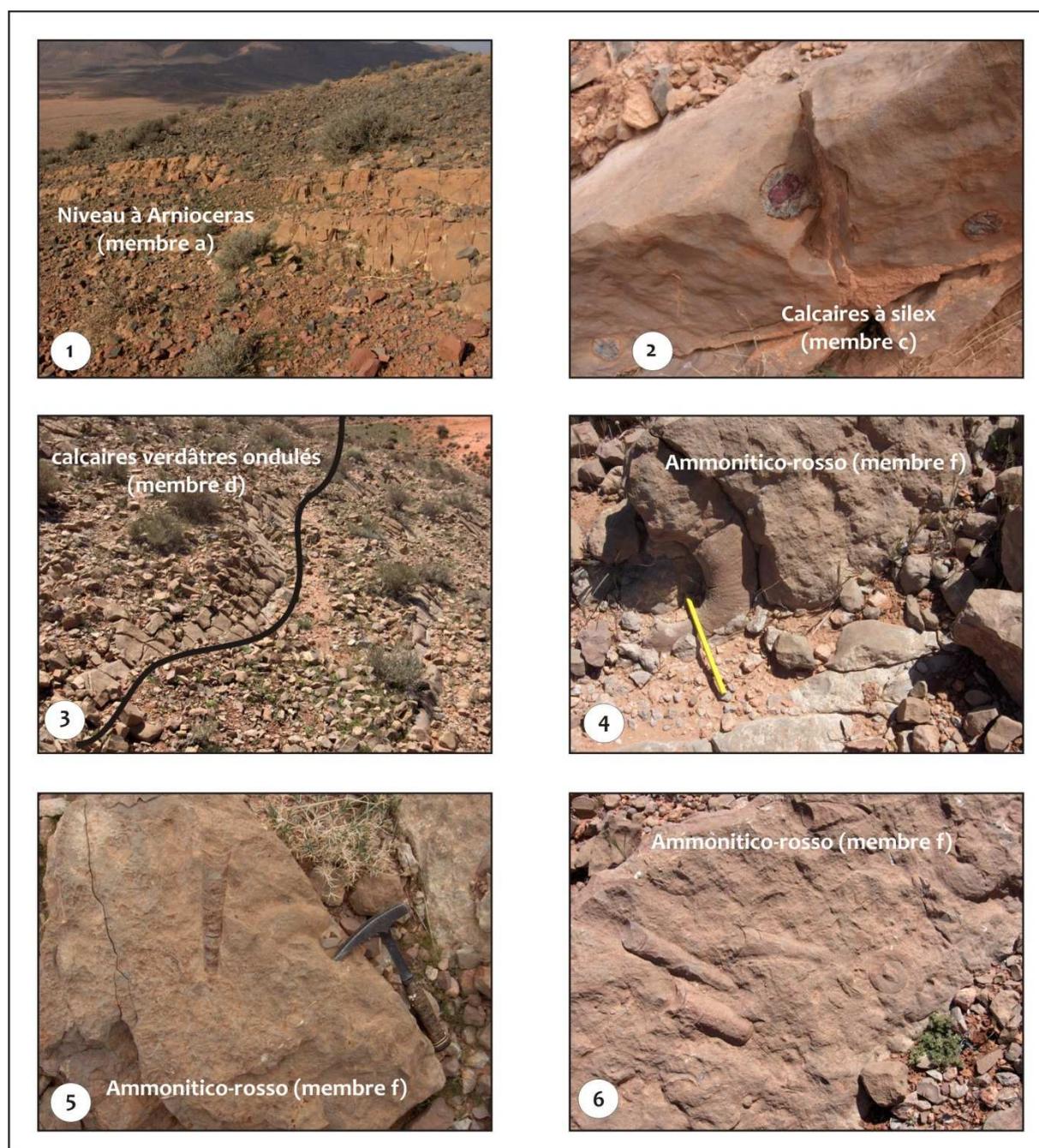
**Membre d : Alternance de marnes et de calcaires ondulés bioturbés (15 m) (Pl. 1 ph. 1 et 3).** Les bancs deviennent bioturbés et dépourvus de silex qui alternent avec des niveaux marneux verdâtres. Cette alternance devienne stratocroissante et les calcaires plus épais prennent une allure ondulée (Pl. 2 ph. 3), où on note la présence de lamellibranches probablement des *Diotus Janus* qui donnent un âge Carixien (Bassoulet, 1973 ; Mékahli, 1995).

**Membre e : Alternance verdâtre de marnes et de calcaires (17 m)**

D'âge Carixien, il s'agit d'une alternance où, les marnes prennent de l'ampleur sur les calcaires (Pl. 1 ph. 1 et 3).

Membre f : Alternance violacée de marnes et de calcaires (10 m), (Pl. 1 ph. 1 et 3)

D'âge Domérien inférieur, c'est l'équivalent de l'« ammonitico-rosso » déterminé par les anciens auteurs dans ce secteur, ce sont des bancs noduleux rougeâtres à intraclastes et forte condensation d'Ammonites du Domérien inférieur (Zone à *Celebratum*) (Pl 2 ph. 4, 5 et 6).



**Planche 2** : Détails des membres de la formation des « Alternances de Aïn Ouarka » : de la coupe levée au sud de Aïn Rhézala (flanc NO de Chémarikh), ma, mc, md et mf.

L'épaisseur de ces deux derniers membres (me et mf), est estimée à **27m**. Ce membre est limité par deux discontinuités, situées à la base et au sommet de l'ammonitico-rosso. Il s'agit de la D3 et la D4 définies par Mékahli (1995). Aït Ouali (1991) a placé la D3 au niveau de l'ammonitico-rosso. Cette discontinuité D3 débute la séquence klupfélienne L4 (ou la Formation L4 de Aït Ouali).

Membre g : Alternance noirâtre de marnes et de calcaires (23 m) (Pl. 1 ph. 1 et 3)

Couvert lui aussi en partie par du sable, il débute par la D4 et se termine par la D5 (Mékahli, 1995). Pour Aït Ouali ce membre représente la base de la formation L4 qui la débute d'ailleurs. Nous avons pu suivre ce membre latéralement le long d'un petit oued ; Il est constitué d'une alternance de calcaires micritique gris noirâtre ondulés, avec de nombreux grains de pyrite. D'épaisseur centimétrique à la base, les bancs deviennent plus épais au sommet alors que les niveaux marneux deviennent plus minces. L'âge attribué à ce membre est Domérien moyen à supérieur, le passage Domérien-Toarcien s'effectue probablement à ce niveau (Mékahli, 1995).

**c. Les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala »** (119 m), (Pl. 1 ph. 1 et 2), formation définie par Mékahli, 1995. Il s'agit de la partie principale de la Formation L4 de Aït Ouali, 1991).

Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires en bancs parfois noduleux, organisée en trois membres :

- « Marnes à intercalations calcaires » (33 m), les marnes sont de couleur verdâtre, sont parfois indurées et fracturées et parfois feuilletées, ce niveau renferme dans sa partie basale des ammonites naines et pyriteuses qu'on n'a pas pu déterminer. Les bancs de calcaires sont de couleur gris verdâtre, bioclastiques et noduleux, d'épaisseur centimétrique. Ce membre a été daté du Toarcien inférieur à partir d'ammonites, zone à Polymorphum par d'anciens auteurs (Bassoullet 1973, Douihasni 1976, Aït Ouali 1991 et Mékahli 1995).

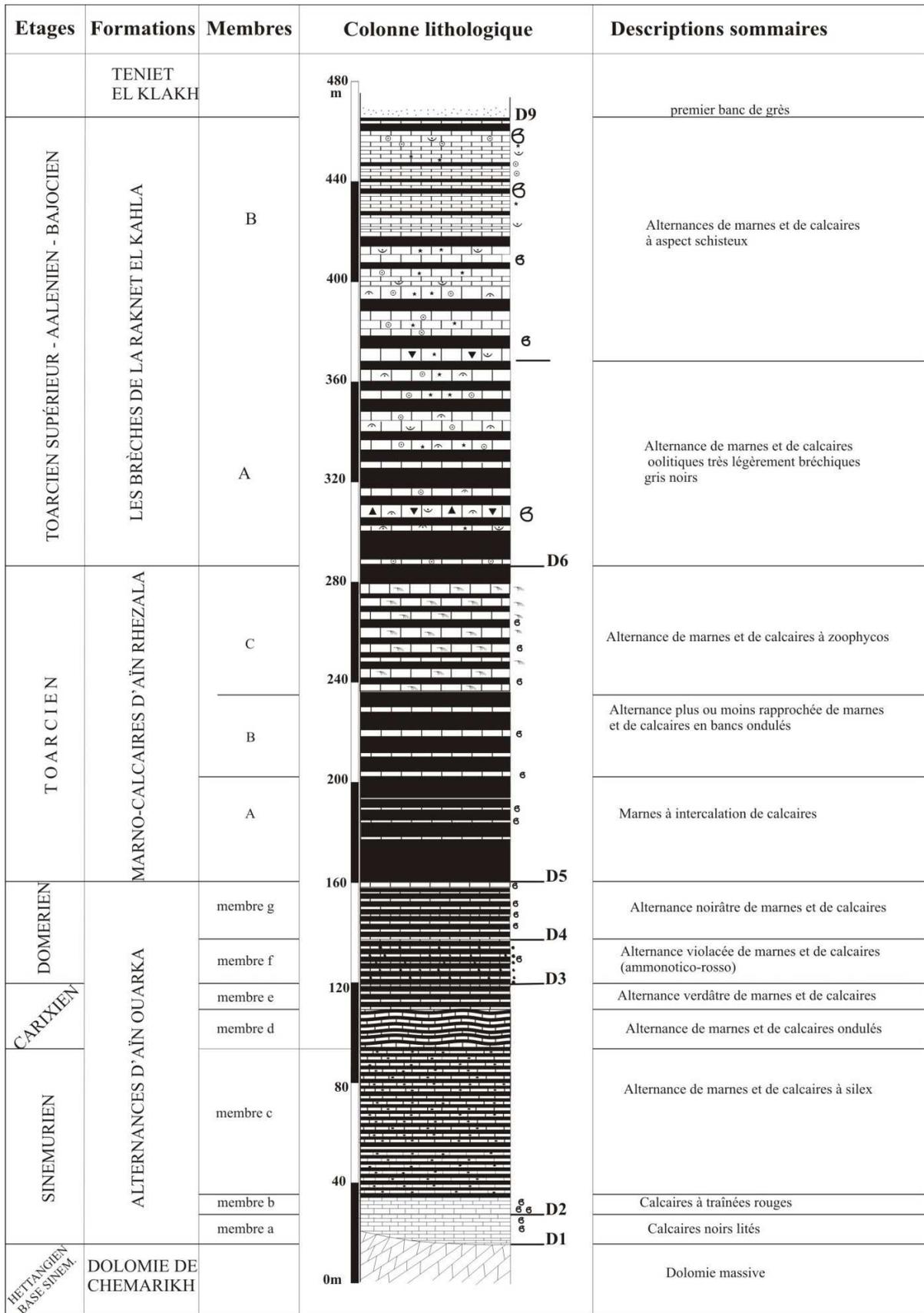
- « Alternance plus ou moins rapprochée de marnes et de calcaires en bancs ondulés (déformés) » (42 m), les calcaires sont toujours noduleux qui deviennent plus rapprochés et plus épais (stratocroissants), de couleur gris verdâtre, bioclastiques, à ammonites et très riches en filaments (« posidonomyes », Mékahli, 1995). Les marnes sont de couleur blanchâtre. En corrélant ce niveau avec des coupes levées par les anciens auteurs correspond au Toarcien moyen, zone à Bifrons et zone à Gradata.

- « Alternance de marnes et de calcaires à *Zoophycos* » (44 m). Dans cette partie les bancs de calcaires deviennent grisâtres et rugueux. Ils augmentent d'épaisseur et deviennent

décimétriques (parfois métriques) au contraire des marnes qui diminuent de puissance et deviennent centimétriques. Ce niveau a été daté du Toarcien supérieur à partir d'ammonites, zone à Bonarelli (Mékahli, 1995).

**d. Les « Brèches de la Raknet El Kahla »** (190 m) (cette formation a été définie par Mékahli, 1995). Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires interrompue (ou coupée) par des bancs de calcaires légèrement bréchiques.

Elle est rapportée en cet endroit au Toarcien supérieur-Aalénien-Bajocien (Mékahli, 1995). Cette formation comprend de bas en haut :



**Fig. 8** : Coupe levée au SO de Aïn Rhézala

Lias-Début Dogger

Alternance de marnes et de calcaires gréseux gris noirs (80m), elle est constituée de calcaires à interlits marneux et de calcaires marneux feuilletés à slumpes avec la présence d'un calcaire bréchiq ue à rostr es de bélemnites.

- Alternances de marnes et de calcaires à aspect schisteux (110m)

C'est une alternance de calcaires micritiques souvent laminés à aspect **schisteux** et de marnes grises feuilletées. Les bancs de calcaires sont parfois slumpés comportent par endroits des oolithes sous forme de petites lentilles.

#### 1.1.2. **La coupe du NE d'Aïn Rhézala** ou coupe de la Raknet El Kahla (X=769 219.00 E, Y=362 5921.50 N). (Coupe N°4 fig. 7)

Cette coupe est située au NE de Djebel Chémarikh, dans la rive droite d'Oued El Mélah. Elle est constituée de de la base au sommet :

1. **La « Dolomie de Chémarikh »** qui n'affleure que sur 52m.
2. **Les « Alternances d'Aïn Ouarka »** (100m), cette formation commence par :

- a. **Le membre f** : « Alternances violacées de marnes et de calcaires » 28m d'épaisseur :

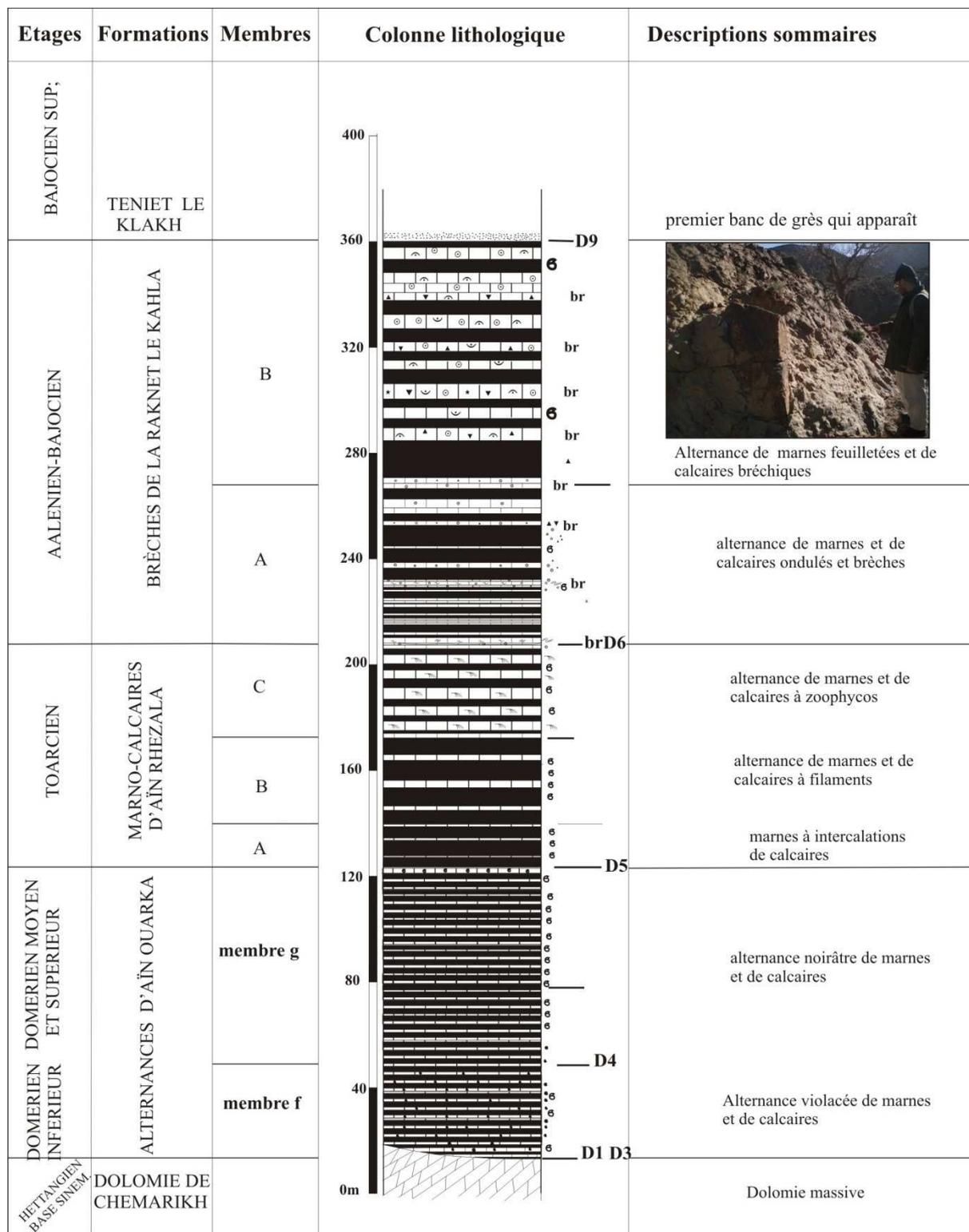
Au dessus de la « Dolomie de Chémarikh », cette coupe se poursuit par des calcaires gris verdâtres bien exprimés à interlits de marnes légèrement violacées (rougeâtres) qui ressemble au faciès ammonitico-rosso rencontré plus au SO. Ces alternances sont riches en ammonites du Domérien inférieur (Mékahli, 1995).

- b. **Le membre g** : « Alternance noirâtre de calcaires et de marnes ». On remarque la stratodécroissance des bancs de calcaires généralement biodétritiques et une légère prédominance des marnes. Ce membre a été subdivisé en deux termes (Mékahli, 1995) :

- « Alternance de marnes et de calcaires biodétritiques » (27m), constitué par des bancs de calcaires bioclastiques à cristaux de pyrites qui, au sommet forment une grande surface structurale. Nous notons la présence d'ammonites du Domérien moyen (Mékahli, 1995).

- « Alternance de marnes et de calcaires lités à dalles de calcaires » (45m), il s'agit d'une alternance de marnes et calcaires coupée par des arêtes de calcaires en dalles plus épaisses, à nombreuses ammonites de grandes tailles, d'âge Domérien supérieur (Mékahli, 1995).

3. **Les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala »**, cette formation s'étend sur environ 80m, elle est subdivisée en 3 membres :



**Fig. 9: Coupe de Raknet El Kahla  
Lias-Début Dogger**

- Marnes à intercalations de calcaires : 15m d'épaisseur, il s'agit généralement de marnes vertes parfois chocolatées, où sont intercalés de minces bancs de calcaires. L'âge donné à ce membre par Mékahli, 1995 est Toarcien inférieur.
- Alternance de marnes et de calcaires à filaments : 33m d'âge Toarcien moyen (Mékahli, 1995).

- Alternance de marnes et de calcaires à *Zoophycos* : 32m d'âge Toarcien supérieur (Mékahli, 1995)

4. **Les « Brèches de la Raknet El Kahla »**, (162m)

- Alternance de marnes, de calcaires ondulés et brèches (35m)
- Alternance de marnes schisteuses et de calcaires à brèches (127m)

(Description dans le chapitre suivant).

**2. LES FORMATIONS DU BAJOCIEN-BATHONIEN :  
« TÉNIET EL KLAKH » ET « TIFKIRT »**

**Introduction** (Pl. 3, ph. 1, 2, 3 et 4)

**a. « Formation de Téniet El Klakh »** (690 m)

Elle a été définie pour la première fois par Bassoullet (1973) à Téniet El Klakh, entre Djebel Tifkirt et Djebel Souiga au NE de Aïn Séfra, près du village de Mékalis.

Dans le secteur d'Aïn Ouarka la formation de « Téniet El Klakh » occupe la dépression qui entoure Djebel Chémarikh. Lithologiquement elle est subdivisée en deux membres distincts : (1) Un membre inférieur, constitué de deux ensembles morphologiquement différents ; des barres métriques à dominance gréseuse et des combes argileuses, généralement cachées par des dunes de sable et (2) un membre supérieur constitué d'argiles avec des passées carbonatées.

**b. « Formation de Tifkirt »** (270m à 430 m)

Le nom de cette formation revient aussi à Bassoullet, 1973. Cette formation a été définie à Djebel Tifkirt, situé au NE de Djebel Aïssa et SW de Djebel Souiga. Elle débute par des calcaires récifaux, ou bien leurs équivalents latéraux (péri-récifaux) ; (membre inférieur) et passe à une alternance de barres discontinues, métriques à décimétriques à dominance carbonatée et de combes à dominance gréso-argileuses (post-récifal) ; (membre supérieur).

- Deux coupes ont été levées dans des endroits différents, tout au long de Djebel Chémarikh (fig. 7 coupes N°5 et 6)

**Première coupe : coupe au Sud d'Aïn Rhézala :**

**« Formation de Téniet El Klakh » :**

Elle fait suite à la coupe levée à côté de la ferme, au Sud de la coupe « C » de Mékahli :

690 m d'épaisseur : le premier membre, (membre argilo-gréseux), (490 m). Le deuxième membre, (membre argilo-carbonaté), (200 m),

**Deuxième coupe : coupe de Djebel Djeraouine au Nord d'Aïn Rhézala** (au nord du diapir)

Il s'agit de la coupe complète de la « Formation de Tifkirt »

Epaisseur : **270 m**

Membre inférieur péri-récifal : **15 m**

Membre supérieur post-récifal : **255 m**

Nous notons qu'à l'aplomb du diapir, la formation de « **Téniet El Klakh** » possède une très faible épaisseur et que le **membre récifal de la « Formation de Tifkirt »** est très développé.

### **Troisième coupe : Coupe d'Aïn Rhézala :**

- « **Formation de Téniet El Klakh** » :

Elle fait suite à la coupe levée aux environs du monument (Fig. 7 coupe N°7) :

**460 m d'épaisseur** en deux membres ; membre argilo-gréseux (**400 m**) et membre argilo-carbonaté (**60 m**).

- « **Formation de Tifkirt** » : d'une puissance de **430 m** se divise en deux membres

Un membre récifal (**35 m**) et un membre post-récifal (**390 m**)

La première et la deuxième coupe sont les plus complètes, elles seront décrites.

## **2.1. Description des coupes (fig. 10 et 11)**

### **2.1.1. La « Formation de Téniet El Klakh » (fig. 10) :**

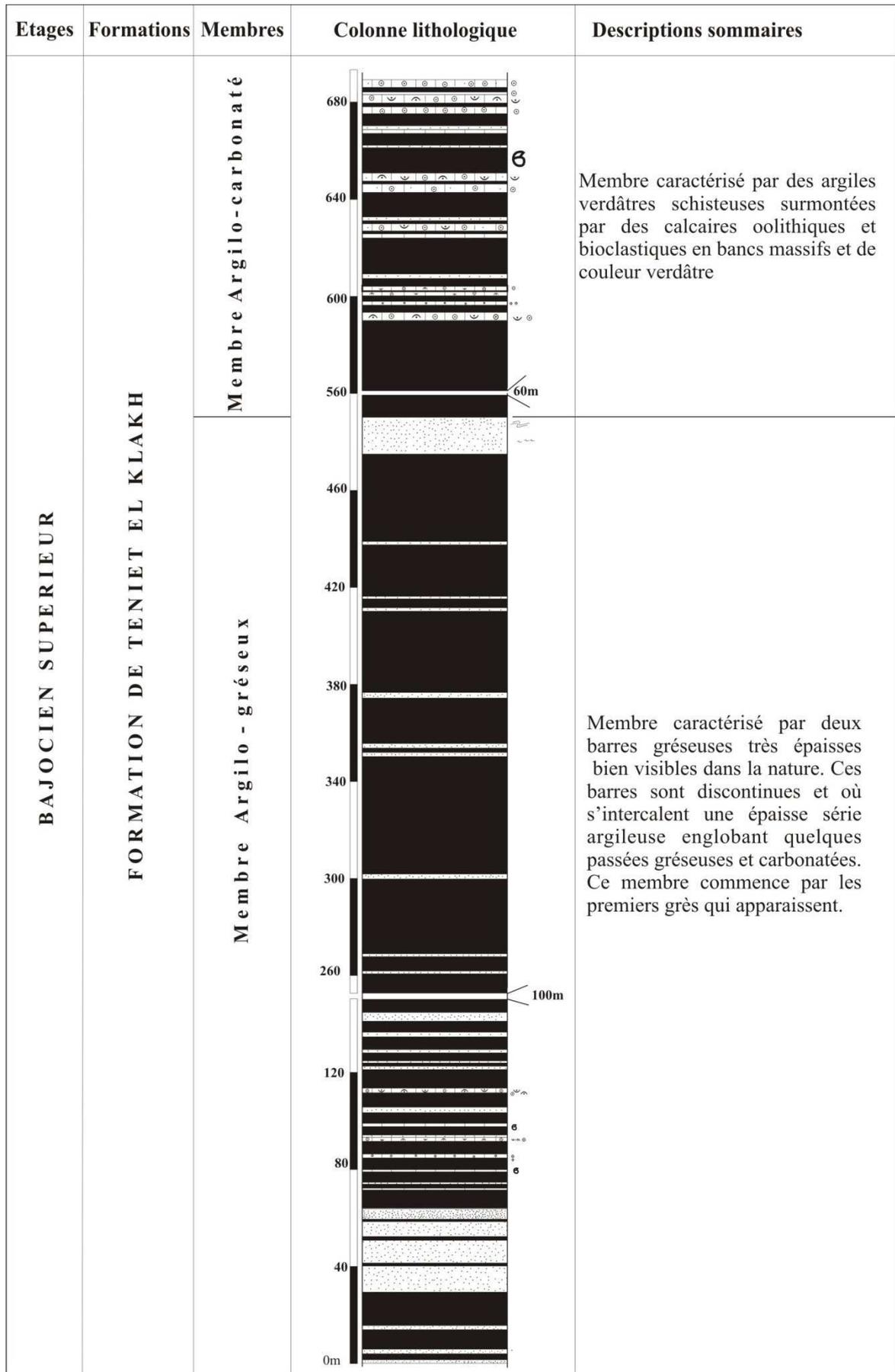
**Première coupe** : coupe au **Sud d'Aïn Rhézala** (Fig. 7 coupe N°5) :

- « **Formation de Téniet El Klakh** » :

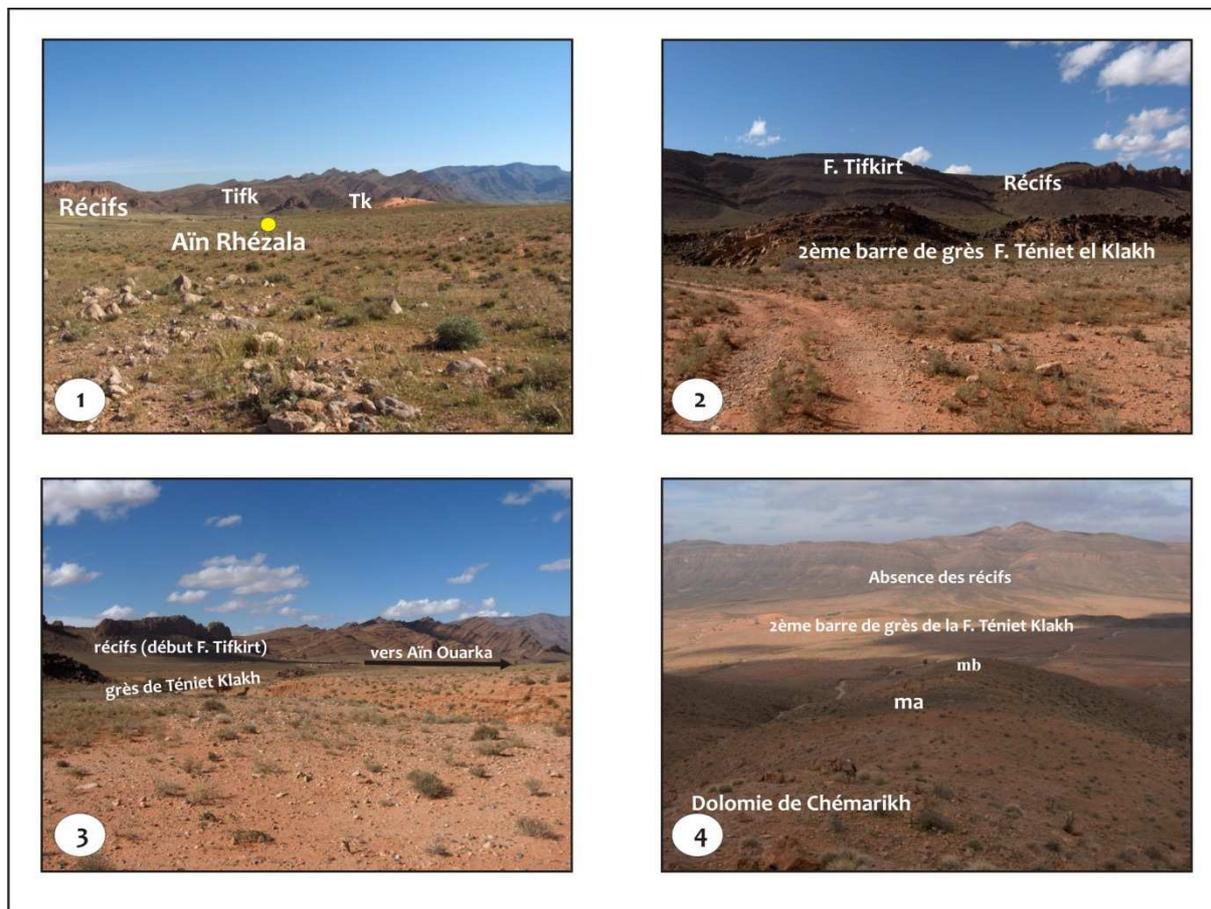
Elle fait suite à la coupe levée à côté de la ferme au Sud de la coupe N°1 : **690 m d'épaisseur** : le premier membre, (membre argilo-gréseux), (**490 m**). Le deuxième membre, (membre argilo-carbonaté), (**200 m**),

De **690m** d'épaisseur, elle fait suite à la coupe que nous avons levé à côté de la ferme (à la suite de la coupe **N°1**) au sud d'Aïn Rhézala, elle est composée de deux membres : Un membre argilo-gréseux à la base (490m) : il est constitué de deux barres gréseuses, latéralement discontinues de grande extension, bien visibles dans la nature (Pl. ph.1, 2, 3 et 4).

Ces barres sont séparées par une combe d'argiles verdâtres feuilletées, intercalées par des niveaux gréseux et peu de calcaires. La première barre (30m) est composée de trois barres gréseuses lenticulaires, d'épaisseur comprise entre 3 et 14m, séparées par des argiles verdâtres feuilletées. Ces barres sont constituées de grès fins à moyens de couleur noirâtre à la patine et verdâtre à la cassure. Ces grès sont caractérisés par des litages horizontaux et obliques, des rides de courant et des *flute casts* (figures de base des bancs).



**Fig. 10 : Coupe levée au Sud de Aïn Rhézala : Formation de Téniet El Klakh**



**Planche 3 :** Les particularités géomorphologiques et faciologiques des formations de Téniet el Klakh et Tifkirt (coupes levées le long du flanc NO de Djebel Chémarikh)

Ph. 1 : situation par rapport à Aïn Rhézala des grès qui débutent la formation de Téniet el Klakh (Tk) (la petite dune) et des récifs qui débutent la formation de Tifkirt (Tifk).

Ph. 2 et 3: 2<sup>ème</sup> barre de grès de la formation de Téniet el Klakh et les récifs de la formation de Tifkirt (Bajocien-Bathonien inf.).

Ph. 4 : Coupe levée beaucoup plus au Sud Ouest de Aïn Rhézala qui montre l'absence des récifs qui débute généralement la Formation de Tifkirt.

Cette barre est surmontée par une puissante série argileuse dépassant les 350m d'épaisseur. Cette série est intercalée par une alternance de grès fins à moyens décimétriques lenticulaires, souvent en plaquettes de couleur généralement verdâtre, à litage horizontal, rides de courant et figures de glissement (slumps) et des bancs centimétriques de calcaires oolithiques de couleur grisâtre parfois jaunâtre à bioclastes (gastéropodes et plaques d'échinodermes). La seconde barre gréseuse (15m) est constituée de grès fins à ciments carbonaté verdâtre à la cassure, d'épaisseur décimétrique, à rides de courant et slumps qui coiffe ce premier membre.

- Un membre argilo-carbonaté (200m) : ce membre commence par des argiles de 100m d'épaisseur ensuite viennent des calcaires micritiques noirâtres parfois jaunâtres intercalés par des argiles à aspect schisteux d'épaisseur dépassant le mètre. Cet ensemble se suit par des calcaires massifs oolithiques et bioclastiques à grains de quartz et de couleur verte.

### 2.1.2. La « Formation de Tifkirt » (fig. 11)

**Deuxième coupe :** coupe de Djebel Djeraouine au nord du Diapir (fig. 7 coupe N°6)

C'est la coupe la plus complète de la « **Formation de Tifkirt** »

Epaisseur : **270m**

Membre inférieur péri-récifal : **15 m**

Membre supérieur post-récifal : **255 m**

Il s'agit d'une alternance régulière de calcaires, d'argiles peu stratifiées et indurées (argilites) et de grès. D'une épaisseur de **270m** d'épaisseur environ, elle est subdivisée en deux membres, un membre péri-récifal à la base surmonté par un membre post-récifal.

- Membre péri-récifal (15m) (faciès équivalent des récifs) : se présente en bancs métriques de calcaires oolithiques et bioclastiques, à polypiers et débris d'échinodermes et montrent parfois des litages entrecoupés, des stratifications madrées (*flaser bedding*) et à quartz. Les grès sont fins et à ciment carbonaté et sont peu abondants. Ce membre se termine par un encroûtement ferrugineux.

- Membre post-récifal (255m) : ce membre est caractérisé par un ensemble de séquences qui se répètent sur 255m. Ces séquences sont constituées chacune, à la base par une alternance : (1) de calcaires oolithiques et bioclastiques qui se présentent d'abord en bancs individuels dans les premières séquences de base puis en barres lenticulaires d'épaisseur métrique à décamétrique vers le sommet. Ils sont constitués de bioclastes (tests de bivalves, de gastéropodes, de brachiopodes, des restes d'échinodermes et d'algues). Ces calcaires présentent aussi des structures sédimentaires telles que des litages horizontaux et obliques en mamelons (*HCS*) et des rides de vagues, (2) de grès qui sont à patine noirâtre, fins et en plaquettes en bancs centimétriques à décimétriques et à ciments siliceux. Ces grès et ces calcaires sont intercalés dans des argiles verdâtres ou rougeâtres (3).

Ces séquences sont coiffées au sommet par des grès massifs, de couleur blanchâtre (propre) à grains moyens à ciment carbonaté parfois siliceux qui se présentent en barres, d'épaisseur décamétrique à litage horizontale et oblique.

Il s'agit de séquences régressives qui se répètent (séquences coarsening upwards) et qui sont au nombre de neuf (09) séquences. Nous notons que les grès sont stratocroissants.

Etages	Formations	Membres	Colonne lithologique	Descriptions sommaires
BAJOCIEN SUPERIEUR-BATHONIEN INFERIEUR	FORMATION DE TIFKIRT	Membre post-récifal		<p>Alternances de grès, d'argilites et de calcaires oolithiques et bioclastiques. Les calcaires s'organisent en bancs à la base puis en barres lenticulaires. Les grès deviennent massifs au sommet. Ces alternances s'organisent en séquences qui se répètent.</p>
		Membre péri-récifal	Faciès récifal	

**Fig. 11:** Coupe levée à Djebel Djeraouine (flanc NO de Chémarikh)  
Formation de Tifkirt

### 3. LES FORMATIONS DU DOGGER-JURASSIQUE SUPERIEUR : « DJARA ET AÏSSA »

#### Introduction

Pour l'étude de ces deux formations plusieurs coupes ont été levées en différents endroits: à Aïn Ouarka, à Djebel Djara et à Belafloufa (au SO de Djebel Aïssa)

La coupe qui sera décrite a été levée dans la région d'Aïn Ouarka, à Djebel Djeraouine (flanc NO de Dj. Boulherfad), à l'Ouest du complexe diapirique (fig. 6) (Pl. 3, ph. 3).

Cette coupe ayant pour coordonnées UTM :

x1 = 765296,25E  
y1 = 3625709,48N

x2 = 764184,75E  
y2 = 3626478,98N

Elle englobe la « Formation de Djara » et la « Formation d'Aïssa ».

### **3.1. Description des coupes**

#### **3.1.1. La « Formation de Djara » (Fig. 7 coupe N°7) (Fig. 12)**

« Djara » est le nom d'un anticlinal d'altitude moyenne situé au NO du grand anticlinal d'Aïn Ouarka (Djebel Boulherfad). Il est allongé SO-NE depuis Aïn El Hadjadj au SO, jusqu'à El Melabed et Méhirize au NE. Ces deux terminaisons périclinales sont occupées grossièrement par des affleurements triasiques et infraliasiques (Fig. 6).

Cette formation a été définie par Bassoullet en 1973 relativement au Djebel Djara. C'est une alternance de grès, d'argilites et de dolomie. La limite inférieure a été placée à l'endroit où disparaissent les bancs de calcaires et la limite supérieure est marquée par la disparition des bancs dolomitiques.

Cette formation de 472 mètres est subdivisée en deux membres : un membre inférieur et à dominance carbonatée un autre supérieur à dominance gréseuse (fig. 12).

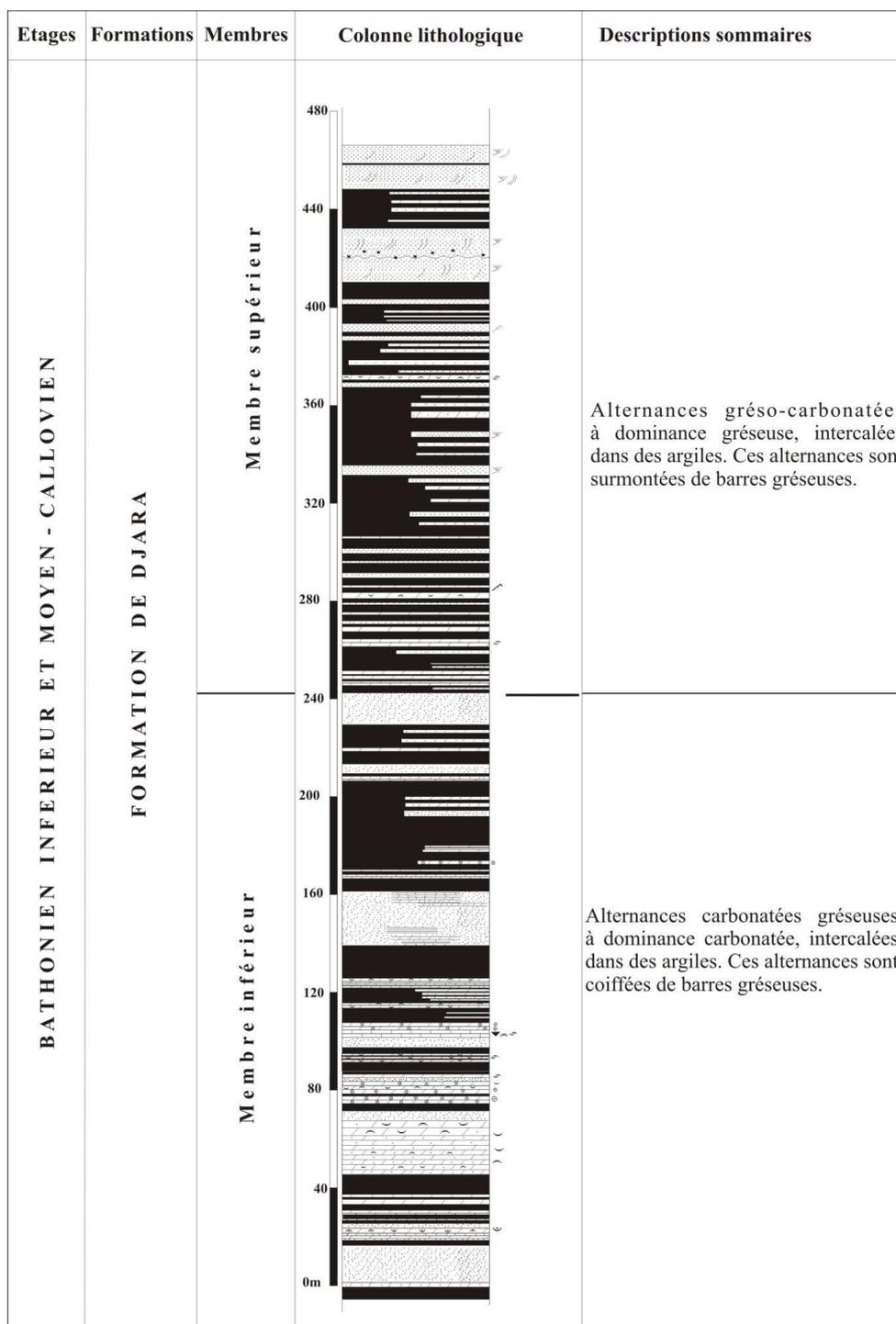
##### **1.1. Membre inférieur (242m)**

Ce membre est caractérisé par l'importance des épaisseurs des bancs. Il est constitué par une alternance de calcaires de dolomies, d'argiles et de grès.

Après une discontinuité marquée par une surface ferrugineuse sur un grès blanchâtre à grains moyens et à ciment carbonaté, se déposent deux niveaux noduleux et ferruginisés de dolomie gréseuse qui débute cette formation. Ces derniers sont surmontés par des argiles coiffées par un niveau de dolomie de couleur marron à la patine et grisâtre à la cassure à fentes de dessiccation. Ce niveau de dolomie passe à des grès blanchâtres chenalisés, d'une douzaine de mètres d'épaisseur, qui passe latéralement vers l'Ouest à 23m d'épaisseur. Noirâtre à la patine blanchâtre à la cassure, ce grès à grains moyens, bien classés, à ciment carbonaté et riche en structures hydrodynamiques (stratifications obliques et entrecoupées devient plus blanchâtre, plus propre, plus dur et les stratifications obliques prennent de l'ampleur.

Ce membre se termine par un autre niveau de grès chenalisé (+de 10m d'ép.). Il s'agit d'un grès massif noirâtre à la patine, blanchâtre à la cassure, à grains moyens et à

stratifications obliques. Il présente des rides de courant sur sa surface supérieure. Ce banc est surmonté par des grès en plaquettes (de 4m d'épaisseur) d'ordre centimétriques à décimétriques.



**Fig. 12:** Coupe levée à Djebel Djeraouine (flanc NO de Chémarikh) « Formation de Djara »

Les dolomies : sont de couleur jaunâtre mielleuse ou grisâtre. Par endroit leur sommet est marqué par des fentes de dessiccation. Elles se présentent soit en plaquettes centimétriques à décimétriques, de nature bioclastique, lumachéllique ou oolithique, et associés à des galets mous, soit en bancs massifs métriques qui peuvent se grouper pour donner des barres de grande épaisseur de 20 m environ.

A 40m de la base une barre de 26m se présente sous plusieurs aspects : lumachéllique ; gréseuses avec des lentilles riches en bioclastes et en lentilles intercalées dans des grès. Elles sont riches en structures hydrodynamiques : litages horizontaux, obliques et entrecoupés ; des structures mamelonnées (*HCS*) ; des stratifications madrées (*flaser-bedding*) ; des litages obliques en arête de poissons (*heringbone*) ; litages ondulés (*convolutes laminations*).

Les grès: sont massifs ou en plaquettes de couleur blanchâtre et verdâtre rarement rougeâtre. Chenalisés ou non, ils sont à grains fins à moyens, à ciment carbonaté, argileux ou siliceux. Parfois, ils alternent avec les dolomies quand ils sont de faible épaisseur. Ils sont caractérisés par des figures hydrodynamiques, des litages obliques et entrecoupés, des litages mamelonnés et madrés.

Les calcaires sont rares et d'épaisseur réduite. Ils sont représentés par des niveaux de calcaire dolomitique bioclastique, de calcaire noduleux à bioclastes décimétriques, de calcaire verdâtre à aspect bréchiq, à rares bioclastes. A une centaine de mètres de la base, un niveau repère de 2,5m d'épaisseur de calcaire grisâtre intercalé dans des argiles, très riche en faunes : gastéropodes, lamellibranches, brachiopodes et oursins. Dans ce flanc nord occidental les couches plongent vers le NW, avec un pendage très fort, qui devient sub-vertical à vertical au sommet qui se renverse légèrement au-delà du sommet.

## 1.2. Membre supérieur (230m)

Il est caractérisé par la réduction des épaisseurs des alternances (grès, argiles et dolomies). Le taux des grès domine et devient important vers le sommet à la différence des dolomies qui étaient importantes dans le premier membre, se réduisent dans ce membre et deviennent très rares vers le sommet. Le taux des argiles est presque identique à celui du premier membre, elles sont de couleur lie-de-vin avec quelques passées verdâtres.

Ce membre débute par deux petits bancs décimétriques de grès, d'aspect massif et sans structures hydrodynamiques séparés par des argiles d'un mètre d'épaisseur. Ensuite, apparaît une dolomie jaunâtre de 2,5m d'épaisseur, **bréchiq à la base** (en plaquettes centimétriques), affectée au sommet par des « *mud-cracks* ». Ces dolomies sont en alternance avec des argiles lie de vin.

Les grès deviennent très importants vers le sommet (atteignent plus de 15m d'épaisseur). Ils sont massifs ou en plaquettes et riches en figures hydrodynamiques. Ils

montrent des stratifications obliques et entrecoupées et parfois des litages mamelonnés ou madrés.

Le sommet de ce membre supérieur de la « Formation de Djara » est marqué par un niveau de grès chenalisé noirâtre à la patine, blanchâtre à la cassure à grains moyens et à galets mous (massif à la base qui devient en plaquettes et riche en traces de végétaux (bois silicifiés) vers le haut.

Bassoullet (1973) a attribué la « Formation de Djara » au Bathonien supérieur - Callovien. Cette formation serait d'âge Bathonien inférieur à Callovien (A. Kacemi, 2005, 2008).

### 3.1.2. La « Formation d'Aïssa » (fig. 7 coupe N°8) (Fig. 13)

« Aïssa » est le nom d'une montagne située au nord de la ville d'Aïn Séfra (fig. 6). Elle est limitée par Dir El Haïrach et Garet Debba au SW et Djebel Tifkirt au NE. Ce Djebel représente le point culminant des Monts des Ksour (2236m). Il s'agit d'un grand anticlinal faillé orienté SW-NE à faciès essentiellement gréso-argileux d'âge Jurassique supérieur.

La « Formation d'Aïssa » est la continuité de la « Formation de Djara », elle a été définie par Bassoullet (1973) relativement à Djebel Aïssa. Il s'agit d'une formation entièrement argilo-gréseuse dans tous les Monts des Ksour.

Dans le but d'étudier les variations des faciès et des épaisseurs et de prendre des mesures structurales de cette formation, une coupe transversale SE-NW a été levée à Djebel Djara (fig. 6).

### 3.1.3. Description d'une coupe levée à Djebel Djara (Fig. 13) :

Pour la description, le flanc sud est a été choisi parce que la formation est plus complète ; elle débute par la partie supérieure du membre supérieur de la Formation de Djara. Cette dernière est en contact anormal avec le Trias qui affleure au cœur de l'anticlinal à la faveur d'une faille inverse longitudinale qui a fait remonter ce flanc SE.

Le passage de la « Formation de Djara » à la « Formation de Aïssa » n'est pas net. Il est marqué seulement par la disparition de la dolomie et une discontinuité (HG au sommet des grès) marquant la fin d'une séquence régressive (argiles-grès). La limite supérieure est beaucoup plus nette, elle est caractérisée par la disparition des gros bancs de grès et l'apparition des argiles et de la dolomie.

Cette formation de **500m** d'épaisseur a été subdivisée en deux membres :

### **1. Le membre inférieur ou membre des «Alternances espacées» (270m)**

Ce membre est constitué d'argile, peu de dolomie et de grès. A la base, ce membre débute par des argiles rougeâtres d'une trentaine de mètres d'épaisseur qui s'alternent ensuite avec des grès massifs et en plaquettes de couleur généralement blanchâtre de 2 à 24m d'épaisseur possédant des stratifications horizontales (planes et ondulées) ou entrecoupées, des litages mamelonnés (HCS) et en arêtes de poisson.

Les grès sont de couleur claire parfois noirâtre à la patine (patine du désert) et jaune blanchâtre à la cassure, à grains fins à moyens. Ils se présentent en bancs massifs de 2m à 5m d'épaisseur, parfois chenalisés et en plaquettes riches en figures hydrodynamiques qui peuvent atteindre plus de 12m d'épaisseur. Ces grès se terminent par une surface durcie (*hard ground*).

La plupart des dolomies sont centimétriques (15 cm à 65 cm), rares sont les bancs plus épais, un seul banc atteint 4 m d'épaisseur, il est de couleur marron claire à la patine et grisâtre à la cassure, sa surface supérieure est marquée par des rides de courant et la présence des traces de bois fossiles.

Au milieu du membre inférieur, y sont présents des bancs de grès de couleur rougeâtre à la patine et à la cassure à grains fins et à ciment argileux moyennement friables. Ces derniers sont intercalés par des argiles de couleur lie de vin.

Au sommet de ce membre inférieur, les argiles deviennent de couleur verdâtre avec une épaisseur importante, intercalée par des petits bancs de grès verdâtres de 40cm d'épaisseur environ.

### **2. Le membre supérieur (membre gréseux ou alternances rapprochées) (230m)**

Ce membre est caractérisé par la rareté des argiles et quand elles existent, elles sont de faible épaisseur. Les bancs de grès peuvent atteindre une puissance d'une soixantaine de mètres. La partie supérieure de ce membre est caractérisée par la couleur rosâtre des grès et la présence de dragées de quartz.

Ce membre est caractérisé par la disparition de la dolomie et la diminution des argiles. Il s'agit d'une alternance rapprochée d'argiles de très faible épaisseur et de grès très en banc très épais.

Sur plus de 160m d'épaisseur, de gros bancs de grès sont intercalés par des argiles rougeâtres de très faible épaisseur (30cm maximum). Cet ensemble débute par de gros bancs de grès de 35m d'épaisseur de couleur claire (grisâtre et marron claire) riche en traces de végétaux

(bois fossile), à dragées de quartz de 0,5cm à 1cm de diamètre qui peuvent atteindre plus de 2cm.

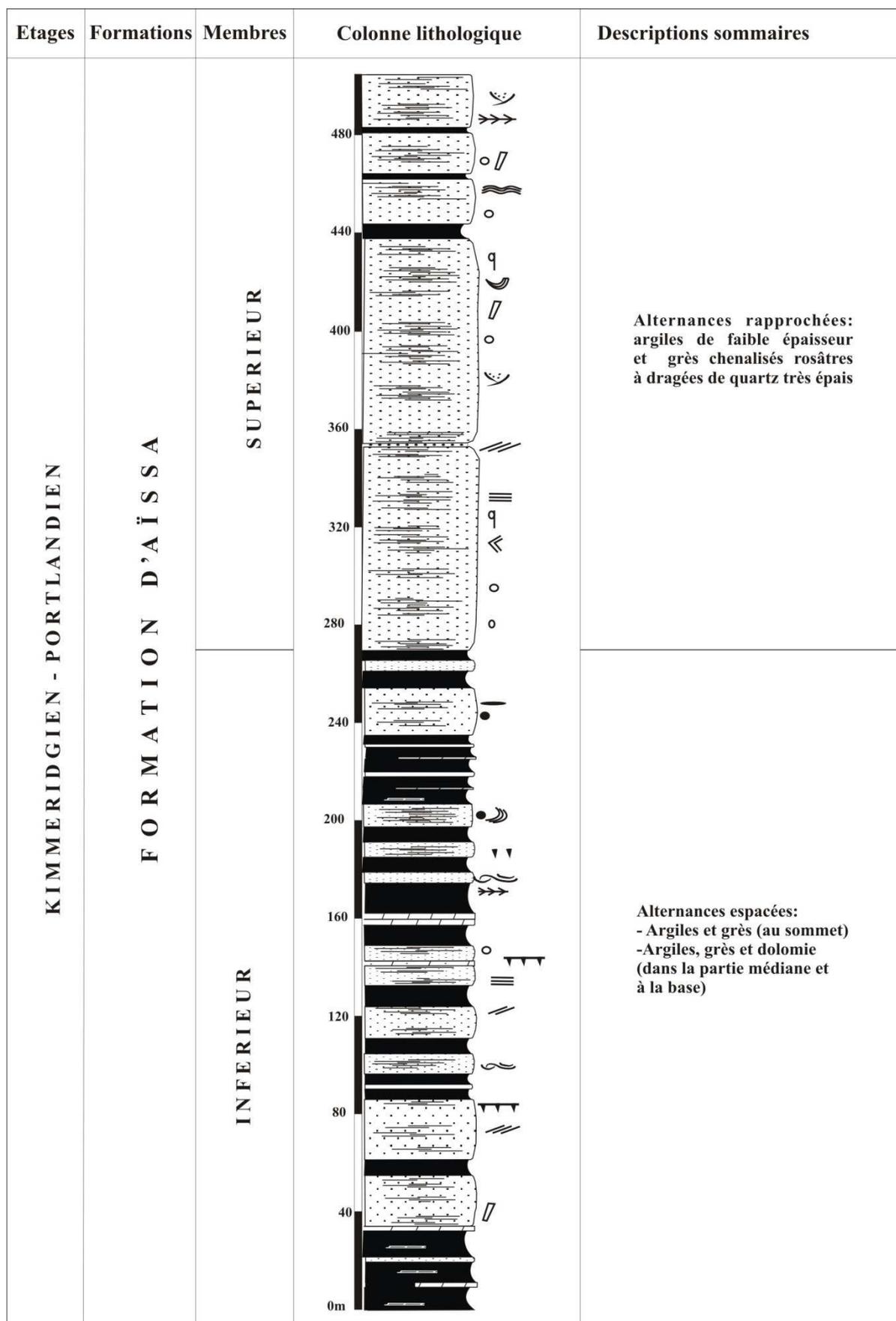


Fig. 13: Coupe levée à Djebel Djara, le flanc SE « Formation d'Aïssa »

Dans la partie médiane de cette entité gréseuse, a été observé un niveau microconglomératique de 1m d'épaisseur qui débute une séquence fluviatile qui surmonte une séquence régressive, le tout donne une « **séquence deltaïque type** ».

Ces grès sont généralement massifs, durs et consolidés. Ils sont parfois surmontés par des grès en plaquettes friable à grains fins et bien classés soit à grains moyens et à galets mous, ou carrément en plaquettes. Le sommet de certains bancs de grès présente des surfaces ferrugineuses (*hard ground*), à lithophages noirâtres (taraudages) et des stratifications obliques, horizontales, et en arête de poissons.

Les argiles sont de couleur verdâtre et rougeâtre. A 64m au dessous du sommet du membre supérieur, nous notons la présence d'un niveau argileux de 6m d'épaisseur (le maximum d'épaisseur des argiles).

Ce membre se termine par un ensemble gréseux massif surmonté par des grès en plaquettes de couleur claire rosâtre à surface supérieure ferrugineuse (*hard ground*).

L'apparition des argiles vertes intercalées par des lits dolomitiques de faible épaisseur annonce la formation suivante ; la « Formation de Tiloula ».

**Dans le secteur de Aïn Ouarka, à Djebel Djeraouine (flanc NO de Chémarikh),** cette formation possède 625m d'épaisseur où les couches de direction SO-NE et à pendage NO se suivent sans discontinuité apparente sur les couches de la formation précédente celle de Djara.

La limite inférieure est marquée par un (*hard ground*) sur des grès massifs (17m) à figures de contournement et riche en fragments de bois silicifiés et limonitisés. La limite supérieure est marquée par la disparition des grès rosâtres, la stratodécroissance des grès, l'apparition des argiles surtout verdâtres et des petits bancs dolomitiques de la « Formation de Tiloula ».

Dans ce secteur, cette formation a été subdivisée en deux membres :

### **2.1. Membre inférieur (ou membre des alternances espacées), 300m**

Ce membre est généralement constitué d'argiles de couleur verdâtre ou lie de vin affleurant en combes. Ces argiles sont intercalées par des grès en plaquettes à grains fins de couleur blanchâtre. D'une épaisseur de 4m à 33m, ces argiles alternent avec des barres de grès à grandes stratifications obliques qui peuvent atteindre 25m d'épaisseur, ces argiles et ces grès se présentent en alternances espacées. Ce membre est caractérisé par la puissance des argiles (plus de 30m) et la présence de niveaux dolomitiques (décimétriques) à la base et qui disparaissent au sommet.

Ce membre englobe 4 séquences d'une épaisseur moyenne de 70m qui se répètent. Elles sont à granoclassement inverse, grano-strato-croissantes, à énergie croissante donc. Il s'agit de séquences type « coarsening up » de type « ksourienne » (A. Kacemi, 2005). Les deux premières séquences sont constituées par des argiles à la base avec des intercalations grésocarbonatées et le tout est surmonté par une barre de grès à grains moyens et de couleur blanchâtre. Les deux autres séquences sont constituées par la même suite lithologique sauf que les carbonates disparaissent.

## **2.2. Membre supérieur (ou alternances rapprochées), 325m**

Ce membre est caractérisé par la rareté des argiles et quand elles existent, elles sont de faible épaisseur. Les bancs de grès peuvent atteindre une soixantaine de mètres. La partie supérieure de ce membre est caractérisée par la couleur rosâtre des grès et la présence de dragées de quartz.

Au sommet et sur 125m : ce membre est caractérisé par la quasi-disparition des argiles. Quand elles existent, il ne s'agit que de simples joints centimétriques. La couleur des grès devient rosâtre avec l'apparition des dragées de quartz. Les épaisseurs des grès peuvent atteindre 55m, ils sont massifs à grains grossiers à la base et s'affinent au sommet. Ils sont chenalisés et ravinés à la base. Il s'agit d'une mésoséquence transgressive de 130m d'épaisseur (type « fining up ») qui montre un granoclassement normal et une énergie décroissante donc, (bon exemple de séquence de Bersier).

La « Formation de Aïssa » d'environ 625m d'épaisseur, constitue une mégaséquence de comblement (4<sup>ème</sup> ordre), à tendance générale régressive. Il s'agit d'une succession de séquences deltaïques (front de delta et plaine supradeltaïque) (Kacemi, 2005).

L'apparition des argiles vertes intercalées par des grès fins à laminations obliques et entrecoupées en alternance avec des lits dolomitiques de faible épaisseur, annonce la « Formation de Tiloula ».

Dans la région d'étude, une attribution stratigraphique n'est pas évidente car toute datation reste impossible en l'absence des fossiles. Selon Bassoullet (1973), ces couches peuvent être placées dans le Jurassique supérieur (Kimméridgien-Portlandien).

## **4. LES FORMATIONS DU PASSAGE JURASSIQUE–CRETACE ET CRETACE INFERIEUR : « TILOULA ET TIOUT »**

### **4.1. Description des coupes**

#### **4.1.1. La « Formation de Tiloula »**

##### **a. Introduction**

Cette formation a été définie par Bassoullet (1973) dans une coupe réalisée à Tiloula. Elle a pour origine une source située sur le flanc sud-est de Djebel Aïssa qui porte le nom de « Tiloula » (fig. 6).

Il s'agit d'une alternance d'argiles, d'argiles pélitiques versicolores gris vert ou violacé, de silts, de grès de teinte claire et de rares petits bancs de dolomies présents dans la partie inférieure et qui disparaissent dans la partie supérieure.

Pour étudier cette formation, plusieurs coupes ont été levées en plusieurs endroits ; entre Djebel Djara et Djebel Rhoundjaïa, au SE de Djebel Aïssa, à Aouinet El Menndil (Tiout), à Dir El Haïrech et Garet Debba dans le secteur de Belafloufa au SO de Dj. Aïssa.

Cette formation occupe la périphérie des grands massifs jurassiques tels que Dj. Aïssa, Dj. Mekther, Dj. Djara, etc. (Fig.5 et 6). Elle constitue donc un repère structural important car elle débute les grands synclinaux à fonds plats, elle est caractérisée par de fortes arêtes gréseuses qui sont bien visibles dans la nature (ex. synclinal d'Aïn Séfra, synclinal de Tirkount, synclinal de Tiout, synclinal de Remta, etc.). Cette formation n'est présente que dans le secteur oriental des Monts des Ksour (Kacemi, 2005).

Dans toutes ces coupes, le début de cette formation est marqué par un changement de faciès caractérisé par un passage bien net des grès massifs de la « Formation de Aïssa » à une zone déprimée, une combe constituée d'un ensemble d'argiles rouges et vertes, intercalées par des petits bancs de grès et quelques bancs de dolomies centimétriques. Ensuite, apparaissent des arêtes gréseuses bien visibles (Dir Haïrach, Dir Aïssa, Aouinet El Menndil (Tiout), etc.).

La limite inférieure de la formation est placée au-dessus des grès massifs rosâtres à dragées de quartz de la formation d'Aïssa. La limite supérieure correspond à l'apparition des grands bancs décamétriques de grès massifs roses rougeâtres à dragées de quartz de la formation suivante.

Cette formation est caractérisée par :

- (1) l'augmentation des épaisseurs des argiles qui étaient très faible dans la formation précédente ;
- (2) l'apparition des premiers niveaux dolomitiques ;
- (3) la disparition des grès rosâtres à dragées de quartz ;
- (4) et enfin l'apparition des grès plus ou moins massifs ou en plaquettes de très faibles épaisseurs et très espacés à grains fins.

## **b. Description de la coupe de Djebel Djara (Fig. 7 coupe N°8)**

La coupe a été levée dans le secteur compris entre Djebel Djara et Djebel Rhoundjaïa. Elle appartient au flanc SE de Djara et débute le synclinal perché de Rhoundjaïa (fig. 14).

Cette formation de 515m d'épaisseur est subdivisée en deux membres :

1. Un membre inférieur (300m)
2. Un membre supérieur (215m)

### **4.1.1.1. Le membre inférieur (300m) :**

A la base, les 110 premiers mètres sont constitués de deux séquences régressives, la première 35m surmontée par une seconde de 75m. Elles sont caractérisées chacune par une combe argileuse où sont intercalés des petits bancs de grès fins et de dolomies de couleur mielleuse (10 cm à 70cm) surmontée d'une barre de grès de couleur marron, à grains fins à moyens, d'épaisseur métrique (2m à 10m), parfois ils sont intercalés par des petits bancs dolomitiques. Ces barres de grès métriques massifs en plaquettes sont terminées par des surfaces durcies ferrugineuses.

**Ensuite vient une combe de 190m** qui caractérise cette formation, elle est constituée d'une alternance de grès et d'argiles à dominance argileuse. Les argiles sont d'épaisseur décimétrique de couleur rougeâtre à la base et verdâtre au sommet, intercalées par des petits bancs de grès, de dolomie centimétrique de couleur mielleuse parfois jaunâtre et de rares bancs gypseux.

### **4.1.1.2. Le membre supérieur (215m) :**

Ce membre débute par une alternance serrée d'argile et de grès de 40m d'épaisseur, à dominance gréseuse. Ces grès sont en plaquettes d'épaisseur métrique (4m à 10m) de couleur marron claire à grains moyens, riche en minéralisation cuprifère (malachite et azurite).

Une combe argileuse d'environ 90m d'épaisseur vient ensuite, elle est intercalée par de rares petits bancs de dolomies lumachelliques de couleur jaunâtre. Cette combe est coiffée par un banc de grès (10m) massifs à la base et en plaquettes au sommet, de couleur blanchâtre à la cassure et à grains fins à moyens à «*flaser bedding*», ce sont les « grès de Tiloula », ces grès blanchâtres (blanc neige) sont présents uniquement dans cette formation.

La « Formation de Tiloula » se termine par une combe argileuse (90m) intercalée de petits bancs centimétriques de grès fins à moyens au sommet de ce membre supérieur.

## **c. Conclusion**

Dans les différentes coupes levées dans la région (flanc SE de Djebel Aïssa, flanc NO de Djebel Djara, Garet Debba et Aouinet El Mendil (Tiout), cette formation est constituée dans l'ensemble d'une sédimentation détritique plus ou moins fine, où on peut suivre :

De la base, (le membre inférieur) :

- Une petite combe argileuse, où s'intercale des grès de faible épaisseur (centimétrique) à grains fins, de couleur variable et de petit bancs dolomitiques de couleur mielleuse. Cette combe est surmontée par des grès en alternance avec des argiles, généralement le dernier banc est un grès chenalisé à base ravinante de couleur rougeâtre et à galets de quartz.

- Combe à dominance argileuse surtout verdâtre parfois gypseuses (coupe de Dj. Aïssa et coupe de Aouinet El Menndil), elle peut atteindre 190 m d'épaisseur (flanc SE de Dj. Djara), 160m (flanc SE de Dj. Aïssa) et plus de 100m à Aouinet El Menndil. Cette combe est intercalée de grès fins à moyens et de bancs dolomitiques, tous les deux d'épaisseur centimétrique.

Etages	Formations	Membres	Colonne lithologique	Descriptions sommaires
Crétacé inférieur	TIOUT	Membre inférieur		Grès chenalisés à dragées de quartz à base ravinante.
Tithonien - Néocomien	FORMATION DE TILOULA	Membre supérieur		combe argileuse surmontée d'une alternance d'argiles et de grès fins à moyens
		Membre inférieur		Combe argileuse intercalée de rares petits bancs de grès fins et de dolomie de faible épaisseur (dolomie lumachéllique)
				Alternance très serrée de grès et d'argiles
		Membre inférieur		Combe argileuse intercalée de rares bancs dolomitiques
Membre inférieur	Alternances d'argiles et de grès fins à moyens avec quelques passages dolomitiques			

**Fig. 14** : Coupe levée à Djebel Djara (flanc SE) la « Formation de Tiloula »

Au sommet, (le membre supérieur)

- Des bancs de grès chenalisés parfois ravinés, d'épaisseur variable pouvant atteindre 5m d'épaisseur à Dj. Djara (les deux flancs), à Aouinet El Menndil et à Dj. Aïssa. Dans toutes les coupes qu'on a levées, cet ensemble se présente en crête bien distincte dans la nature et qui débute les grands synclinaux à fond plat.

- Une alternance de grès fins blanchâtres (grès de Tiloula) à la base et de dolomie de faible épaisseur qui passe à des grès strato-grano-croissant. Cet ensemble est intercalé dans des argiles sur une épaisseur qui dépasse 230m, qui affleure en combe.

#### **d. Age de la formation**

Jusqu'à présent, la formation de Tiloula n'a pas été datée directement à partir des données biostratigraphiques. Toutes les datations proposées ont été effectuées à partir des corrélations avec les séries de l'Atlas saharien central, (région de Laghouat ; Bassetto et Coumes, 1967) et (région de Brézina ; Morizet, 1970). Un essai de corrélation établi par Bassoullet (1973) montre que le passage Jurassique–Crétacé inférieur s'effectuerait au sein de la « Formation de Tiloula ». L'âge proposé est donc Tithonien-Néocomien.

### **4.1.2. La « Formation de Tiout » (Fig. 7, coupe N°9)**

#### **a. Introduction**

Cette formation occupe les synclinaux, son membre supérieur occupe toujours l'axe de ces synclinaux quand les formations du Crétacé supérieur (Formation de Rhelida, celle de M'Daouar et celle de Rhoundjaïa) sont absentes (cas du synclinal de Tiout et de Aïn Séfra). Quand ces dernières sont présentes, elles occupent l'axe de ces synclinaux, en donnant des synclinaux perchés (synclinal de Rhoundjaïa ou celui d'El Hendjir, situé plus à l'Ouest vers Sfisifa).

C'est la formation la plus épaisse relativement aux autres formations qu'on a vu. Pour l'étudier on a repris la coupe de « Tiout » qui porte le même nom (coupe levée par plusieurs auteurs).

« Tiout » est le nom de la première oasis en descendant vers le SW algérien, c'est une commune située à 18km à l'Est d'Aïn Séfra (fig. 6), un des terrains de stage de nos étudiants dans les terrains continentaux (Dynamique sédimentaire des séries continentales).

Plusieurs coupes ont été levées dans le secteur oriental des Monts des Ksour notamment dans la région de Belafloufa (Dir El Haïrech-Garet Debba), à Djenien Bou Rezg, à Téniet Es Souan, à Dj. Djara (flanc NW et flanc SE vers Rhoundjaïa), aux synclinaux d'Aïn Séfra, d'El Hendjir et celui de Tiout.

La coupe la plus complète occupe le synclinal de Tiout. Le village de Tiout est construit sur le membre médian de cette formation. Ce synclinal est situé entre Djebel. Aïssa au Nord, Djebel Mekther au Sud et Djebel Djara au Sud-Est (fig. 5 et 6). Cette coupe débute à partir de Téniet Es Souan, au SSE, où les couches de direction SW-NE plongent vers le NW, jusqu'au cœur du synclinal vers Garet Ismaïl au NW, où le pendage devient horizontal.

Cette formation a été définie par Bassoullet (1973), et englobe généralement des argiles et des grès. Elle correspond à un épandage détritique terrigène qui se généralise à la fin du Crétacé inférieur.

Cette formation débute par des « Dalâas » (crêtes de Téniet Es Souan), qui évolue en « Gâadas » (dépressions ou plaines) et qui se termine par des « Dalâas » (Dalâa de Tiout).

En plus de la lithologie, la géomorphologie a été très utile pour le découpage lithostratigraphique.

La coupe qui sera décrite est une coupe type de la « Formation de Tiout » que nous avons levé sur plus de 2,5 km de long.

### **b. Description de la coupe (fig. 15)**

A Tiout, cette formation est d'une puissance de plus de **1065m**, est en continuité régulière sur la « Formation de Tiloula ». La limite inférieure est marquée par l'apparition de niveaux gréseux d'épaisseur importante, de couleur rosâtre (repère net dans le paysage). Ces grès sont à grains moyens à grossiers, à dragées de quartz et à stratification entrecoupées. La limite supérieure n'affleure pas dans cette coupe. Par contre dans la coupe de Rhoundjaïa, dans la région d'Aïn Ouarka et dans la coupe de Ben Hendjir, cette limite est matérialisée par la diminution des épaisseurs des bancs de grès rougeâtres, la disparition des dragées de quartz et l'apparition des bancs dolomitiques jaunâtres.

Cette formation a été subdivisée en trois membres selon la composition lithologique et la géomorphologie :

1. Un membre inférieur (115m)
2. Un membre médian (790m)
3. Un membre supérieur (160m)

#### **4.1.2.1. Le membre inférieur : « Le membre des grès inférieurs de Tiout » (115m)**

Au dessus d'une combe argileuse de couleur verte à la base et lie de vin au sommet intercalée d'une alternance de grès de couleur clairs, centimétrique à décimétrique à figures tidales (HCS, *flaser bedding*, etc.) et de dolomie de couleur mielleuse parfois ocre, centimétrique, appartenant au sommet de la « Formation de Tiloula », apparaissent trois ensembles lithologiques qui jaillissent en saillies (ou crêtes) qui caractérisent ce membre inférieur dans toute la région d'étude.

Cette entité lithologique présente un pendage moyen de 70° vers le NW et est constituée de séquences binaires (grès-argile) qui se répètent sur les 115m. Ces trois ensembles sont organisés en barres métriques à décamétriques de grès rosâtres à rougeâtres, respectivement 23m, 26m et 35m séparés par des argiles de couleur rougeâtre (13m d'épaisseur en moyenne).

Ces barres à base ravinante sont chenalisées et sont constituées de grès grossiers à dragées de quartz, à ciment argileux avec à leur base un niveau graveleux (dépôts de fond de chenal) qui s'affine vers le sommet (granodécroissant). Ces grès présentent des stratifications de grande ampleur entrecoupées à la base et obliques (tabulaires ou arquées) au sommet avec des rides de courant. Au dessus, les argiles sont parfois intercalées de grès d'épaisseur décimétrique à grains moyens à fins de couleur rosâtre. Il s'agit bien d'une séquence fluviatile « séquence de Bersier typique ».

#### **4.1.2.2. Le membre médian : « Le membre argileux » ou « membre des alternances argilo-gréseuses » (790m)**

Ce membre débute juste avec l'ancienne route (piste) Tiout-Aïn Ouarka à coté du forage de Téniet Es Souan. Il s'agit d'une combe argileuse, où on peut distinguer quelques

niveaux gréseux chenalisés qui affleurent çà et là. Les argiles sont pélitiques de couleur rouge ou verte. Le pendage moyen des couches est de 25°NNO. Après les 200 premiers mètres on a une alternance rapprochée de grès surtout, de dolomie et de quelques lits gypseux intercalés dans des argiles. Les grès (de 1,50m à 2,50m) sont tantôt massifs à grains moyens de couleur rosâtre à stratifications entrecoupées et obliques et tantôt en plaquettes, ces affleurements sont carrément érodés.

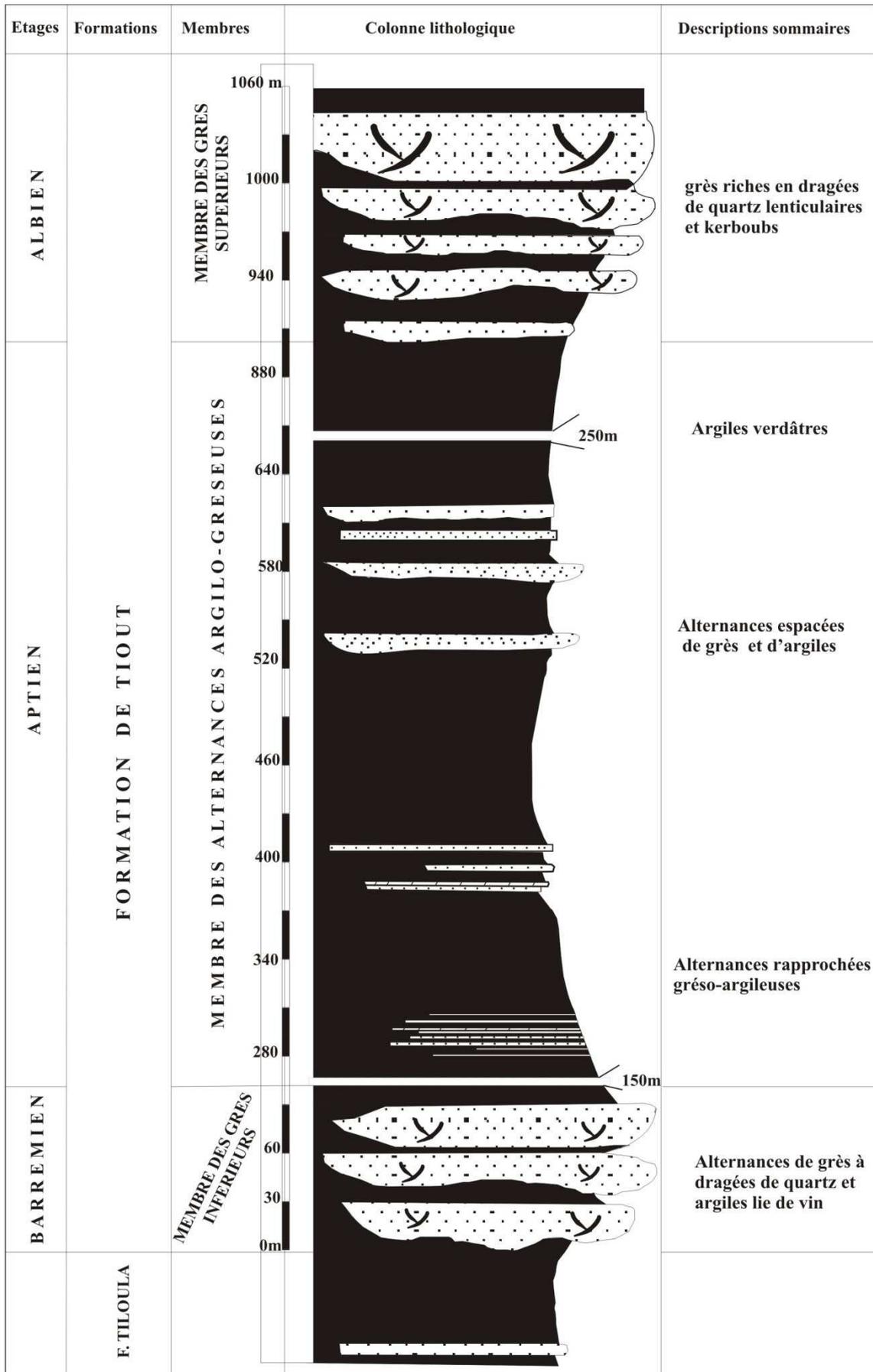
On note la présence de grès de couleur verdâtre qui présentent des indices cuprifères. Les dolomies sont en petits bancs centimétriques à aspect cargneulé, de couleur grisâtre. Enfin les gypses sont rares et se présentent en lits très fins millimétriques. Les 350 mètres qui suivent se présentent en combe où on peut observer dans les argiles une alternance très espacée de grès, d'argiles pélitiques et de très peu de dolomie. Les grès sont généralement en plaquettes et complètement érodés, à l'exception de deux bancs chenalisés massifs à grains moyens de couleur rosâtre, respectivement de 6m et 3m d'épaisseur espacés de 65m.

Les derniers 200 mètres sont constitués presque uniquement d'argiles verdâtres, avec quelques passées millimétriques à centimétriques d'argiles indurées et très peu de gypse au sommet.

#### **4.1.2.3. Le membre supérieur : « Le membre des grès supérieurs de Tiout » (160m)**

Le pendage des couches s'affaiblit dans ce membre, moins de 12° NNO à la base et s'annule vers la fin de la formation (le cœur du synclinal). Ce membre débute au nord de la RN 47 (Aïn Séfra–El Bayadh) qui passe au Nord de Tiout. Essentiellement gréseux, il constitue la « Dalâa de Tiout » (Pl. 1 ; Fig. 04). Il s'agit de séquences typiquement fluviales (de Bersier) qui se répètent comparablement au membre inférieur, sauf que le taux des argiles diminue du bas vers le haut, de 35m à la base à de simples diastèmes vers le sommet.

Cette alternance est constituée respectivement de sept séquences binaires de grès et d'argiles, où les grès sont stratocroissants et les argiles stratodécroissantes. Nous avons subdivisé ce membre en deux ensembles, caractérisés chacun par la présence de dragées de quartz, de kerboubs et d'argiles.



**Fig. 15 : Coupe levée à Tiout : la « Formation de Tiout »**

- Le premier ensemble (117m) est représenté par les cinq premières séquences. Les trois premières sont constituées de barres gréseuses (B1=3m, B2=3,5m, B3 B3=15m) chenalisées,

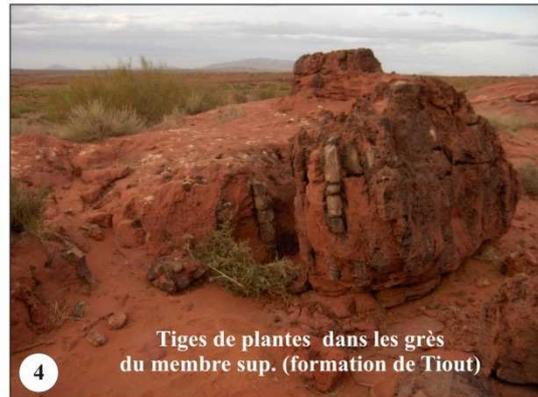
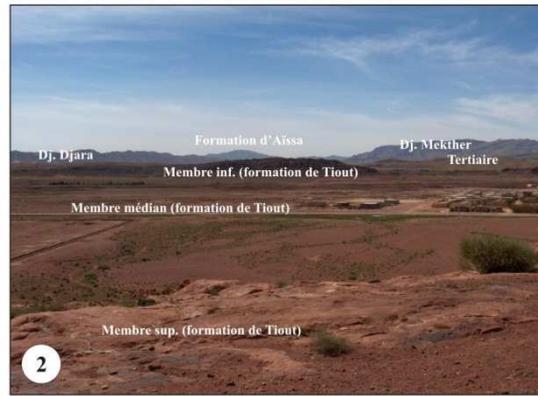
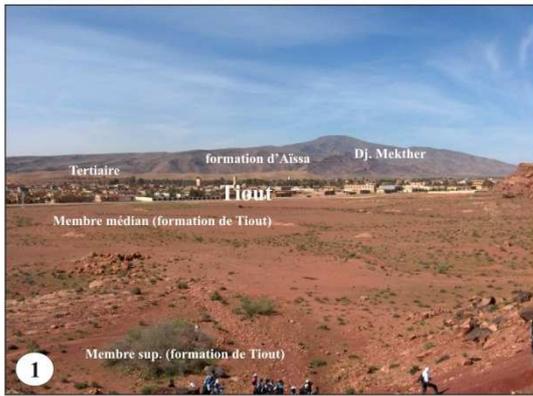
à stratifications entrecoupées surmontées par des argiles d'épaisseur respective 34m, 15m et 8m. La quatrième séquence est composée d'une barre gréseuse seulement (B4=18m) où l'argile a été érodée. La cinquième séquence est séparée de la précédente par un contact érosif ravinant et débute par une barre gréseuse (B5=16m) qui présente des grandes figures d'entraînement (slumps). Cette barre est surmontée par 3m de grès moyens à fins et le tout est coiffé par un niveau bioturbé argileux de 5m d'épaisseur où sont intercalés des grès fins rougeâtres décimétriques, ondulés sur de grandes distances, à surface supérieure perforée et à rides de courant.

- **Le deuxième ensemble (43m)** représente les deux dernières séquences. Elles sont constituées des deux dernières barres chenalisées, à base ravinante B6=19m et B7=21m. Elles sont caractérisées par (1) l'apparition à leur base de lentilles microconglomératiques à éléments quartzeux, de dragées de quartz, de kerboubes, (2) la disparition des argiles, (3) une granulométrie grossière qui s'affine vers le sommet et (4) de grandes stratifications obliques en auge et entrecoupées. La 6<sup>ème</sup> barre montre des lentilles microconglomératiques à sa base qui passent à des grès grossiers à litages entrecoupés et obliques. Des perforations verticales sont observées sur la surface supérieure de cette barre sur des niveaux gris noirâtres (Pl. ph. 6). Ces niveaux sont observés aux extrémités des chenaux (interchenaux) (PL. 4, ph.4). Au-dessus de ces grès massifs la sédimentation continue par des grès de couleur rouge à rosâtre à grains fins en plaquettes sur une épaisseur de 5m. Ils présentent des litages ondulés, des figures de contournement, des perforations et des rides de courant à petite échelle (Pl. 4, ph.5 et 6). Nous notons la présence de petites concrétions sphériques de nature gréseuse, appelées communément « kerboubes ». La partie supérieure de cette séquence de couleur grise noirâtre présente des bioturbations. Cette 6<sup>ème</sup> séquence est une séquence type « chenal fluviatile de Bersier » (Pl. 4, ph. 3). A partir de la 7<sup>ème</sup> barre, le pendage s'annule et une dépression s'installe marquant l'axe du synclinal de Tiout (Pl. 4, ph.4.).

Dans ces grès supérieurs de Tiout ont été observé des ossements de vertébrés, à Tiout et à Djénien Bourezg.

### **c. Age de la formation**

Selon Bassoulet (1973), cette formation semble correspondre à une grande partie du Crétacé inférieur au moins à l'Aptien et à l'Albien. Plus à l'Est, à Brizina, l'équivalent latéral des niveaux carbonatés aptiens peuvent correspondre au membre médian de cette formation dans cette partie occidentale des Monts des Ksour. Cette série est attribuée au Barrémo-Aptien-Albien (Douihasni, 1976) qui s'est référé à sa position sous la formation des marnes à gypse du Cénomaniens inférieur datée, au-dessus des niveaux marins du Valanginien de l'Atlas saharien Oriental (Cornet, 1952).



**Planche 4 :** photos représentant les particularités lithologiques, paléontologiques et hydrodynamiques de la formation de Tiout (coupe de Tiout) explications dans le texte.

## **B. LE SILLON PRE-ATLASIQUE : SECTEUR DE NESSANIS (FORTHASSA CHERGUIA) (SUD DE L'ACCIDENT SUD MESETIEN)**

### **Introduction**

Notre travail s'effectue dans la région de Nessanis dans un tronçon situé au Sud de l'Accident Sud Mésétien. Ce dernier est défini comme un tracé tectonique discontinu et à changement rapide de direction (direction moyenne : SO-NE), il affecte des chaînes de montagnes depuis Djebel Dough dans les confins algéro-marocaines au Sud Ouest jusqu'à

Djebel Antar (Mécheria) au Nord Est. Au Sud Est de Djebel Antar, cet accident se trouve ramener sur le flanc occidental de cet anticlinal où une autre ligne tectonique orientée EW le déplace vers l'Est (Cornet, Galmier, 1952 et 1955), (fig. 5 et 6).

Ce secteur commence à partir de la terminaison périantyclinale SO d'El Gaaloul jusqu'à Hassi Defla, au Sud de Forthassa El Rharbia et au Sud de Djebel Oust (région de Guettaï).

Plus particulièrement dans l'étude lithostratigraphique, c'est le secteur de Forthassa Cherguia qui prime. Il s'agit d'un anticlinal de direction SO-NE à cœur effondré (anticlinal de Nessanis).

Dans ce secteur où le Jurassique inférieur et moyen affleurent (**Lias moyen et supérieur signalés pour la première fois**, Bassoullet (1973) a signalé uniquement la base du Dogger, formation de Téniet El Klakh et la formation de Tifkirt), deux coupes ont été levées : une qui traverse les formations du flanc Nord Ouest et l'autre celles du flanc Sud Est de la structure. Le but principal est de déterminer les faciès, (lithologie et paléontologie) et les différentes discontinuités afin de procéder à un découpage lithostratigraphique.

Il faut signaler que par manque de spécialistes des ammonites du Jurassique inférieur et moyen pour la datation de nos couches, des comparaisons des coupes ont été tentées avec celles de Mékahli (1995) déjà effectuées dans la région d'Aïn Ben Khelil (au NE) et celles de Ouali (1995) dans la région de Dj. Guettaï (au SO), afin d'identifier les différentes formations existantes et de déterminer les relations entre elles et enfin de dégager les différentes discontinuités pour faire apparaître les différentes entités lithologiques (termes, membres et formations). Tout cela, dans le but d'homogénéiser la nomenclature des différentes formations géologiques de la région.

La coupe de référence (fig. 16) (Mékahli, 1995) qui a été retenue pour la comparaison, a été levée au NE du secteur d'étude, à Djebel El Réha (Secteur d'Aïn Ben Khelil). Le Djebel El Réha est une structure en forme de moulin arrondi qui culmine à 1581m. Cette structure est bordée, au NE par le Djebel El Arar, au NO par la dépression du Daïet Doui Menia, au SO par la piste allant aux puits du Gâaloul et au SE par la piste de Forthassa Rharbia–Ain Ben Khelil).

### **Description de Mékahli, 1995 (coupe de Réha)**

De la base au sommet on a les formations suivantes (fig. 16) :

a) Les « **Dolomies de Guettob Moulay Mohammed** » d'âge **Lias inf. à moyen**, d'épaisseur 157m débute au dessous de la discontinuité D2 et se termine par la discontinuité D3 (Tableau 1).

Elle est subdivisée en **trois membres** ; le premier est représenté par le **membre de la « Dolomie massive »** surmonté par les « **Dolomies à bioaccumulations** » et le troisième membre c'est les « **Dolomies à bioconstruction** », membre recoupé par des fentes subverticales remplies de micrites ferrugineuses qui correspondent à la discontinuité D3 qui matérialise la dislocation de la plateforme.

**b) Formation des « Alternances du Gaâloul » (94m) d'âge Domérien.**

Ce sont des calcaires micritiques gris sombres à silex à intercalation marneuse et à niveaux bréchiques riches en débris fossilifères silicifiés. Des ammonites ont été rencontrées en plusieurs niveaux d'âge Domérien. Cette formation se termine par une surface rubéfiée, la discontinuité D5. La discontinuité D4 correspond à des passés bréchiques graveleuses interstratifiés dans la partie supérieure de cette formation.

**c) Formation des « Marno-calcaires du Réha » (185m), de la discontinuité D5 à D7, cette formation est constituée de deux membres :**

-**le premier membre : « Marnes à mégabrèches »** d'âge **Toarcien** (157m). Ce membre est constitué d'une alternance de marne et de calcaires, où, trois termes (a, b et c) ont été décrits par Mekahli (1975).

-**le deuxième membre : « Calcaires à silex et Zoophycos »** (29m) ; sont des calcaires micritiques à nodules de silex et Zoophycos intercalés par une grande barre de calcaires dolomitiques qui sont surmontés par des bancs de calcaires oolithiques à stratifications obliques. Ce membre est **d'âge Aalénien**.

**d) Formation des « Dolomies de l'Antar »** (45m); cette formation forme la grande falaise du Djebel El Réha d'âge **Aalénien Bajocien**. Il s'agit d'une dolomie cristalline en bancs massifs et chenalisés très riche en tiges de crinoïdes et de nombreuses traces d'oolithes et de fossiles dissous.

Lithologie	Disco.	Term.	Membres	Formations	Âges		
	D6			Dolomies de l'Antar	Aaléno-Bajocien		
			Calcaires à silex et Zoophycos	Marno-calcaires du Réha	Toarcien		
		c	Marnes à méga brèches			Moyen	
		b				Supérieur	
			a			Inférieur	
		D5				Alternances du Gaaloul	Domérien
			D4		Dolomie à bioconstruction	Les Dolomies du Guettob Moulay Mohammed	Carixien
				Dolomie à bioaccumulation			
				Dolomie massive			

**Fig. 16 :** Coupe de référence de Djebel Réha (Secteur d'Aïn Ben Khelil)  
MEKAHLI, 1995

## 1. Description des coupes

Comme notre travail concerne la reconnaissance des différentes formations et leurs âges dans le but d'étudier l'évolution tectonique du bassin, nous sommes obligés dans ce tronçon de travailler dans les deux flancs afin de faire un inventaire structural.

Seule la coupe du flanc NW sera décrite.

**-Localisation de la coupe (fig. 17, coupe g) :**

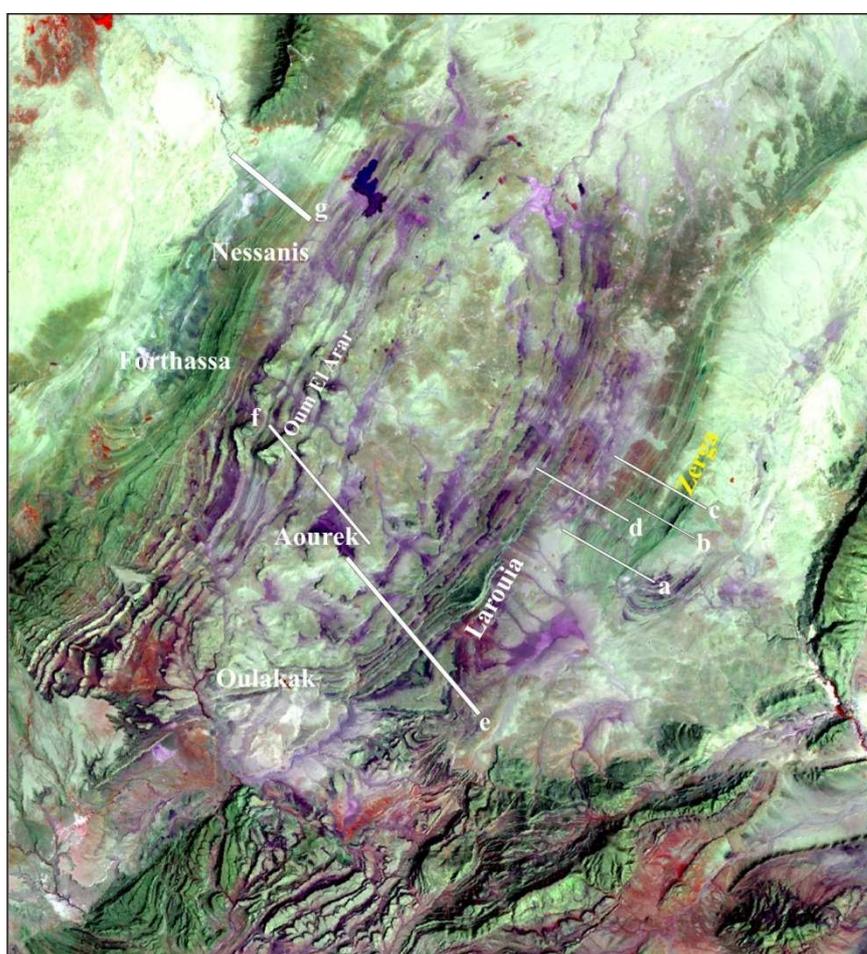
La coupe g a pour coordonnées UTM

$X_A = 672201,00\text{m E}$

$Y_A = 3643236,72\text{m N}$

$X_B = 671314,50\text{m E}$

$Y_B = 3645545,22\text{m N}$



**Fig. 17 :** Carte de situation issue d'images satellitaires (CC 457) des coupes levées dans la ride de Zerga (a, b, c et d) et dans le sillon préatlasique (Nessanis-Larouia), (e, f et g)

**-Description (fig. 18)**

Après la détermination des différents faciès, nous nous sommes basés sur les travaux du Mékahli (1995) du secteur d'Aïn Ben Khelil (coupe de Djebel Réha) pour identifier les différentes formations existantes et de reprendre la même nomenclature.

### **1.1. «Dolomies du Guettob Moulay Mohammed»**

Ce sont des dolomies (des calcaires dolomitiques massifs) d'âge **Lias inférieur-Carixien** (Mekahli, 1995). La direction moyenne des bancs est N35° avec un pendage modéré vers le NO. Ces calcaires dolomitiques sont de couleur grise à la patine et à la cassure, riche en oolithes et en accumulation de lamellibranches. En cet endroit l'épaisseur de ces dolomies n'a pas pu être estimée, elles occupent le cœur de l'anticlinal.

Par contre dans le flanc SE, cette formation dolomitique est constituée de deux membres :

#### **1.1.1. Le membre a :**

Il s'agit des dolomies à bioaccumulations brun à la cassure riches en oolithes et surtout en accumulations de lamellibranches (*Lithiotis*).

#### **1.1.2. Le membre b :**

Ce sont des dolomies à bioconstructions qui présentent les mêmes caractéristiques que les précédentes, riche en madréporaires isolés ou en gerbes et des veinules de calcites, cette formation se termine par une surface durcie (Discontinuité D1).

### **1.2. «Les Alternances du Gaaloul»**

Cette formation de 90m d'épaisseur occupe une dépression dans la nature. Après 58m de lacune de visibilité nous avons difficilement observé un seul banc de calcaire micritique noirâtre ondulé (1m). Après 32m de LDV, apparaissent des marnes verdâtres surmontées par un banc de calcaire argileux rougeâtre (70cm) très riche en Ammonites (ammonites non datées) où la limite entre le Domérien et le Toarcien a été placée (discontinuité D5 de Mekahli).

### **1.3. «Les Marno-calcaires du Réha»**

Cette formation (180m) commence par un banc de calcaire argileux rougeâtre (70cm) très riche en Ammonites, suivi de marnes intercalées de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires à oolithes resédimentés.

Dans le secteur d'Aïn Ben Khelil, cette formation affleure au dessus des « Alternances de Gâaloul » et elle est attribuée au Toarcien-Aalénien, (Mékahli, 1995). Cette formation est composée de trois membres :

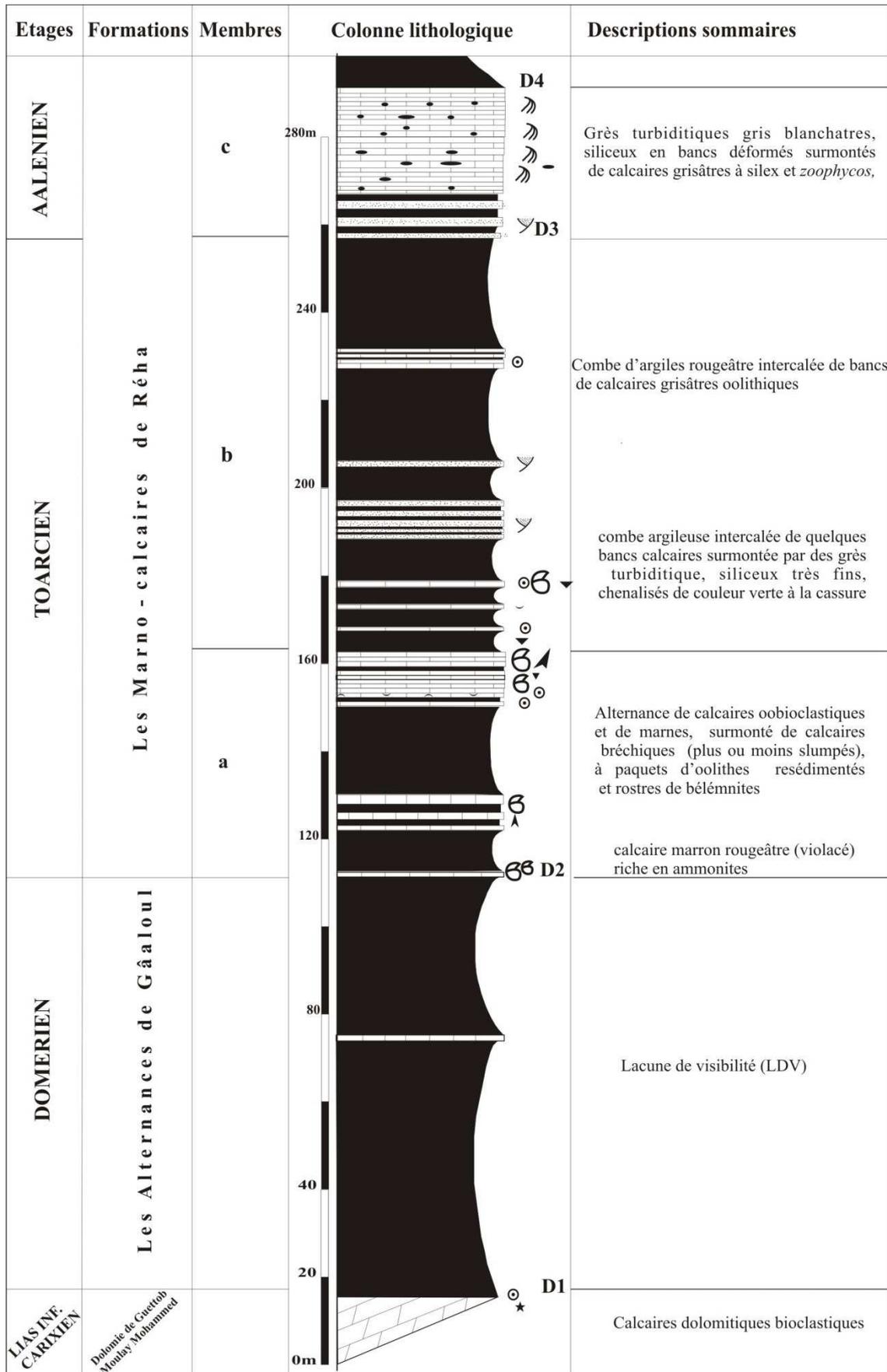


Fig. 18 : Coupe du flanc NW de Nessianis

1.3.1. Le membre a (50m)

Ce membre est constitué de marnes verdâtres (38m) intercalées par des calcaires de 1 à 2m d'épaisseur de couleurs gris noirs à Ammonites pyriteuses. Ces marnes sont surmontées par un banc de calcaire oobioclastique (1m), ensuite des calcaires affectés par des figures de glissement de type «slumps» (7m) à filaments et ammonites. Sur ces derniers, on observe des calcaires de couleur bleuâtre à noirâtre bréchiques riches en ammonites, rostrés de bélemnites, oncolithes et des oolithes resédimentés et fentes de tension. Il s'agit des « calcaires à mégabrèches ».

### **1.3.2. Le membre b (95m)**

Ce membre débute par une alternance espacée de marnes et de petits bancs décimétriques de calcaires micritiques noirâtres riches en brachiopodes, oolithes, rostrés de bélemnites et des ammonites surmontés par 10m de marnes.

Au dessus apparaissent des grès verdâtres chenalisés de 0,5 à 1m, à grains fins bien classés et stratocroissants en alternance avec des argiles sur 8m d'épaisseur, puis se déposent 30m de marnes verdâtres intercalées par un banc de grès verdâtre chenalisé d'un mètre d'épaisseur. Ces marnes sont surmontées par un banc de calcaire (1m) slumpé noirâtre bréchique riche en veinules de calcites surmonté par une alternance d'Argile et de calcaire argileux (3m). Ce membre se termine par une combe d'argiles rouges de 28m d'épaisseur.

**Les grès verdâtres posent un problème, ils sont comparables à ceux qui débutent d'habitude la « formation de Téniet El Klakh » dans la région des Monts des Ksour qui sont normalement d'âge post Toarcien.**

Ces deux membres sont supposés d'âge **Toarcien**.

### **1.3.3. Le membre c (35m)**

Ce membre débute par une alternance d'argile et grès turbiditiques chenalisés, gris clairs à la patine et à la cassure en plaquette d'épaisseur 7m et de direction N45. Cette alternance est surmontée par des calcaires de couleur marron bleuâtre à Zoophycos et à silex noduleux ou parfois parallèle à la stratification des couches. Ce membre est d'âge **Aalénien**.

**La «Dolomie de l'Antar» :** Cette formation affleure plus au SO, à Forthassa El Gharbia

## **2. Conclusion**

À partir des coupes étudiées, on peut déduire que la série lithostratigraphique de la région d'étude englobent la majorité des formations existantes dans le secteur voisin d'Aïn Ben Khelil (Djebel Réha) décrite par Mékahli, 1995; « les Dolomies du Guettob Moulay Mohammed » ; « les Alternances du Gaâloul » et « les Marno-calcaires du Réha ».

Après corrélation, il a été déduit :

La discontinuité D1 des deux flancs (coupe NO et SE) correspond à la D4 de Mékahli du secteur d'Aïn Ben Khelil.

La discontinuité D2 des deux flancs correspond à la D5 de Mékahli du secteur d'Aïn Ben Khelil (au Nord).

La discontinuité D3 correspond à la D6 de Mékahli du secteur d'Aïn Ben Khelil.

Une variation des épaisseurs du NW vers le SE des formations d'âge liasiques (Carixien–Domérien-Toarcien), entre D0 et D3.

L'épaisseur du Toarcien est plus développée au SE (60m)

La présence des grès à grains fins verdâtres dans le secteur d'étude (dans les deux flancs), marque la différence avec le secteur d'Aïn Ben Khellil (Djebel El Réha).

**A partir de l'Aalénien**, est notée **une variation des épaisseurs et des faciès du NO au SE**. Le passage latérale est exprimé par un changement de faciès ; au NO, les calcaires à silex et Zoophycos passent à une alternance de marnes verdâtres et de calcaires à ammonites vers le SE (flanc SE). Les calcaires deviennent verdâtres et s'enrichissent en ammonites vers le sommet, témoignant d'un milieu plus profond vers le SE.

La partie NO du flanc NO est considérée comme la bordure nord occidentale du sillon préatlasique (zone moins profonde) relativement à la zone SE (flanc SE) sillon préatlasique (zone plus profonde).

**C. LA RIDE DE ZERGA DE SFISSIFA (ANA) : Coupe de Zerga de Sfissifa (zergat El Agareb). (coupes a, b, c et d, fig. 17)**

**Introduction**

Situé à environ 42 km au Nord-Ouest d'Aïn Séfra (fig. 5, 6 et 17), le Djebel Zerga s'intercale entre Djebel Bou-Amoud et Djebel Larouia. Formant une crête d'environ 5km de long, allongée selon une direction SSO-NNE et culminant à 1438 m d'altitude dans sa terminaison septentrionale, il possède une structure en pli éjectif. Cette structure correspond à une ride, comparable à la « ride Souiga-Mélah » qui est située plus au NNE. La ride de Zerga se présente sous forme d'un pli faillé légèrement déjeté de plan axial N042 76 NO (N312 76) et d'axe N042 6SO (N222 6) (dans sa partie médiane). Le flanc NO, dont la direction et le pendage moyen des couches sont N042 23NO (N312 23) montre un soulèvement par le jeu d'une faille inverse longitudinale.

Le Djebel Zerga est une ride située entre le sillon atlasique et le sillon préatlasique (Kacemi, 2013). Ce chaînon correspond réellement au flanc nord-ouest d'un anticlinal faillé qui se poursuit vers le Nord-Ouest par des crêtes de moindre importance amorçant le vaste synclinal de Larouia-Aourak-Oulakak. Ce dernier est un des rares synclinaux des Monts des Ksour, constitués de formations en grande majorité jurassiques (Kacemi, 2005).

La partie Nord du flanc SE est érodée par contre dans sa terminaison méridionale affleure un flanc relativement moins épais qui débute par le membre supérieur de la « Formation de Tifkirt ».

## 1. DESCRIPTION DES COUPES DU FLANC NW (fig. 19)

### 1.1. « Dolomies Basales » (ou « Dolomie de Souiga »):

Elles débutent par un niveau de dolomie bréchique à la base (1m) N78 75NW, de couleur brun bleuâtre, à éléments anguleux parfois subanguleux à subarrondis, de dimensions variables; millimétrique à centimétrique, rarement décimétrique. Cette brèche englobe des lithoclastes de dolomie, de quartz, des oolithes et des oncolithes et. Elle est surmontée par une dolomie jaunâtre à "bird eyes" (14m).

La formation de base qui débute par ces dolomies bréchiques (15m maximum) sans doute incomplète à sa base, nous rappelle le Lias inférieur du secteur de Souiga Mélah. (Formation définie à Mékalis par J.P. Bassoullet (1973)).

Par manque d'éléments de datation (repères biostratigraphiques), nous nous sommes basés seulement sur les observations de terrains et les faciès lithologiques. Nous avons comparé nos coupes avec celles levées plus au NE dans la région de Souiga. Cette formation présente les mêmes caractères que les termes a, b, c des « Calcaires de Souiga » de Bassoullet (1973), ou bien des formations (L1 ou L2) dolomitiques d'âge Hettangien-Sinémurien (Aït Ouali, 1991), ou la formation de la « **Dolomie de Souiga** » (termes supérieurs du membre des « calcaires à structures fenestrées ») d'âge Lias inférieur-Carixien (Mékahli, 1995).

Dans cette région, cette formation bréchique n'est pas aussi développée que le secteur de Souiga au Nord. On est sans doute dans une position située de part et d'autre d'un accident affectant le substratum (présence de dolomie bréchique). **Il s'agit de l'Accident Nord Atlasique (ANA) qui n'est que la continuité de l'axe Souiga-Mélah vers le Sud, décalé vers l'Ouest par un décrochement senestre de direction N125.**

### **1.2. « Alternance de calcaires et de marnes » (ou « Alternances d'Aouinet Es Siah »)**

Il s'agit d'une alternance à dominance calcaire (34m, dans le secteur NE) (fig.19). Les calcaires noirâtres centimétriques à décimétriques sont micritiques et à ammonites qui deviennent à silex. Les bancs de calcaires sont plus développés que les marnes. Cette formation est d'âge Domérien en la corrélant aux « Alternances d'Aouinet Es Siah » de Mékahli (1995) ou formation L3 de Aït Ouali (1991).

### **1.3. « Ensemble marneux intercalé de rares bancs de calcaires » (ou « Marno-calcaires d'Aïn Beïda »)**

D'une épaisseur de 130m dans le secteur médian, cette formation est généralement marneuse et se présente en combe dans le paysage. Parfois, les bancs de calcaires ne sont pas observés, surtout quand ces derniers sont de très faible épaisseur, ils sont facilement érodables. Comme parfois il s'agit d'une alternance espacée où prédominent les marnes et où les calcaires verdâtres se présentent en bancs noduleux décimétriques.

Nous avons corrélié cette formation à celle des « Marno-calcaires d'Aïn Beïda » Mékahli (1995), ou à la formation L4 d'Aït Ouali (1991) définie dans le secteur de Mékalis. Elle est d'âge Toarcien.

Le lavage effectué au sommet de cette formation et à la base de la formation sus-jacente au dessus de la discontinuité D6 (fig. 19), a livré l'association des foraminifères benthiques suivants : *Nodosaria regularis* d'âge Toarcien supérieur, *Lenticulina subalata* mg. *Lenticulina* d'âge Toarcien à Bajocien, *Lenticulina chicheryi* mg. *Lenticulina* d'âge Toarcien à Aalénien, *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina* d'âge Aalénien à Bajocien, *Garantella stellata* d'âge Aalénien à Bajocien. L'association de ces espèces permet d'attribuer un âge **Toarcien supérieur–Aalénien** à ces niveaux (selon la répartition biostratigraphique des espèces de foraminifères dans les Monts des Ksour définie par Sebane 2007).

### **1.4. « Une formation de calcaires à la base et marnes au sommet » (ou « Formation de Mélah »).**

Par corrélation avec le secteur de Mékalis, cette formation correspond à la "Formation du Mélah", définie par Mékahli, 1995. Il s'agit aussi des termes a et b de Bassoullet (1973) p.208 et 209.

D'une épaisseur globale de 61m (dans la partie NE), elle est constituée à la base par des calcaires grisâtres à filament et *zoophycos*, parfois noduleux à la base (15m). Ce sont des calcaires avec des interlits marneux (coté NE) (fig. 19). A la base ces calcaires présentent des calciturbidites, le sommet est marqué par un tapis rouge et une richesse en oolithes surtout dans la zone médiane. A 150m au SW de cette dernière, ce calcaire devient bréchique à éléments millimétriques à centimétriques qui devient oobioclastiques à grandes lamellibranches, parfois avec des paquets d'oolithes (5cm de diamètre) au sommet des bancs avec des rostrés de bélemnites et des gastéropodes.

Ces calcaires bréchiques oobioclastiques sont surmontés par des marnes verdâtres à ammonites pyriteuses (coté NE) (45m) intercalées au sommet de rares bancs de calcaires micritiques d'épaisseur centimétrique.

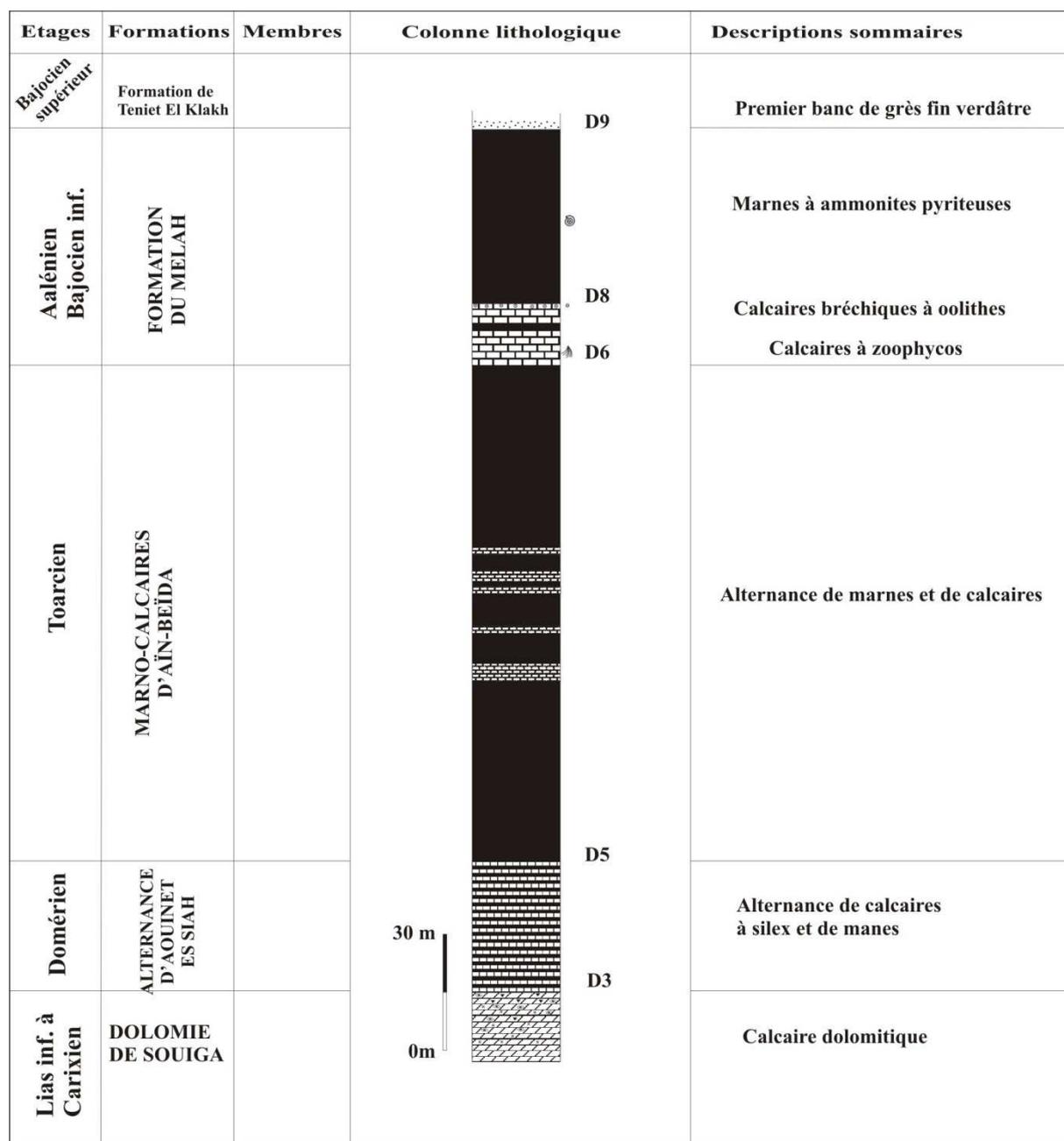


Fig. 19 : Coupe lithostratigraphique de la partie NE de Zerga de Sfisifa ( c )

Cette formation dont l'épaisseur augmente normalement du SO au NE, elle est de 31m au SO, 18m dans la partie médiane et 61m au NE (fig. 42 chap. 3). L'épaisseur du membre marneux supérieur est de 26m au SO, 6m dans la partie médiane et 45m au NE. Cette variation d'épaisseur est bien marquée sur terrain.

Cette formation est datée de l'Aalénien pour le membre inférieur et Bajocien inférieur pour le membre supérieur (Mékahli, 1995).

### **1.5. La « Formation de Téniet El Klakh »**

Cette formation a été définie par Bassoullet, 1973 à Téniet El Klakh dans le secteur de Mékalis. Elle est d'âge Bajocien moyen-Bajocien supérieur à Zerga (Bassoullet, 1973) et elle est constituée d'argiles pélitiques où s'intercalent irrégulièrement des grès fins de couleurs verdâtres et des calcaires sublithographiques noirs. Elle est d'une puissance de 213m environ au SW, de 203m dans la partie médiane et supérieur à 213m au NE.

Elle repose directement sur le membre supérieur marneux de la "Formation de Mélah" et débute par le premier banc de grès qui apparaît. Ce dernier est fin et de couleur gris verdâtre quartzitique en bancs minces décimétriques. Cette formation est constituée de deux membres; le premier (117m) est argilo gréseux, le deuxième est argilo carbonaté (86m) (Ouahib et Smahi, 2008).

### **1.6. La « Formation de Tifkirt »**

Formation également définie par Bassoullet (1973) à Djebel Tifkirt dans le secteur de Mékalis. Elle est d'âge Bajocien-Bathonien inférieur. A Djebel Zerga cette formation est épaisse de 538m d'épaisseur; elle est subdivisée en deux membre un membre récifal surmonté par un membre post-récifal. Elle comprend à sa base des calcaires récifaux bioclastiques ou oolithiques, alternant avec des marnes et argilites, ensuite viennent des successions de calcaires oolithiques ou bioclastiques, de calcaires lumachelliques et de grès.

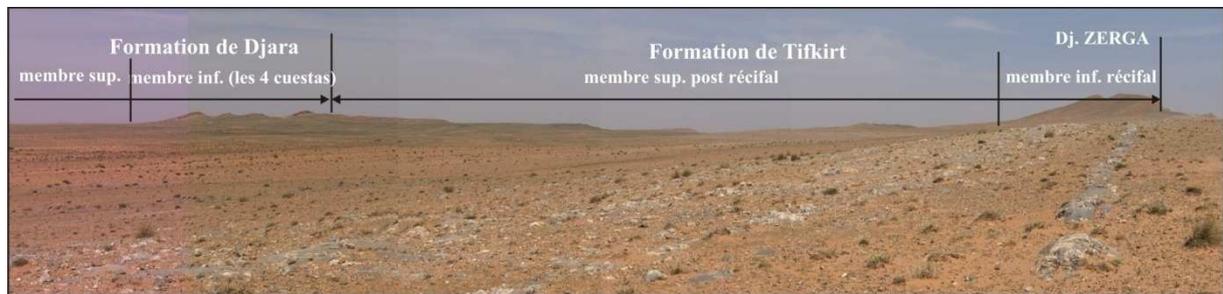
Il faut noter que l'ensemble récifal de 20m d'épaisseur qui débute cette formation, est très développé dans la partie médiane et forme la crête de Djebel Zerga. Cet édifice récifal se suit sur la crête de Djebel Zerga mais diminue d'épaisseur jusqu'à sa disparition au SO et au NE. Il s'agit d'un calcaire récifal, à gros fragments de polypiers, à débris d'échinodermes (Echinides et Entroques) et à Lamellibranches.

### **1.7. La « Formation de Djara »**

## **Introduction**

La coupe (d) (**fig. 17**) appartient à un ensemble structural dont l'agencement et la nature lithologique des synclinaux et des anticlinaux qui le constituent caractérisent ce secteur préatlasique. Les couches de la coupe possèdent un pendage moyen de 30° vers N310°. Elle correspond au flanc NO de l'anticlinal faillé de Djebel Zerga de Sfisifa.

Cette structure se poursuit au NO par des cuestas formant de petites crêtes à front métrique (fig. 20). Ces cuestas constituent aussi le flanc SE d'un vaste synclinal celui d'Aourak-Oulakak. Le flanc NO de ce synclinal constitue aussi le flanc SE de l'anticlinal de Zerga de Forthassa.



**Fig. 20:** Vue panoramique du flanc NO de Djebel Zerga de Sfisifa (Flanc SE d'Aourak-Oulakak)

Le paysage géologique de ce tronçon est constitué de deux anticlinaux (celui de Zerga de Sfisifa et celui de Zerga de Forthassa) (fig. 17) séparés par un vaste synclinal d'Aourak-Oulakak de direction SO-NE. Ces structures sont toutes d'âge Jurassique.

La formation de Djara fait partie d'une coupe que nous avons levé à partir de la première cuesta jusqu'à Djebel Larouia (Fig. 20).

La formation de Djara dans cette zone a été étudiée par J.B.M.Flamand (1911, p.493), ensuite, J.P Bassoullet (p. 266, 1973) a fait correspondre une alternance d'argilites pélitiques, de dolomie et des grès à cette formation. Il lui a donné une épaisseur de 500m

J'ai étudié cette formation dans mon magister. Elle possède une épaisseur de **530m** environ, elle est constituée d'une alternance d'argile, de grès, de calcaires dolomitiques, de dolomies et de lumachelles. J'ai subdivisé cette formation en deux membres.

**Description résumée de la coupe d, fig. 17 : (fig. 21 et 22)**

La coupe a été levée à partir de la première cuesta jusqu'à Djebel Larouia

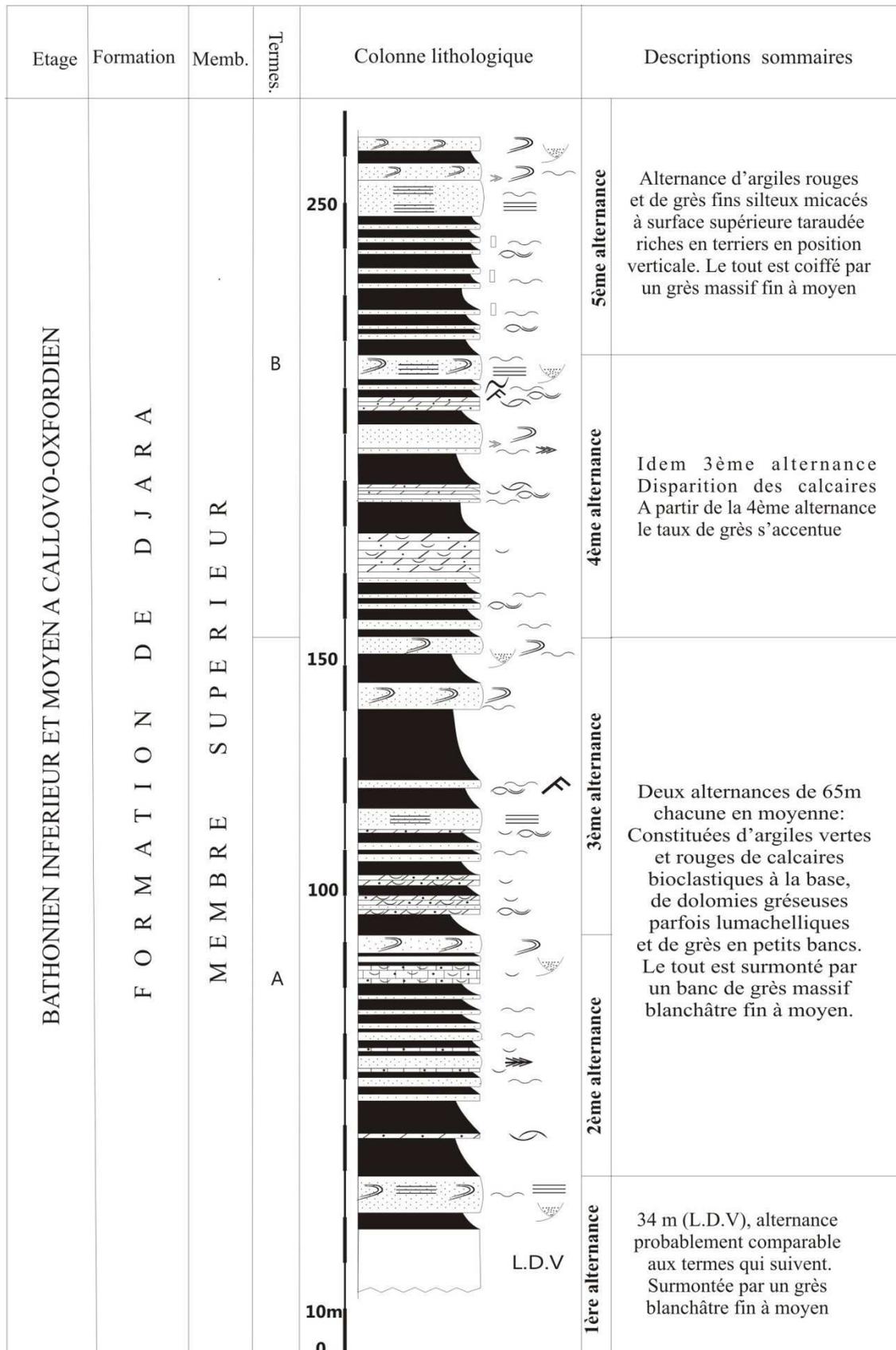
La « Formation de Djara » est d'une épaisseur de 530 m environ, elle est constituée d'une alternance d'argile, de grès, de calcaires dolomitiques, de dolomies et de lumachelles.

A partir de la litho-géomorphologie, le taux des grès et l'analyse séquentielle, nous avons subdivisé cette formation en deux membres :

- **Le membre inférieur (242 m) (fig. 21)** est représenté par les quatre cuestas orientées NNE-SSW qui caractérisent ce secteur. Leurs couches sont régulièrement inclinées vers le NW avec des pendages modérés de 20° environ. Chaque cuesta est représentée par une combe surmontée par une barre. La combe est constituée par des argiles où sont intercalées, des grès, des dolomies, des calcaires, des lumachelles et des calcaires sableux. La stratonomie est d'ordre centimétrique et décimétrique, rarement métrique. Le sommet est représenté par une barre de grès d'épaisseur importante et le tout est chenalisé. Ce membre a été subdivisé à son tour en deux termes ; **le terme a (126 m)**, représenté par les deux premières cuestas. La première (**68 m**), la deuxième cuesta (**58 m**). **Le terme b (116 m)**, correspond à la 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> cuesta.

Etage	Formation	Membres	Termes	Colonne lithologique	Descriptions sommaires	
BATHONIEN INFÉRIEUR ET BATHONIEN MOYEN	FORMATION DE DJARA	MEMBRE INFÉRIEUR	B		Quatrième cuesta	Alternance d'argiles verdâtres, de calcaires gréseux grisâtres bioturbés, à faunes benthiques (bivalves gastéropodes et oursins), de lumachelles et de grès fins.
					Troisième cuesta	Alternances de marnes, de calcaires, d'argiles et de grès à la base, (marnes vertes riches en brachiopodes, calcaires oobioclastiques et grès à tidalites). Le tout est surmonté par une barre de grès blanc, propre à grains moyens.
			A		Deuxième cuesta	A la base: Alternance Argilo-gréseuse: rares intercalations de calcaires de lumachelles et de dolomies. Présence de "tidalites". Au sommet: Barre gréseuse, verdâtre à blanchâtre à grains moyens, avec par endroits de gros tests de bivalves (huitres).
					Première cuesta	Alternance à dominance gréseuse; d'argiles, de calcaires biodétritiques, dolomitiques et de lumachelles. Surmontée par un banc de grès dolomitique vert blanchâtre à muscovite.

**Fig. 21** : Coupe levée dans le flanc SE de Larouia (flanc NO de Zerga de Sfisifa) : membre inférieur de la « formation de Djara »



**Fig. 22 :** Coupe levée dans le flanc SE de Larouia (flanc NO de Zerga de Sfisifa) : membre supérieur de la « formation de Djara »

Dans la troisième cuesta (60m) et quatrième (56 m), plusieurs niveaux de brachiopodes, dans des calcaires, des argiles marneuses et des calcaires gréseux verdâtres

contenant de nombreuses coquilles bien conservées et des coquilles usées associées à des spécimens écrasés dus à des déformations par la charge sédimentaire, (qui implique une vitesse de sédimentation très élevée), nous ont permis de dater cette formation. C'est l'équivalent des zones du Bathonien inférieur (Kacemi 2005, 2008).

- **Le membre supérieur (288m) (fig. 22)**, constitué de quatre alternances (combe et barre), de **65 m** en moyenne chacune. Il est caractérisé par la diminution du taux des carbonates, la disparition des oolithes et l'augmentation du taux des grès qui prédominent au sommet.

Dans ce secteur la « Formation de Djara » est constituée de quatre barres chenalisées (**240m**) et d'un replat (**290m**) environ. Les grès sont nettement moins abondants que les calcaires par rapport au sillon atlasique (Aïn Ouarka) et les calcaires oobioclastiques persistent. On note la richesse en faunes benthiques (brachiopodes, oursins, gastéropodes et lamellibranches). L'âge au moins Bathonien inférieur et Bathonien moyen est donc confirmé dans le sillon préatlasique.

## **1.8. La « Formation d'Aïssa »**

### **Introduction**

La région de « Rouis El Djir-Larouia-Aourak-Oulakak-Oum El Arar et Hjar Ala Hjar » appartient à un ensemble structural situé à 16km à l'Ouest de Sfisifa (fig. 5 et 6). La route de Sfisifa-Forthassa traverse transversalement ce grand massif peu élevé.

Il s'agit d'un vaste synclinal de 13km de large qui est limité au Sud par le village d'Oulakak, au Nord Ouest par Zerga de Forthassa et à l'Est par Djebel Larouia. Cet ensemble atteint 1594m d'altitude à Larouia (flanc Est) et 1406m à Aourak, dans la partie Sud (axe du synclinal). C'est un synclinal particulier d'âge Jurassique.

Trois coupes ont été levées dans ce secteur du sillon préatlasique. Une première coupe dans le flanc SE du synclinal d'Aourek-Oulakak (coupe Larouia –Rouis El Djir, Coupe e, fig. 17), une deuxième dans le flanc NO de ce même synclinal (Coupe Oum El Arar, Coupe f, fig. 17) et une troisième dans la terminaison périsynclinal sud ouest d'Aourek-Oulakak.



**Planche 5** : Flanc NW coupe d'Oum El Arar la « formation d'Aïssa » (explications sur photos)

### Coupe d'Oum El Arar (coupe f)

« Oum El Arar » est un relief de 1510 m d'altitude (Pl. 5 ph.3 et 4). Il apparaît au Sud Ouest de « Hdjar Ala Hadjar » entre Oued En Nemoura au Nord et Oued Tala au Sud.

La direction des couches est de N30°E en moyenne avec un pendage moyen de 28° SE qui diminue du NO au SE.

### Description

La limite inférieure est marquée par une surface structurale caractérisée par un replat sur les grès de la « Formation de Djara » à figures de contournement ferrugineuses sur leur surface supérieure. La coupe débute par les premiers affleurements qui apparaissent à Oued Nemoura (Pl. 5 ph.3). Les couches sont de direction N30°E et plongent vers le SE. D'une épaisseur de 475m, la « Formation d'Aïssa » est caractérisée par une sédimentation argilo-gréseuse et, est subdivisée en deux membres.

#### 1.8.1- Le membre inférieur ou membre des « Alternances de Oum Arar » (fig. 23)

De **205m** d'épaisseur, il est représenté par trois termes (a, b et c). Ces trois termes sont représentés par des reliefs qui se terminent par des falaises métriques qui caractérisent cette région.

**Terme-a- (S1)**

D'une épaisseur de 35m, ce terme est constitué d'une combe argileuse de couleur lie de vin (15 m) surmontée par une barre de 20 m d'épaisseur constituée de grès massifs et des grès en plaquettes au sommet. Ces grès sont blanchâtres et propres et à grains fins à moyens.

**Terme-b-(S2)**

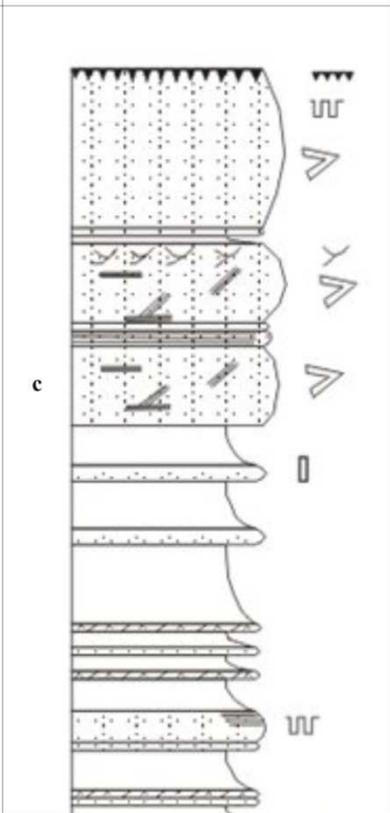
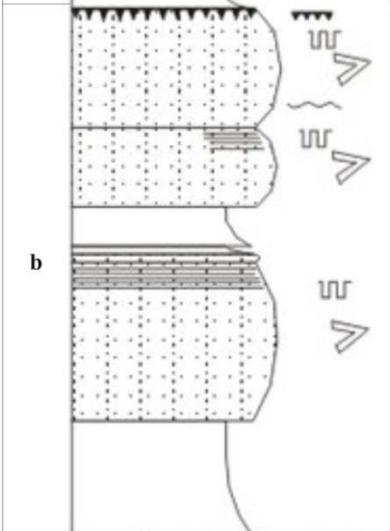
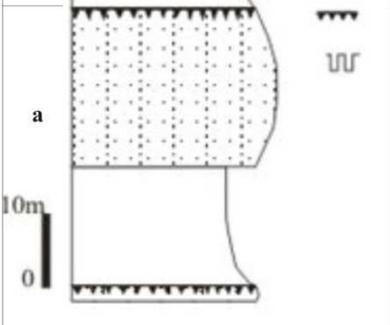
De 70m d'épaisseur, Il englobe deux séquences régressives d'épaisseurs successives 40m et 30m. La première est constituée d'une combe argileuse de couleur lie au vin (20m), surmontée d'une barre de grès massif à grain fins de couleur verdâtre (20m). La séquence suivante est composée d'argiles (5m) surmontée par un grès massif (25m) grisâtre riche en bois et stratification plane. La surface supérieure est tapissée par des encroutements ferrugineux marquant une discontinuité (D3).

**Terme-c-(S3)**

Il représente une séquence négative (thickening upward) de 100m d'épaisseur, suite de quatre séquences régressives strato-granocroissantes. La première de 13m d'épaisseur, composée d'une combe (9m), constituée d'une alternance d'argiles pélitiques verdâtres, de dolomie gypseuse de couleur gris verdâtre et de grès fin. La combe est surmontée d'un grès massif de **4m** à stratification plane. La seconde (47m) est composée aussi d'une combe constituée d'une alternance (38m) d'argiles verdâtres, de dolomie gypseuse et de grès et, d'une barre de grès de **9m** riche en bois fossiles et de stratification plane, oblique et entrecroisée.

La troisième (13m), contient une combe d'argile de 3m de couleur lie de vin suivie d'une barre de grès massif (10m) riche en bois fossiles et stratifications planes, obliques et entrecroisées. La dernière de 27m d'épaisseur, est constituée d'une combe argileuse (3m) de couleur verdâtre et se termine par une barre de grès massif de 24m. Un encroûtement ferrugineux marque la fin de cette mégaséquence (séquence du deuxième ordre) régressive (discontinuité, D4).

Dans la coupe levée dans le flanc SE à Rouis El Djir, le membre inférieur est d'une puissance de **124m** et est caractérisé par la présence d'ossements de dinosaures (F. Mahammed et *al.*, 2002)

Etages	Formation	Membre	Colonne lithologique	Descriptions sommaires
KIMMERIDGIEN - PORTLANDIEN	FORMATION D'AÏSSA	Membre inférieur ou membre des « Alternances d'Oum El Arar »		<p>Suite de quatre séquences régressives composées d'une combe d'argile surmontée d'une barre de grès massifs</p>
				<p>Deux séquences constituées chacune d'une combe argileuse surmontée de barres gréseuses (séquence ksourienne)</p>
				<p>Combe argileuse de couleur lie de vin surmontée d'une barre de grès massifs blanchâtres fins à moyens</p>

**Fig. 23 :** Coupe lithologique du membre inférieur ou membre des « Alternances d'Oum El Arar » « Formation d'Aïssa ».

**1.8.2.-Le membre supérieur ou membre des « Alternances d'Aourak » (Fig. 24)**

Ce membre commence à partir d'Oued Tala. D'une épaisseur de **270m**, il est composé de trois termes (d, e et f).

**Terme-d-(S4)** : D'une épaisseur de 120 m, il s'agit d'une mégaséquence négative qui correspond à un arrangement ordonné de trois séquences régressives strato-granocroissantes (26m, 34m, 60m). La première séquence est constituée d'une combe argileuse rougeâtre (6m) occupant le lit d'Oued Tala et d'une barre de grès massifs à grain fins (20m) à stratification plane et riche en bois de fossiles. La deuxième séquence est formée de 20m d'argiles rougeâtres surmontées par une barre de grès massifs de 14m d'épaisseur à stratifications obliques et entrecoupées. La dernière séquence est la plus importante, elle est constituée de 40m d'argiles rouges surmontées par une barre de grès massifs de 20m, marqué à son sommet par des encroûtements ferrugineux matérialisant une discontinuité (D5).

**Terme-e-(S5)** : D'une épaisseur de 100m, cette séquence est grano-stratocroissante. Elle est composée d'une suite de quatre séquences constituées d'argiles à la base surmontées de barres gréseuses.

**La première séquence** correspond à une combe (7m) à dominance argileuse où alternent des grès fins et moyens de faible épaisseur avec des argiles. Le tout est surmonté par un grès en plaquette de **5m** d'épaisseur à stratifications plane et riche en bois fossiles.

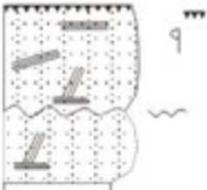
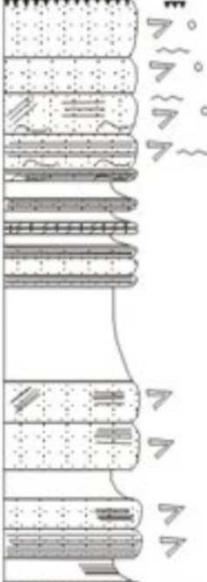
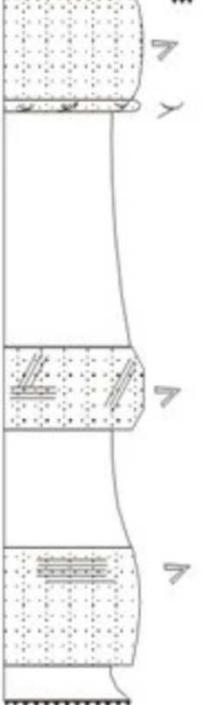
**La deuxième séquence** (18m) est composée d'une combe argileuse (5m), suivie d'une barre de grès massifs blanchâtre (13m) à stratification plane et oblique très riches en bois fossiles.

**La troisième séquence**, une combe d'argiles de couleur lie de vin (**30m**) apparaît, surmontée de trois barres de grès de 8m d'épaisseur.

**La dernière séquence** est constituée d'une alternance d'argiles de couleur lie de vin, de dolomie gréseuse verdâtres et de grès en plaquette. Cette alternance est surmontée par un grès en plaquette (**7m**) dont la surface supérieure est marquée par des rides de courant. Le tout est surmonté par un grès massif de **20m** d'épaisseur à grains moyens de couleur blanchâtre à stratification oblique, horizontale et à rides de courant au sommet. La partie supérieure est caractérisée par une richesse en Kerboubs et de bois fossilisés.

#### **Terme-f-(S6)**

Ce terme constitue une séquence de 50m d'épaisseur composée d'argiles vertes à la base (20m) surmontées de grès massifs de 30m d'épaisseur de couleur blanchâtre. Ces derniers sont ravinés à leur sommet et sont surmontés par des grès rougeâtres de 12m d'épaisseur, moyens à grossiers à dragées de quartz et à stratifications entrecoupées à leur base. La stratification devient oblique puis horizontale au sommet et riches en bois fossiles (Pl. 5, Fig. 2). Il s'agit d'une séquence positive (type coarsening upward) correspondant aux « grès supérieurs d'Aourak ». Enfin le pendage des couches devient horizontal et c'est le cœur du synclinal étudié (Pl. 5, ph. 1 et 2).

Etages	Formations	Membre	Colonne lithologique	Descriptions sommaires
KIMMERIDIEN - PORTLANDIEN	FORMATION D'AÏSSA	Membre supérieur ou membre des "Alternances d'Aourak"	<p style="text-align: center;">f</p> 	<p>Combe argileuse surmontée d'une barre gréseuse ravinée à son sommet marquant le début d'un dépôt de grès grossier rougeâtre à dragées de quartz "Grès supérieurs d'Aourak"</p>
			<p style="text-align: center;">e</p> 	<p>Suite de quatre séquences constituées chacune d'argiles à la base surmontées de barres gréseuses</p>
			<p style="text-align: center;">d</p>  <p style="text-align: left;">10m 0</p>	<p>Trois séquences ordonnées en combes argileuses rougeâtres surmontées de barres gréseuses massives riches en bois fossiles</p>

**Fig. 24 : Coupe lithologique de membre supérieur ou membre des alternances d'Aourak « Formation d'Aïssa ».**

Dans la coupe levée dans le flanc sud est de ce synclinal, à Rouis El Djir, ce membre possède une épaisseur de 240m.

La « Formation d'Aïssa » constitue un environnement deltaïque. Les argiles surmontées par les barres de grès correspondent à des séquences régressives deltaïques (type Ksourienne) qui évoluent parfois sur des lagunes dans un domaine médio-deltaïque (front-deltaïque). Les grès supérieurs d'Aourak évoluent dans une plaine deltaïque, Il s'agit de dépôts fluviatiles dans un environnement supra-deltaïque (plaine alluviale).

### **Description résumée de la coupe de Rouis El Djir (coupe e, fig. 17)**

La limite inférieure de la formation est caractérisée par un replat sur les grès à surface supérieure ferrugineuse de Zerga de Sfissifa, appartenant à la formation sous-jacente. Cette formation (**364m**) a été subdivisée en deux membres :

- **Le membre inférieur ou membre des alternances de Rouis El Djir (124m)**, représenté par 4 ensembles chenalisés, distribués dans l'espace en combes surmontées de barres. C'est dans le 3<sup>ème</sup> ensemble qu'a été découvert le gisement fossilifère de dinosaure (Mahammed *et al.*, 2002). Dans cet ensemble, un niveau de calcaires à lumachelles (bivalves et huîtres); les huîtres correspondent à des Ostreidae (*Lopha costata* Sowerby) qui caractérisent le Jurassique moyen (Bajocien à Callovien).

- **Le membre supérieur (240m)** a été subdivisé en deux termes :

**Le terme des alternances de Larouia (186m)** ; à tendance carbonatée, composé de trois ensembles chenalisés dont chacun est caractérisé par une combe surmontée d'une barre.

**Le terme des alternances d'Aourak (54m)**, est constitué de deux ensembles caractérisés par une alternance de plusieurs cordons littoraux très visibles dans la nature. Le dernier ensemble (32m), est formé d'une combe d'argiles rouges et vertes (12m), intercalés de bancs gréseux décimétriques. Celle-ci est surmontée par une première barre gréseuse (7m), riche en figures tidales : ce sont **les grès inférieurs d'Aourak**. La surface supérieure de cette première barre est noirâtre et représente une grande surface structurale très étendue dans la région. Elle est caractérisée par l'abondance de Kerboubes (1 à 5cm de diamètre) et la richesse en bois fossiles. Une autre barre gréseuse (10m) se débitant en demi-boules à aspect en «dos d'éléphant», à grandes stratifications obliques et entrecoupées, ravine cette surface structurale et occupe le cœur du synclinal d'Aourak-Oulakak Ce sont les « **grès supérieurs d'Aourak** ». Ce membre supérieur est probablement d'âge Kimméridgien-Portlandien.

Cet équivalent de la « Formation d'Aïssa » d'âge probable Callovien à Portlandien représenté par les deux membres correspondrait aux membres inférieur et supérieur de la « Formation d'Aïssa » qui a été définie par J.P. Bassoullet (1973) dans le secteur oriental avec une différence dans l'âge et le milieu de dépôt.

## **D. CONCLUSION**

Dans le but de reconnaître les différentes formations du domaine d'étude, afin d'étudier le comportement lithostructural, plusieurs coupes ont été levées ; dix coupes dans le sillon atlasique ss (Aïn Ouarka, Djara et Tiout), une coupe dans le sillon préatlasique (Nessanis), quatre coupes dans la ride de Zerga et deux coupes dans le synclinal de Larouia-Aourak-Hjar ala Hjar du sillon préatlasique. Cette étude nous a permis de :

Mettre en évidence le Lias moyen et supérieur dans le secteur de Nessanis (sillon préatlasique), il a été signalé pour la première fois. Bassoullet (1973) a signalé uniquement la base du Dogger (les formations de « Téniet El Klakh » et de « Tifkirt »).

Le Lias inférieur et moyen dans la partie médiane de Djebel Zerga a été identifié pour la première fois où une coupe complète a été étudiée.

Les épaisseurs des formations liasiques augmentent du Sud-Ouest au Nord-Est dans les trois secteurs.

L'étude lithostratigraphique nous a permis de reconnaître :

Dans le sillon atlasique, toutes les formations, du Trias au Crétacé inférieur.

Dans le sillon préatlasique, uniquement les formations du Trias au Jurassique supérieur.

Le sillon préatlasique est caractérisé donc par le non dépôt des formations de « Tiloula et de Tiout » (Tithonien-Crétacé inférieur). Ces dépôts affleurent seulement au Sud de l'Accident Nord Atlasique (ANA) c'est à dire au Sud de la ride de Zerga de Sfisifa.

Le Jurassique supérieur (la « Formation d'Aïssa ») du sillon atlasique est plus développé que celui du sillon préatlasique.

Par ailleurs, les faciès montrent une évolution depuis un paysage de sebkha après les dépôts lagunaires du Trias, observé au sud de l'ANA (de la ride de Zerga de Sfisifa), dans le sillon atlasique à une plate forme carbonatée à sédimentation carbonatée (dolomie) parfois interrompue par des édifices récifaux (Nessanis) dans le sillon préatlasique, à un bassin à sédimentation marneuse au Lias supérieur.

Ce phénomène évolue en une période d'approfondissement hétérochrone qui commence à s'exprimer dès le Sinémurien inférieur (calcaires lités à *Arniocéras*, des « Alternances d'Aïn Ouarka ») dans le secteur d'Aïn Ouarka (sillon atlasique), à partir du Carixien, dans la zone de Nessanis (sillon préatlasique) et Zerga de Sfisifa (Ride).

Cet approfondissement se généralise à partir du Toarcien dans les trois secteurs. L'ouverture atteint son maximum, elle conduit à l'individualisation d'un grand domaine à sédimentation profonde, limité au Nord par l'Accident Sud Mésétien (ASM) et l'Accident Sud Atlasique (ASA) au Sud.

Cet agencement persiste jusqu'à l'Aalénien-Bajocien pour y assister au comblement de ce grand domaine qui débute au Bajocien supérieur par la « Formation de Téniet El

Klakh », suivie d'une sédimentation deltaïque au Jurassique moyen et supérieur et, fluviatile au Crétacé inférieur.

Le sillon préatlasique s'est comblé au Jurassique supérieur, c'est-à-dire avant le sillon atlasique.

**TROISIEME CHAPITRE**  
**TECTONIQUE ET SEDIMENTATION**

**TROISIEME CHAPITRE: TECTONIQUE ET SEDIMENTATION**

## INTRODUCTION

- A. Rappels sur les accidents tectoniques
- B. Analyses structurales
- C. Présentation de l'étude
- I. INVENTAIRE DES ACCIDENTS SYNSEDIMENTAIRES : GEOMETRIE, CINEMATIQUE ET CARACTERISTIQUES
  - A. Dans les affleurements triasiques
  - B. Dans la Dolomie de Chémarikh et ses équivalents dans les autres zones (à partir de l'Hettangien)
  - C. Dans les Alternances d'Aïn Ouarka et leurs équivalents dans les autres zones (à partir du Sinémurien)
  - D. Dans les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala et leurs équivalents dans les autres zones (au cours du Lias supérieur)
  - E. Conclusion
- II. COMPORTEMENT SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DES FORMATIONS DU DOGGER AU MALM
  - A. Dans la Brèche de la Raknet El Kahla, les Formations de Téniet El Klakh et Tifkirt et leurs équivalents dans les autres zones (au cours de l'Aalénien du Bajocien et du Bathonien)
  - B. Dans les Formations de Djara et Aïssa et leurs équivalents dans les autres zones (du fin Dogger au Malm)
  - C. Conclusion
- III. EVOLUTION LITHO-STRUCTURALE SELON UN TRANSECT SO-NE AU COURS DU LIAS-DOGGER
- IV. ETUDE, INTERPRETATION ET DISCUSSION SUR LA FRACTURATION : MESURES DE TERRAINS

## TROISIEME CHAPITRE : TECTONIQUE ET SEDIMENTATION

### INTRODUCTION

## **A. Rappels sur les éléments tectoniques**

### **a. Généralités**

Toutes les mégastructures, mésostructures et microstructures enregistrées à l'échelle cartographique, affleurement et microscopique, résultent généralement des événements tectoniques à travers les temps géologiques. Cette déformation peut correspondre à des mouvements minimes difficilement décelables, comme elle peut être spectaculaire, provoquant des déplacements kilométriques.

Les failles sont des cassures accompagnées d'un déplacement relatif des deux compartiments. La faille est le résultat d'un cisaillement dont les effets se localisent en surface «plan de faille». Le rejet vertical d'une faille est la valeur du déplacement relatif d'une couche (**Fig. 25**); son pendage est l'angle que fait le plan de faille avec l'horizontale. Lorsque le plan de faille est incliné vers la lèvre affaissée, la faille est dite normale. Elle est inverse dans le cas contraire, si le plan de faille surplombe la lèvre affaissée.

Les failles de rejet horizontal sont dites décrochantes. Lorsque le bloc se déplace vers la gauche, il est dit que le mouvement est senestre (**Fig. 26 A**), il est dextre lorsqu'il est vers droite (**Fig. 26 B**).

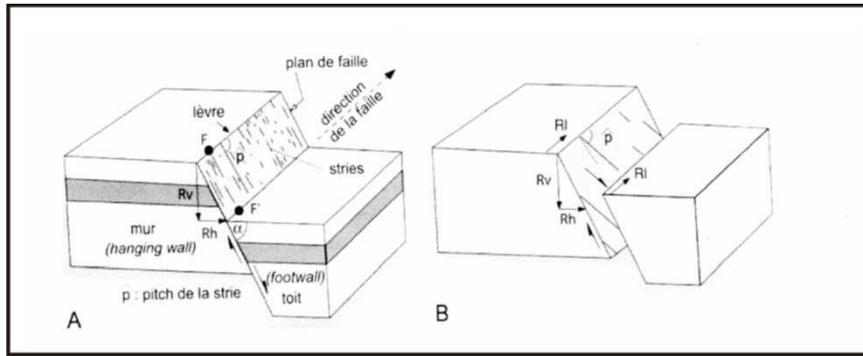
Si le plan de cassure contient des éléments plus durs par rapport à la matrice, ceux-ci creusent des stries dont on peut repérer la direction et le sens.

Nous nous intéressons dans ce qui va suivre à une analyse de la tectonique cassante et continue (plicative).

Les données récoltées n'étant pas toujours suffisantes. Néanmoins, la tectonique dans ce domaine fragile a pu donner en plus des failles, des fentes de tension et des critères de dissolution (stylolites). Ces microstructures à l'échelle de l'affleurement, donnent des informations en relation directe avec les directions d'allongement et de raccourcissement (Arthaud et Choukroune, 1969 et Arthaud, 1985).

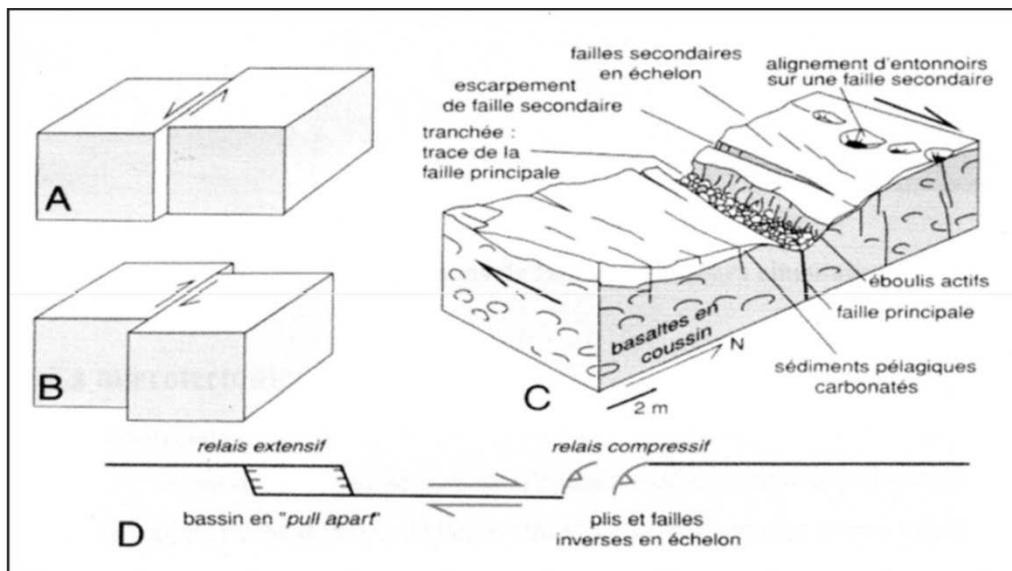
### **b) Les éléments planaires**

Se sont toutes les failles caractérisées par un plan de glissement, portant sur leurs miroirs des indicateurs de mouvements. Ce plan est caractérisé par une direction dont la valeur est comprise entre (0 – 180°) et un pendage qui va de 0 – 90°.



**Fig. 25 : Failles verticales**

Schéma d'une faille normale décrochant (B). Deux points F et F' initialement contigus décalés. Le déplacement FF' se décompose en un rejet vertical Rv et un rejet horizontal Rh (cas A), les stries ont un pitch de 90° (attitude par rapport à l'horizontal sur le plan de faille). En B, une composant décrochement R1 est ajoutée, les stries sont alors obliques (pitch plus petit que 90°)



**Fig. 26 : Failles décrochantes**

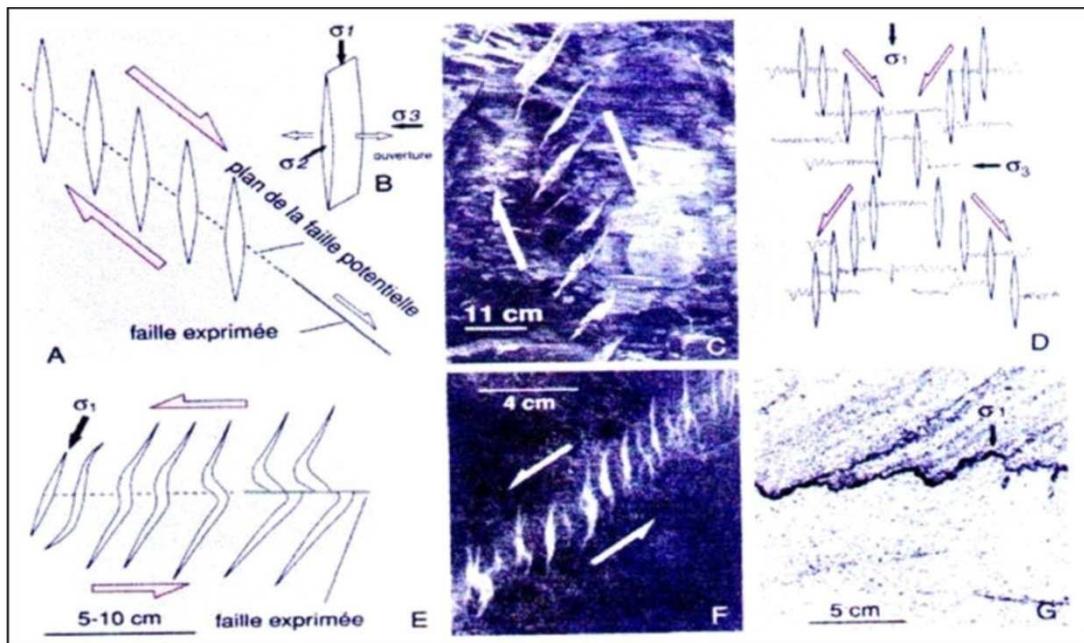
A- Décrochement sénestre (bloc opposé vers la gauche). B- Décrochement dextre. C- Exemple de structures associées à un décrochement océanique majeur, observées au fond de la vallée transformante de la zone de fracture vema (d'après Vila, 1980). D. Structures associées aux décrochements dans le cas de relais compressifs et extensifs

## Les fentes en échelons (fractures sigmoïdes ouvertes et discontinus) :

Ces fentes sont des fractures ouvertes dans des roches compétentes à répétition et à remplissage secondaire sans mouvement, traduisant généralement une intense déformation (**Fig. 27**). Elles correspondent à des fissures de quelques centimètres à décimètres de longueur et de quelques millimètres à centimètres de largeurs. **Les fentes de tension en échelon sont des structures observables en général, dans les zones de cisaillement.**

Le modèle de Riedel soulignant les fractures de type (R, R', P et T) est illustré par un schéma classique (**fig. 28 a**) (Riedel, 1929). Les cisaillements de Riedel matérialisent deux systèmes conjugués de cassures provoqués par des contraintes tangentielles et disposés en échelons dans la zone de cisaillement « Shear zone ». Ces cassures peuvent être des diaclases ou des failles, selon l'intensité du déplacement.

Ces microstructures sont généralement de bons indicateurs des directions tectoniques, localisées au niveau des zones de cisaillements. Ces fractures de forme lenticulaires, dont l'agencement en échelon souligne le plan la zone de cisaillement (**Fig. 28 b**). Ils sont généralement parallèles à la direction de contrainte maximum  $\sigma_1$  (**Fig. 28 a**).



**Fig. 27 : Les fentes de tension et les stylolithes**

**A-** Réparation en échelon le long d'une faille potentielle.

**B-** Détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes

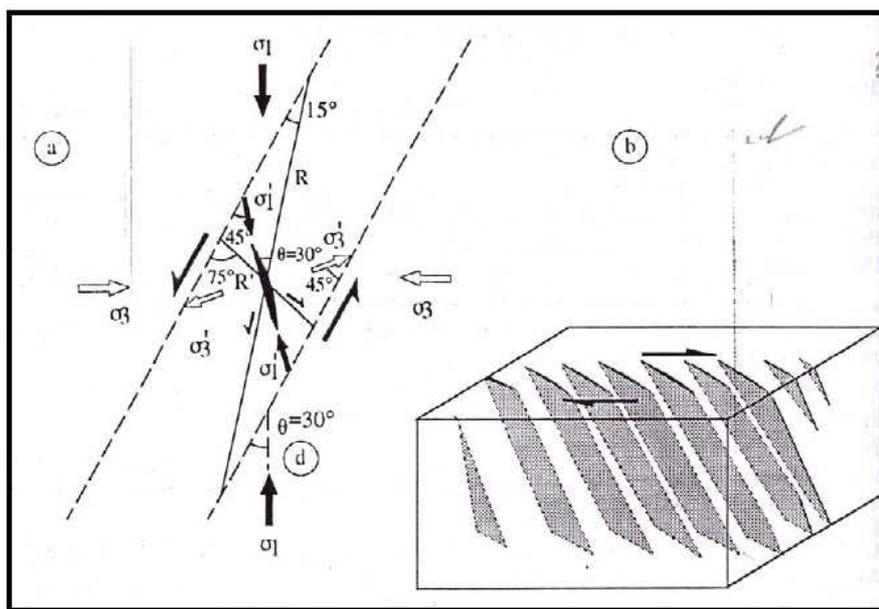
**C-** Exemple dans le complexe de base du flysch à helminthoïdes, Alpes.

**D-** Réparation le long de deux cisaillements conjugués et association avec des joints Stylolithiques.

**E-** Origine des fentes sigmoïdes par déformation et rotation progressives

**F-** Exemple réel. G-un exemple de stylolithes dans un grès carbonneux. La matière organique concentre sur le joint stylolithique en raison de la dissolution des grains de quartz avoisinants

• **Les diaclases** : correspondent à des cassures de roche sans déplacement relatif des parties, s'emploie essentiellement pour des cassures perpendiculaires aux couches sédimentaires (Raoult, 1994). Ces diaclases se développent dans les roches rigides exogènes et /ou endogènes. On compte généralement deux familles de diaclases selon des surfaces perpendiculaires entre elles et perpendiculaire aux plans de stratifications; de sorte que la roche se débite en parallélépipèdes.



**Fig. 28 -Rappel: Cisaillements conjugués de Riedel et fentes de tensions en échelons**

a) Relations angulaires entre les éléments d'une zone de cisaillement (d'après Hancock 1972)

b) représentation en bloc-diagramme de fentes en échelons (disposition droite) dans une zone de cisaillement dextre subverticale (d'après Holmquist 1932)

**c) Les éléments linéaires**

Ces paramètres matérialisent la cinématique du mouvement. Elles sont caractérisées par les stries de failles, les axes de plis et les pics stylolithiques. Ces éléments sont observables sur une surface réduite et les observations sont répertoriées de façon statistique ; on emploie pour ceux des diagrammes de tous genres, le canevas de Schmidt, qui utilise la projection stéréographique. Comme on utilise des méthodes statistiques, il devient nécessaire de faire des mesures nombreuses et systématiques, on a donc effectué un travail analytique dans plusieurs stations et à différents étages.

## **B. Analyses structurales**

### **1. Buts**

L'étude microtectonique (structurale) effectuée sur différents sites, s'appuie sur des travaux de terrain qui permettent :

- De préciser et d'argumenter la géométrie, la chronologie et la mise en place des différentes structures extensives (bassins) et plicatives (rides).
- De recenser les événements tectoniques principaux mis en évidence dans les différentes formations de la région d'étude et faire appel à une analyse microtectonique.

### **2. Méthodologie**

La technique utilisée dans le traitement des populations de microfailles striées, de fentes en échelons et de diaclases à travers les différents sites est basée sur le principe de la projection stéréographique. Il s'agit d'un mode de représentation et de construction géométrique abstrait qui n'analyse que les rapports d'orientation des éléments tectoniques dans l'espace. Ce principe consiste à translater ces éléments parallèlement à eux mêmes pour les rapporter à une demi-sphère de référence.

Dans notre travail, on utilise l'hémisphère inférieur du Canevas de Schmidt.

## **C. Présentation de l'étude**

On appelle classiquement « Bassin des Ksour » l'ensemble des formations mésozoïques et tertiaires affleurant en synformes et antiformes d'axes SO-NE qui constituent les Monts des

Ksour. Ils sont localisés dans la partie SO de l'atlas saharien, à partir de la région d'El Bayadh au NE, jusqu'à la frontière marocaine au SO. Ces bassins sont compris entre l'accident sud mésétien (ASM) au nord et l'accident sud atlasique (ASA) au sud. Il s'agit de deux systèmes de dépôt séparés par l'accident nord atlasique (ANA).

L'étude de ces bassins, prend en considération toutes les données antérieures: lithostratigraphiques, sédimentologiques et structurologiques. Cela permettrait de compléter certaines hypothèses et de développer de nouvelles conceptions en effectuant une étude détaillée se rapportant aussi bien à la sédimentation qu'à l'aspect structural du bassin.

Le but de cette étude est de caractériser la succession des déformations cassantes du bassin dans les terrains triasiques et jurassiques (formations du Lias, du Dogger et du Malm) qui sont accessibles à l'affleurement. Les divers marqueurs de la déformation ont été relevés de façon systématique dans le sillon atlasique (Chémarikh), la ride de Zerga (Zerga de Sfissifa) et dans le sillon préatlasique (Nessanis) (fig. 6, 7 et 17 ) dans divers niveaux du Jurassique inférieur et moyen surtout (tableau 1) et, surtout de donner des arguments structuraux sur le mécanisme de déformation de ce système de dépôt pour étayer l'idée de l'évolution (dynamique) du bassin établis par Kazi Tani, 1986 et Aït Ouali, 1991(surtout) et Aït Ouali Delfaud 1995.

#### 1. Données historiques locales

Un certain nombre d'observations ponctuelles de déformations (failles et plis) ont été faites par les géologues qui se sont intéressés aux formations jurassiques des bassins des ksour (Douihassi, 1976 ; Kazi Tani, 1986 ; Aït Ouali, 1990).

Ces auteurs ont parfois notés l'existence de stries, cannelures et autres structures tectoniques, l'existence de décrochements a été plusieurs fois signalée mais le caractère synsédimentaire ou précoce des déformations affectant le Jurassique (terrains où ces géologues ont travaillé) a rarement été remarqué.

#### 2. Cadre de l'étude tectonique

La plupart des sites qui présentent des structures intéressantes ont été étudiées. Ceux de Chémarikh (Aïn Ouarka), de Zerga de Sfissifa ou de Nessanis nous ont permis de mesurer des failles ou des microfailles de façon quasi-complète (direction et pendage, pitch de la strie sens du mouvement). Dans quelques sites, nous n'avons pas pris de mesures du fait de la trop grande dégradation des miroirs de failles.

Par ailleurs les diverses formations observées présentent différentes structures cassantes. Certaines d'entre elles (Nessanis ; sillon préatlasique) permettent des mesures extrêmement abondantes alors que d'autres réagissent moins nettement à la déformation cassante. Il résulte de ces diverses contraintes (difficultés) que c'est la partie NE de Chémarikh, la partie centrale de la ride de Zerga et le flanc NO de Nessanis qui ont été étudiées d'une manière plus ou moins complète (fig. 6).

Les sites favorables ont fait aussi l'objet de mesures systématiques de toutes les discontinuités et objets liés à la fracturation. Plus de 3000 fractures ont été mesurées et plus

de quarante marqueurs tectoniques ont ainsi été mesurés donnant des informations cinématiques : diaclases, fentes de tension et surtout miroirs portant des stries indiquant le sens et la direction du mouvement le long des failles et des microfailles.

Enfin, tout cet inventaire des différents systèmes de déformations synsédimentaires et des relations tectono-sédimentaires nous permettra de tracer la dynamique des systèmes de dépôt des Ksour.

## **I. INVENTAIRE DES ACCIDENTS (SYSTEMES DE DEFORMATIONS) SYNSEDIMENTAIRES : GEOMETRIE, CINEMATIQUE ET CARACTERISTIQUES**

### **A. Dans les affleurements triasiques**

#### **1. LE SILLON ATLASIQUE : Djénien Bourezg et Aïn Ouarka (Djebel Chémariikh)**

Dans l'Atlas saharien occidental les dépôts sédimentaires constituent une épaisse couverture de plus de 5000m. Cette dernière est séparée du socle par une entité lithologique complexe argilo-gypso-saline d'âge triasique. Ces affleurements généralement surmontés par de l'infralias (dolomie gris bleutée à Djénien, à Bel Hendjir, à Aïn Hadjadj au SO de Dj. Djara), sont les niveaux les plus anciens qu'on peut observer dans les Monts des Ksour.

Les mouvements du Trias se sont fait soit horizontalement avec entraînement de la couverture, soit verticalement avec rehaussement des structures (phénomène diapirique).

#### Les diapirs triasiques :

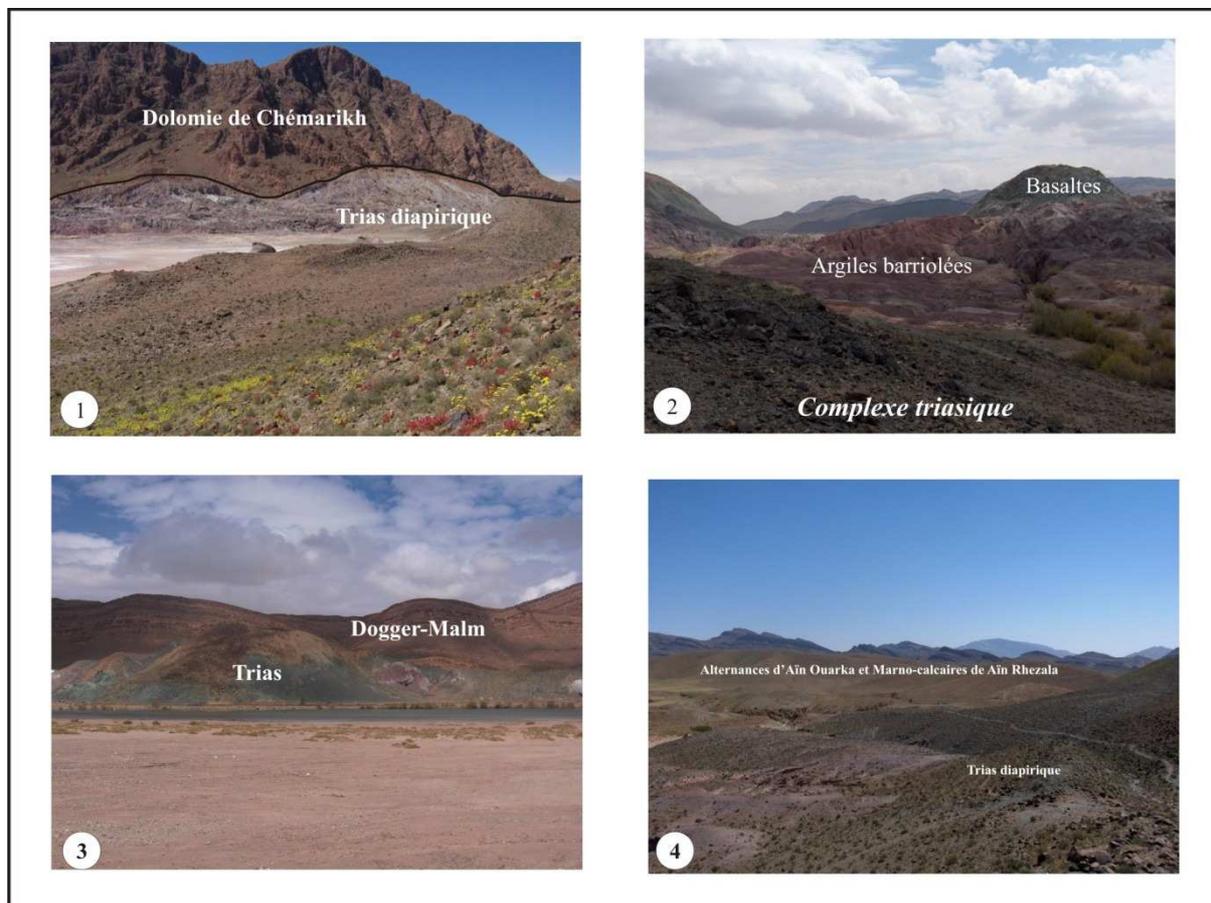
Le Trias est de type germanique, il est constitué du matériel argilo-gypseux, parfois salifère, il montre une sédimentation évaporitique de type lagunaire et apparait en diapir. Les affleurements sont le plus souvent couronnés par des lambeaux de volcanites basiques de couleur verte, à texture intergranulaire (doléritique). Les affleurements triasiques sont rarement en place sous les dépôts liasiques. Ce déséquilibre est causé par la mobilité du noyau salifère.

Ces masses diapiriques intrusives sont souvent alignées le long des axes des anticlinaux de direction NE SO (aux cœurs des anticlinaux) généralement au contact des failles inverses longitudinales. Ils sont aussi localisées au voisinage de quelques accidents décrochants ; subméridiens NS (Bel Hendjir) et EO, au NE de Chémariikh (PL. 6 ph. 1, 2, 3 et 4), important décrochement kilométrique dextre.

Les accidents de direction EO et SO-NE ont un rôle important dans l'évolution des bassins triasiques. Les jeux synchrones des accidents décrochants EO et des failles normales

SO-NE donnent des bassins en transtension (Kazi Tani, 1986 ; Guiraud, 1973, 1990 et Aït Ouali, 1992).

La structuration des bassins triasiques est guidée par la réactivation des accidents tardi-hercyniens (directions des accidents tardi-hercyniens).



**Planche 6** : Diapir d'Aïn Ouarka et contacts avec les différentes formations

1 : contact anormal Trias-Lias inférieur

2 : complexe triasique

3 : contact anormal Trias-Dogger

4 : contact anormal Trias-Lias Moyen

A Aïn Ouarka et Djénien Bourezg, ces masses montrent des niveaux de basaltes altérés interstratifiés dans les argiles à gypses vertes ou lie de vin (bigarrées). Le sel apparaît soit à l'affleurement en stock massif (Aïn Ouarka) ou sous forme d'efflorescence (en matière pulvérulente) latéralement à sa surface (Tiout) ou totalement absent (Djénien).

Relativement à certains forages effectués par la SONATRACH dans le sillon préatlasique (Atlas saharien occidental) (EBD1, NAS1, CED1 CC1, H33, Kazi Tani, 1986) qui ont atteint les formations détritiques rouges d'âge triasique, constituées de grès, d'argiles rouges, d'évaporites et de carbonates, cette succession semble classique dans tous les bassins périméditerranéens (G. Busson 1974, H.M. Salvan, 1974). **Elle représente pour certains une mégaséquence liées à la naissance de rift continentaux (X. Le Pichon, 1973).**

Le volcanisme du bassin triasique des Monts des Ksour est constitué de trois unités basaltiques, séparées par des intervalles sédimentaires silicoclastiques à évaporitiques et surmontées par des calcaires du Rhéto-Hettangien (infraliasique) (Meddah *et al.*, 2007).

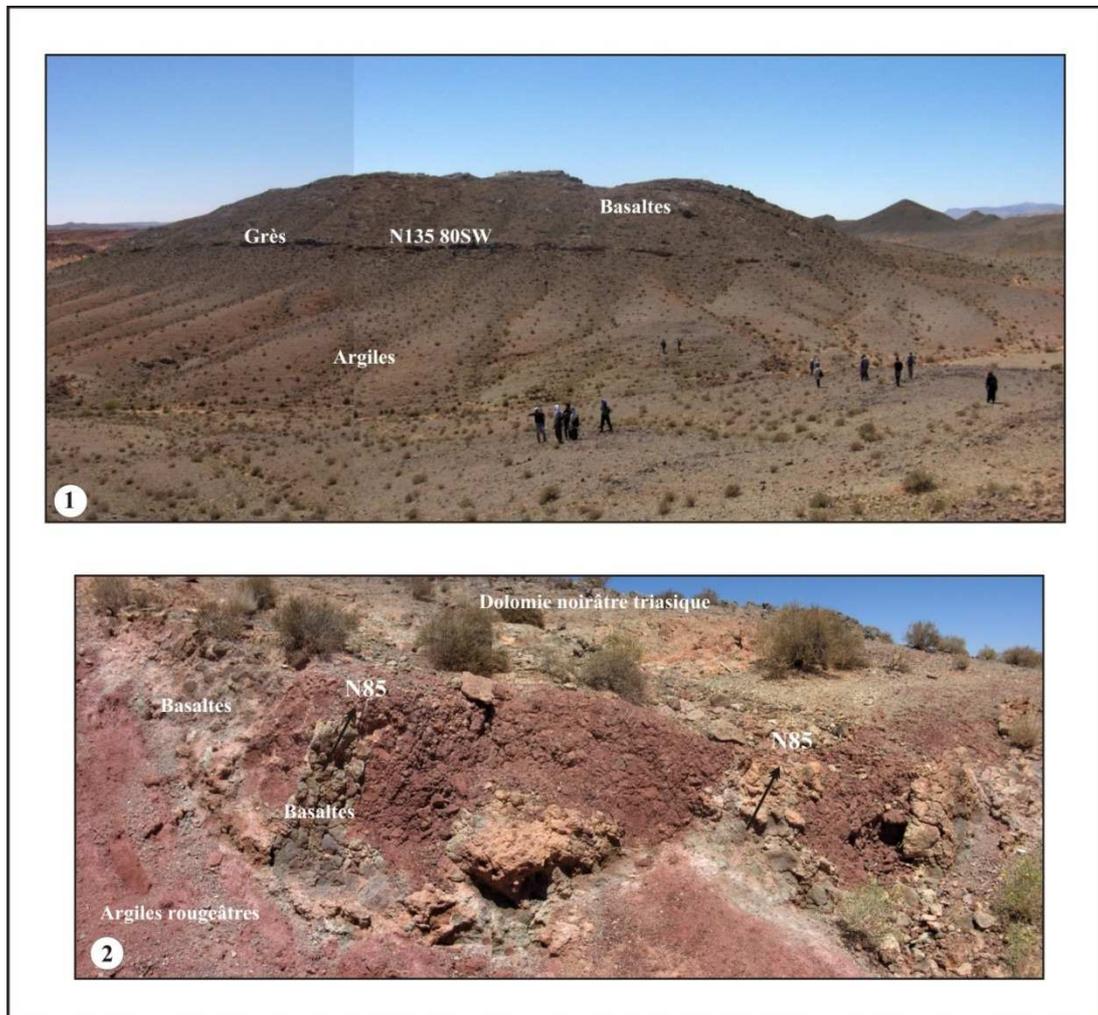
Ces basaltes sont des tholéïtes continentales pauvres en Titane (Ti), qui montrent, de la base au sommet, la même évolution chimique que les basaltes des bassins triasiques du Haut Atlas marocain. Ce volcanisme représente le témoin le plus oriental de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) associée au rifting de l'Atlantique central, à la limite Trias–Jurassique, (Meddah *et al.*, 2007).

Cette période volcanique correspond à un premier stade d'ouverture de bassins de forme rhombique, qui correspondrait à une première phase de rifting qui serait relayée par le stade de rifting liasique qui va durer jusqu'au Lias moyen.

## **2. Le Trias de Djénien**

Même si le Trias de Djénien est diapirique (mobilité du noyau salifère), ce complexe en cet endroit paraît comme s'il a gardé une position qui n'a pas été déformée au cours de son ascension (Planche 7 ph. 1)

Les dômes constitués d'argiles versicolores à la base et de basaltes verdâtres au sommet sont recoupés par des dykes métriques de basaltes grisâtres à noirâtres (de 1,5 à 5m d'épaisseur) de direction E-W de N80 à N100. Ces derniers sont recoupés par quatre générations de petits filons centimétriques de 5 à 20 cm, d'amphibole ou de quartz, qui déterminent d'importantes fractures remplies (PL. 7, ph. 2).



**Planche 7 : Affleurements triasiques de Djénien Bourezg**

1 : Coulées de basaltes intercalées d'une couche de grès N135 80SW

2 : Argiles bariolées traversées par des dykes basaltiques noirâtres de direction N85°, le tout est surmonté par la dolomie noirâtre triasique. En aucun cas nous n'avons observé les basaltes traversant ces dolomies.

- la première SO-NE entre N40 et N70 (Les fractures N65 et N70 sont minéralisées, remplies de Quartz ou d'amphibole) et d'épaisseur centimétrique (5 à 15cm) et aussi observées entre les dômes,
- La deuxième famille N-S entre N165 et N20 (N165, N170, N175, N0, N5, N10, N15, N20), sont remplies d'amphibole, il s'agit d'une direction subméridienne
- La troisième SW-NE de N150 à N160, ces fractures sont aussi remplies d'amphibole
- Une quatrième famille SW-NE de N120 à N135, paraît plus récente relativement aux autres et joue en dextre avec les N150 à N160

Les dykes de directions comprises entre N80 à N100 correspondent à des accidents hectométriques. Il faut mentionner la présence d'une importante brèche de faille de 70cm d'épaisseur de direction N85°. Il s'agit d'une faille normale. On signale aussi la présence d'une faille N90 entre le 2<sup>ème</sup> et le 3<sup>ème</sup> dôme.

Un banc de grès (3m) intercalé entre deux coulées N135 80 SW, où nous avons mesuré les différentes fractures : N175, N5, N20, N90, N100, N110, N45, N60, N70 et N135), (Pl 7, ph. 1).

Le complexe triasique se termine vers le sud par la dolomie infraliasique slumpée (25m d'épaisseur), les directions des slumps sont N30 à N40, N50 à N70 (SO-NE).



**Fig. 3 :** Slumps dans les dolomies infra-liasiques

(Djénien Bourezg)

Des slumps sont aussi observés dans les dolomies bleuâtres infraliasiques ; à Aïn Ouarka, à Belhendjir et au SO de Djebel Djara. Ces plis de glissement affectant un matériau déformable hydraté très plastique sous l'action de la seule gravité témoignent d'une déformation extensive synsédimentaire juste après le dépôt.

#### - **LA RIDE SOUIGA-MELAH ET ZERGA**

Le complexe triasique n'affleure pas à Zerga de Sfissifa (seulement en écailles métriques au SO de la structure par l'intermédiaire d'une faille inverse longitudinale). Au Mélah, il affleure et paraît en position normale surmonté par de l'infralias. Bassoullet (1973) considère l'affleurement argilo-gypseux du Djebel Mélah (Nâama) à Dir Chémakhem en place sous les dépôts infraliasiques.

#### - **LE SILLON PREATLASIQUE**

Dans la région des Forthassa (sud et nord), aucun affleurement n'a été observé.

## **CONCLUSION**

Le Trias dans cette zone de l'Atlas saharien occidental, à Djénien Bourezg est marqué par des accidents cassants qui paraissent être hérités de l'époque tardi-hercynienne (malgré qu'il est diapirique) :

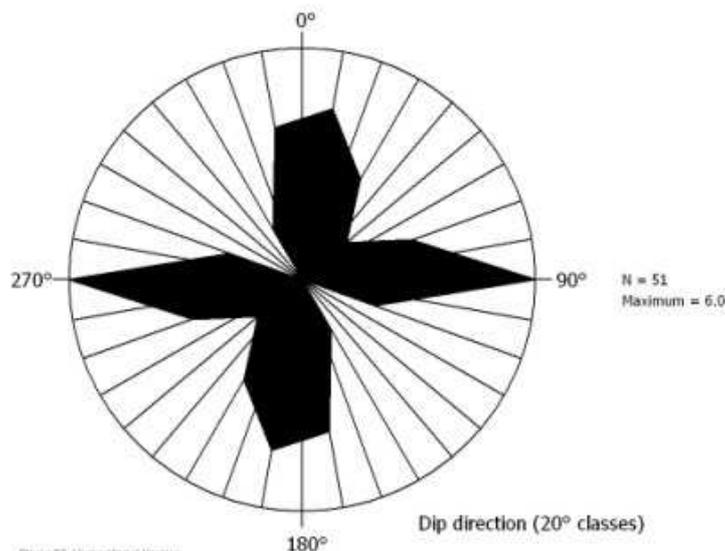
1. Une direction sublatitudinale presque E-O, N80-N100
2. Une direction NE-SO N40-N70
3. Une direction subméridienne presque N-S, N165-N20
4. Une direction NO-SE, N150-N160
5. Une direction comprise entre N120 et N135

L'infralias est marqué à son sommet par des slumps témoignant d'une déformation extensive synsédimentaire, sous l'action de l'effondrement.

## **B. Dans la Dolomie de Chémarikh et ses équivalents dans les autres zones (à partir de l'Hettangien)**

### **1- DANS LE SILLON ATLASIQUE : au niveau de Djebel Chémarikh**

Les fractures mesurées dans cette zone NE nous ont permis de déduire la présence de trois familles de fractures : la première (N10°) entre N175 et N15, la deuxième (N90°) entre N80 et N110, mais la troisième famille moins importante située entre N20 et N40 (N30) (voir rosace).



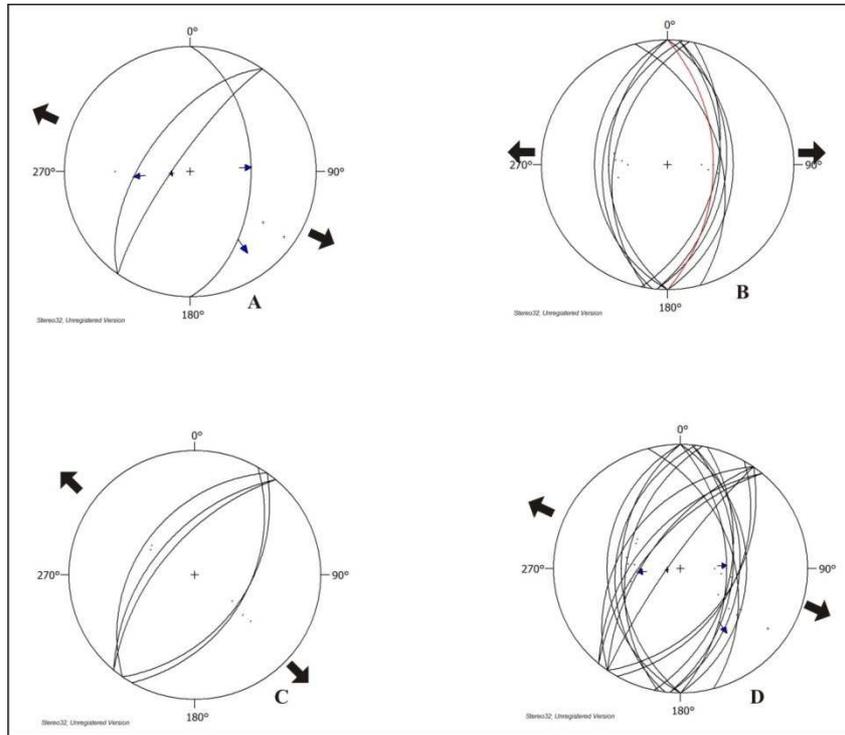
Rosace de fracturation dans les « Dolomies de Chémarikh »

#### **a. Site de la coupe d'El Hammam (Lalla Chafia) (ph.1 Pl. 8)**

Les valeurs des mesures des attitudes (pendages et les directions) des accidents, prises dans la « Dolomie de Chémarikh » d'âge Hettangien sont incluses dans le tableau 3 :

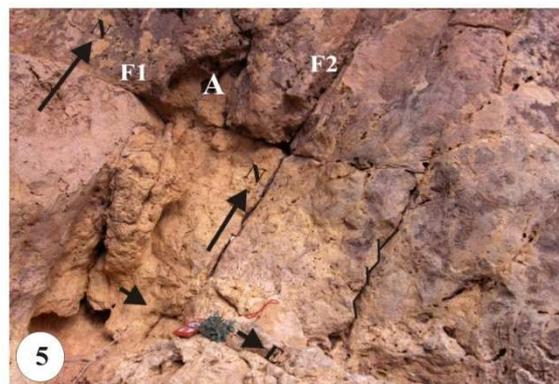
Plans de failles	Directions	Pendages	Plans de failles	Directions	Pendages	Stries	Observations
P1 P2	N40 N30	53NW 44SE	P1 P2	<b>N07</b> <b>N165</b>	36W 44NE		P1 et P2 conjugués
P1 P2	<b>N10</b> <b>N05</b>	44W 47SE	P1 P2	N50 N48	45NW 55SE		Le long de la falaise
P1 P2	N35 N12	40W 47SE	P1 P2	<b>N5</b> <b>N0</b>	40E 30W		
P1 P2	N40 N35	60NW 45SE	P1  P2 P3	<b>N0</b>  N35 N35	50E  60NW 80NW FN	S1 :N86 F S2 :N14 5D S1 : N85 F S1 : N85, P1 : 77°W	Lalla Chafia N0 50E: double jeux (Faille normale décrochement)
P1 P2	<b>N0</b> <b>N5</b>	35W 40E	P1 P2	<b>N0</b> <b>N0</b>	35W 40E		Vers le contact avec les « A A.O » à l'W

**Tableau 3 :** mesures des attitudes des failles mesurées dans la « Dolomie de Chémarikh (coupe d'El Hammam)



**Fig. 31** : Représentation stéréographique

Mesures prises dans la « Dolomie de Chémarikh » de la Falaise d'El Hammam  
 Deux grandes familles de failles : une famille subméridienne et une famille SO-NE (N35)



**Planche 8 : Dolomie de Chémarikh : Terminaison NE de Djebel Chémarikh,**

1 : Dolomie de Chémarikh à Lalla Chafia (flanc NW) coupe d'El Hammam,

2 : contact « Dolomie de Chémarikh »-« Alternances d'Aïn Ouarka » (A) « Alternances d'Aïn Ouarka » ; fractures d'attitudes : N0 40W, N5 30E avec un effondrement vers l'Ouest (flanc NW de Dj. Chémarikh)

3 : Plan de faille N35 80SE et stries N85 (faille normale) dans la « Dolomie de Chémarikh » à Lalla Chafia

4 : Flanc SE de Djebel Chémarikh à Raknet El Kahla ; contact « Dolomie de Chémarikh »-« Alternances d'Aïn Ouarka » (A) site où on a pris des mesures.

5 : Détail du site (A) ; F1 : N180° 25°E, F2 : N180° 75°W, avec un effondrement vers l'Ouest

Des failles normales sur tout le long de la falaise sont soit de directions subméridiennes (N165 à N12) à pendages opposés ; tantôt à regard E, tantôt à regard W et conjuguées entre elles, soit longitudinales (N30 à N50), à regard SE ou NW et conjuguées entre elles.

Parfois ces failles transverses subméridiennes **N0 50°E (stries N86 (FN) et N145 (D))** sont conjuguées avec des failles longitudinales **SO-NE (N35 80°NO avec des stries d'azimut N85 (FN))** à Lalla Chafia, (PL. 8, ph. 3).

Vers le NO (A) (PL. 8, ph. 1 et 2), généralement les pendages à regard NO sont bien exprimés et sont sensiblement supérieur par rapport aux pendages SE.

Une déformation synsédimentaire marquée par des slumps n'a touchée que la partie supérieure de la « Dolomie de Chémarikh » et la partie basale des « Alternances de Aïn Ouarka ». Il s'agit d'un effondrement vers le NO d'une partie de cette dernière, provoquant des hémigrabens.

En cet endroit, les « Alternances d'Aïn Ouarka » débutent par le membre (c) légèrement déformé à la base, le « membre des calcaires à silex », à partir de la discontinuité D2 (**Sinémurien supérieur**).

Il faut mentionner la lacune du membre a (calcaires sublithographiques noirâtres) et du membre b (calcaires à trainées rougeâtres). L'affaissement dans ce secteur a débuté donc au Lotharingien-Carixien, témoignant d'une stabilité en zone élevée jusqu'au moins la fin du Sinémurien inférieur pourqu'ensuite il y'a affaissement puis sédimentation des calcaires à silex (membre c) contemporain d'un effondrement vers le SO, engendrant une distension NE-SO.

On signale aussi la présence de dyke neptunien (dyke sédimentaire) de direction N45 remplis d'une brèche à éléments dolomitiques à bird eyes et stromatolithes et le tout est remanié dans une micrite rouge.

Les fractures de direction moyenne N50 sont parfois remplies par une micrite rouge qui remanie des éléments dolomitiques anguleux centimétriques. Ces fractures sont décamétriques (de 10 à 80m de long). Il s'agit de déformations synsédimentaires témoignant d'une cinématique distensive matérialisée par des failles normales de même direction que les dykes sédimentaires.

**Ces failles normales N45 à N50 assurent par le jeu de blocs basculés l'essentiel de la distension NO-SE.**

**Remarque :** Les ondulations des calcaires des membres de la formation des « Alternances de Aïn Ouarka » sont probablement dues à l'effet des basculements des blocs, (Conséquence de l'effondrement).

La représentation stéréographique des failles mesurées sur tout le long de la falaise de la coupe d'El Hammam (Pl. 8, ph. 1, 2 et 3), (tableau N°3) indique une extension NO-SE ( $\sigma_3$  marquée par les flèches pleines dans la fig. 31, A, C et D) cette déformation est causée par une contrainte maximale principale  $\sigma_1$  verticale, occupant le centre du stéréogramme.

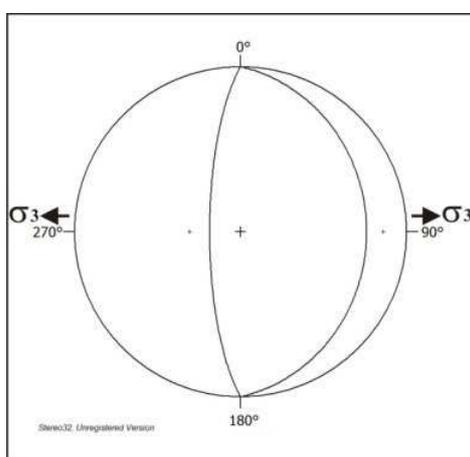
Dans le stéréogramme B de la figure 31, la direction de l'extension ( $\sigma_3$ ) est E-O et  $\sigma_1$  est verticale. Cette dernière a causé des failles normales de direction subméridienne et de pendages opposés. Il s'agit de failles conjuguées telles que : F1 : N0 35W avec F2 : N5 45E et F3 : N0 35W avec F2 : N0 40E.

**Ces failles normales NE-SO et subméridienne, ont causé un effondrement vers l'Ouest au cours d'une extension NO-SE. Cet effondrement a commencé au moins au Sinémurien supérieur.**

**Le stéréogramme met en évidence une distension pure ( $\sigma_1$  verticale) sur les failles NE-SO et N-S qui a débuté au Lias inférieur.**

**b. Dans le flanc SE de Djebel Chémarikh à Raknet El Kahla (terminaison NE de Chémarikh (PL. 8, ph. 4 et 5),**

Au contact « Dolomie de Chémarikh »-« Alternances d'Aïn Ouarka » (site A), des mesures de deux accidents, de mêmes directions, comparables à ceux de la coupe d'El Hammam ont été prises : F1 : N180° 25°E, F2 : N180° 75°W, avec un effondrement vers l'Ouest. La représentation stéréographique montre une extension E-O ( $\sigma_3$ ), avec  $\sigma_1$  verticale.



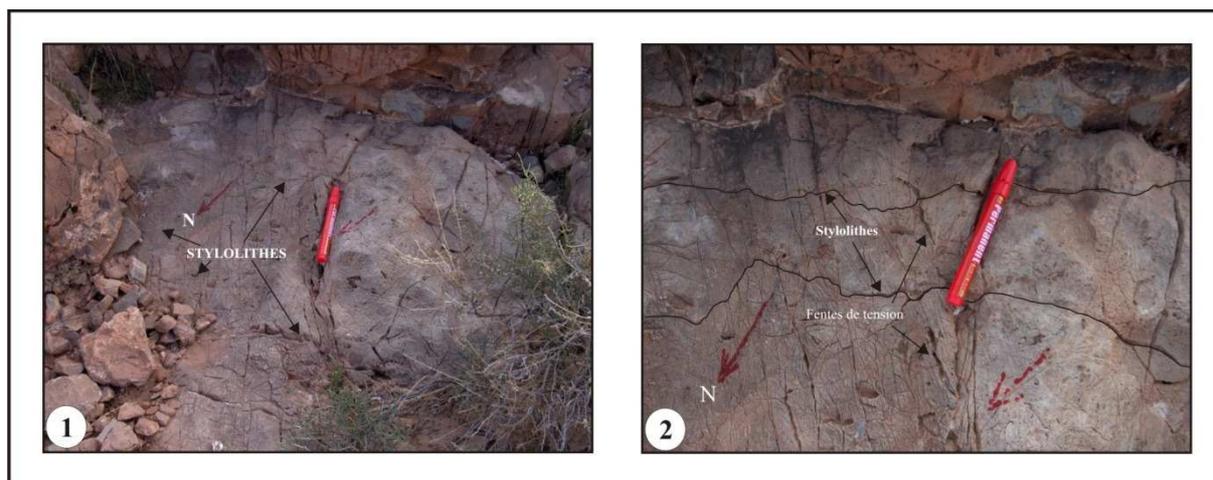
Représentation stéréographiques des 2 failles N-S F1 et F2

**Il s'agit de déformation synsédimentaire montrant une extension E-O, contemporaine avec l'extension SO-NE décrite au dessus.**

**c. Au SO de Dj. Chémarikh :**

Vers le SO de Aïn Ouarka, au SO de Aïn Rhézala, dans la « Dolomie massive de Chémarikh » des stylolithes bien exprimées (PL. 9, ph. 1 et 2) de direction N40°, sont perpendiculaires aux fentes de tension. Ces déformations synsédimentaires montrent une position verticale de la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ). La direction des fentes de tension

est N 135, causant une extension SW NE (N45) donnée par la direction de la contrainte principale minimale ( $\sigma_3$ ) qui est celle des stylolithes.



**Planche 9** : Déformations synsédimentaires dans la « Dolomie de Chémariikh »  
au SO de Aïn Rhézala

1 : Les stylolithes sont de direction N40 à N45

2 : La direction des fentes de tension est perpendiculaire à celle des stylolithes (N135)

Nous avons aussi observé des dykes neptuniens (sédimentaires) remplis d'une brèche à éléments dolomitiques centimétriques à décimétriques remaniés dans une micrite rouge, de direction N40 à N45 dans la dolomie massive.

**Il s'agit de déformations synsédimentaires montrant une extension SO-NE (fentes de tension et stylolithes), contemporaine avec une extension NO-SE (dykes neptuniens).**

## **2- DANS LA RIDE DE ZERGA DE SFISSIFA : (Djebel Zerga)**

Dans la dolomie bréchique de Zerga, deux familles importantes de fractures : la première sublatitudinale (N80 à N90) et la deuxième est **subméridienne (N0 à N15)** remplie de calcite qui paraît **plus ancienne**. Une troisième représentée par les directions N35 à N45 paraît moins importante.

Dans le secteur SO, dans la dolomie massive la fracturation est surtout de direction **N05° à N15°** (subméridienne, SSO-NNE).

## **3- DANS LE SILLON PREATLASIQUE : Nessanis (Forthassa El Cherguia)**

Au cœur de l'Anticlinal d'axe N30° apparaît sur une surface structurale, un calcaire dolomitique à bioaccumulation, où sont observées d'importantes fractures remplies de micrite rouge ou parfois de calcite (N30 à N45).

Deux familles de fractures bien exprimées paraissent les plus importantes et qu'elles sont généralement associées, la **N35° et la N150°** (N30° à N45° et N140 à N165°). La N10 et la N70 sont aussi présentes et relativement de faible importance.

**Remarque** : En général la direction **NNO-SSE (N165 à N175)** est conjuguée avec la direction **NO-SE (N45 à N60)**. Ces directions sont à l'origine de la dislocation de la plate

forme interne du Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien inférieur), engendrant des blocs basculés.

#### **4- CONCLUSION**

L'inventaire des accidents dans les formations du Lias inférieur-Carixien a permis de distinguer :

- **Dans le sillon atlasique :**
  - dans les Dolomies du flanc SE : une famille de failles normales NS (N180) surtout et une autre famille N90 (décrochement senestre).
  - dans les Dolomies du flanc NW : Une famille N180 surtout et une famille N35 à N50. La famille N180 a joué en faille normale et en décrochement dextre.
- **Dans la ride de Zerga :**
  - dans la dolomie bréchique ou massive : une famille subméridienne (NS à NNE-SSO) qui paraît la plus ancienne et une famille sublatitudinale (EO à OSO-ENE)
- **Dans le sillon préatlasique :**
  - Dans les calcaires dolomitiques, deux familles conjuguées ont été observées NNO-SSE et NE-SO (N165 et N45), engendrant des effondrements

#### **C. Dans les « Alternances d'Aïn Ouarka » et leurs équivalents dans les autres zones (à partir du Sinémurien)**

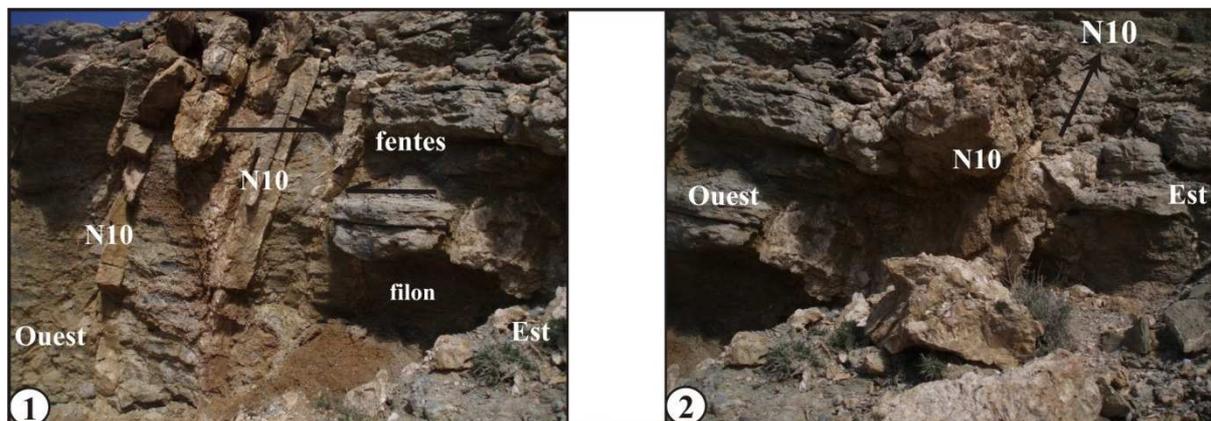
3. Au niveau de Chémarikh
4. Au niveau de Djebel Zerga
5. Au niveau de Nessanis

##### **1) DANS LE SILLON ATLASIQUE : Au niveau du Djebel Chémarikh**

**a. Au Nord d'Aïn Rhézala, à la Raknet El Kahla**, c'est-à-dire à l'extrémité NE de Chémarikh, ou au nord de l'accident décrochant dextre kilométrique de Aïn Ouarka (fig. 39, p. 125)

Dans les deux flancs (NO et SE), au dessus de la « Dolomie de Chémarikh » affleurent les « Alternances de Aïn Ouarka », qui débutent par l'« Alternance violacée de marnes et de calcaires » (25m) qui correspond au membre f (Domérien inférieur), ce dernier est surmonté par l'« Alternance noirâtre de marnes et de calcaires », (60m) membre g (Domérien moyen et supérieur, Mékahli (1995) et Sebane (2007)). Il faut noter la lacune de sédimentation des membres a, b, c, d et e (Sinémurien-Carixien) et l'ondulation des deux membres f et g.

Dans le flanc oriental on mentionne la présence de fractures sous forme de filons calcitiques de différentes épaisseurs (25cm à 3m), où des mesures de directions ont été prises : nous signalons deux familles de fractures ; la première est EW (sublatitudinale) qui correspond à la direction des filons les plus épais (environ 3m), la deuxième N10 (à NS), de 25 cm à 1m d'épaisseur (Pl 10 ph. 1 et 2).



**Planche 10** : l'importance de la fracturation N10 dans la dynamique du bassin des Ksour au cours du Lias moyen et de la cinématique senestre de la direction N90 postérieure à la N10, au NE de Chémarikh (flanc NE)

Cette deuxième famille subméridienne paraît être importante dans la dynamique du bassin au cours du Lias inférieur et moyen.

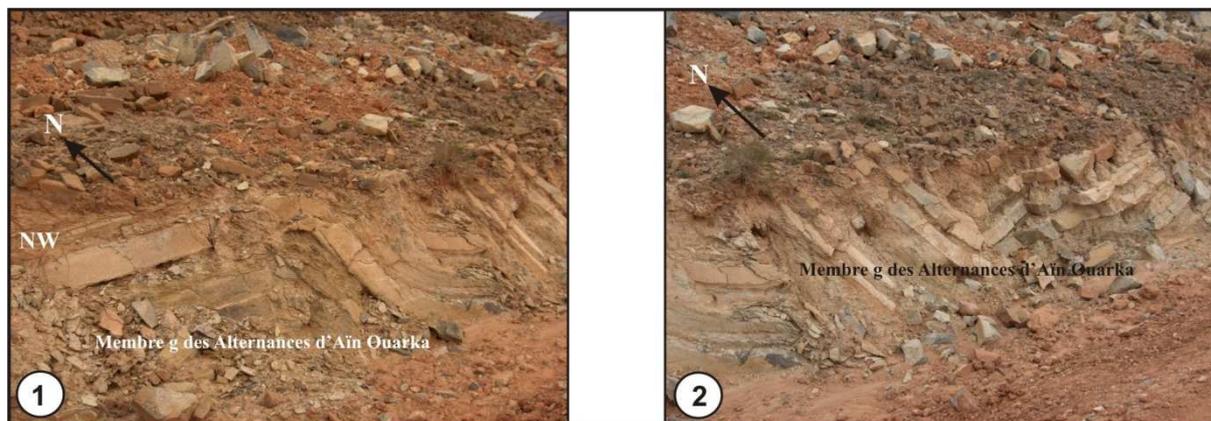
La photo 1 de la planche 10, représente une coupe transversale E-O due probablement à une faille, montrant d'importantes structures sous forme de filons centimétriques (20 à 30cm) de direction **N10** parallèles entre eux, avec un fort pendage  $80^{\circ}W$ . Elles recoupent le membre g des « Alternances de Aïn Ouarka » et sont fossilisées dans cette formation. Deux générations de filons : les plus anciens sont déformés (plissés) par un mouvement senestre qui leurs est presque orthogonal (**N90**). La deuxième génération n'est pas déformée. La photo 2 représente une fracture remplie de calcite sous forme de filon (90cm) de direction **N10** (vue de dessus flèche avec N10).

Certains filons déformés n'affleurent pas au sommet des bancs (surface structurale). Ces filons centimétriques paraissent comme de fentes de tension métriques verticales (pendage  $80^{\circ}W$ ) de direction N10 donnant une extension ONO-ESE, qui convient avec la dynamique du bassin en cette période, c'est-à-dire une contrainte maximale principale  $\sigma_1$  verticale (extension pure) et une contrainte minimale principale  $\sigma_3$  horizontale de direction ONO-ESE

Nous pouvons apercevoir aussi des fentes en tension de direction **N45** centimétriques avec un pendage verticale ou légèrement vers l'Ouest, donnant toujours une extension ONO-ESE, pour une CPM  $\sigma_1$  verticale (extension pure).

Toujours dans cette même formation, dans le membre g des « calcaires noirâtres » on signale la présence de deux familles de diaclases remplies de calcite (en filons centimétriques) celle de direction **N30 à N45** et celle de direction **N75 à N90**. Ces diaclase paraissent précoces car elles sont recoupées par une troisième famille **N150 à N160** (dextre) qui paraît être postérieure.

- Au NNO, mais dans le flanc NO, ont été relevées des déformations situées dans le membre g des « Alternances d'Aïn Ouarka », il s'agit d'une déformation qui a causé des plissements  $N45^{\circ}$  et des cassures inverses  $N45$   $65^{\circ}SE$  (Pl. 11 ph. 1 et 2).



**Planche 11** : déformations synsédimentaires au N du diapir (terminaison nord, flanc NO)

1 : Plissement N45° et cassures inverses N45°65SE,

2 : cassures inverses N45 65°SE causées par un glissement vers le SE

Ces déformations sont interprétées comme des bancs irréguliers et plissés qui se présentent localement brisés, en disharmonie avec les couches qui l'encadrent. Cette disposition semble indiquer un glissement du sédiment peu après le dépôt.

Cette déformation pourrait être causée aussi par l'ascension du diapir qui a probablement débuté au Lias inférieur.

Dans le flanc nord-ouest, au niveau de l'oued Raknet el kahla (Pl.12 ph.B), les fractures les plus importantes sont de direction subméridienne qui paraissent être les plus anciennes. Il s'agit de filons de calcite de 50cm à 2,50m d'épaisseur (N0 N5 N10 N15). Elles recoupent la « Dolomie de Chémariikh » et les membres f et g des « Alternances de Aïn Ouarka ». Cette direction submeridienne est recoupée par la N125 qui est aussi importante à cet endroit. En plus de la N90 qui est elle aussi remplie de calcite, nous avons la N155 (moindre) et qui paraît être relativement récente.

**En conclusion :** Trois importantes familles de fracturation ont été relevées de directions : (1). de N175 à N15, (2) de N75 à N110 et (3) de N30 à N45 et une 4<sup>ème</sup> la N125 relativement moins fréquente.

**b. Dans la coupe d'El Hammam :**

La série commence par le membre c (les calcaires à silex) d'âge Sinémurien supérieur. Au Sinémurien inférieur ce secteur se comportait en zone haute (non dépôt du Sinémurien inférieur).

Les calcaires à silex (membre c) présentent des slumps de direction N170 et à vergence Ouest (Pl. 8 ph. 1A, 2A).

Ce qui permet de conclure qu'au Sinémurien supérieur (Lotharingien) l'effondrement se faisait vers l'ouest sur les failles transverses de direction NNO-SSE (N170) à N05 (voir tableau 3)

**c. Au SO d'Aïn Ouarka et au SW d'Aïn Rhézala :**

C'est au Sud Ouest de Aïn Ouarka qu'affleurent les membres b, absent dans la coupe d'El Hammam (Sinémurien Sup.), c, d, et e (Carixien) et f et g (Domérien) de la Formation des « Alternances d'Aïn Ouarka ». C'est encore plus au SW d'Aïn Rhézala qu'affleurent le

membre a ainsi que tous les autres membres de ces alternances (présence de tous les membres de la formation).

Un niveau repère bien visible dans la topographie, représenté par une corniche ondulée de couleur rougeâtre dont l'épaisseur et le faciès varient sur quelques kilomètres, du SW au NE. **Il s'agit de la barre à *Asteroceras* de BASSOULET (1973) d'âge Sinémurien supérieur qui est totalement absente dans la coupe d'El Hammam et à Raknet El Kahla.**

Le sommet de la Dolomie de Chémarikh (cœur de l'anticlinal) est marqué par une discontinuité de ravinement (D1). Sur ces dolomies grisâtres d'âge Hettangien, ce ravinement est souligné par un niveau rougeâtre de 5m d'épaisseur (x=764990E, y=3619952N UTM). Ce dernier est surmonté à son tour par un niveau grisâtre à jaunâtre à *Arnioceras*, le membre a des calcaires sublithographiques gris noir à *Arnioceras* (Sinémurien inférieur) (A).

Dans ce niveau jaunâtre à *Arnioceras*, on a observé une faille normale N130 60NE synsédimentaire, fossilisée dans le membre a.



*Les deux barres sont affectées par une faille normale synsédimentaire N130 60NE (à regard NE)*

*Le niveau à *Arnioceras* du membre a (A) « calcaires sublithographiques noirâtres »*

Plus au NE, à plus d'un kilomètre, ce même niveau à *Arnioceras* du membre a (A) a subi une déformation synsédimentaire exprimée aussi par une faille normale synsédimentaire N130 68NE, fossilisée dans les calcaires sublithographiques noirs (A).



*Faille normale synsédimentaire N130 68NE fossilisée dans le membre (a) (Sinémurien inférieur) des « Alternances de Aïn Ouarka »*

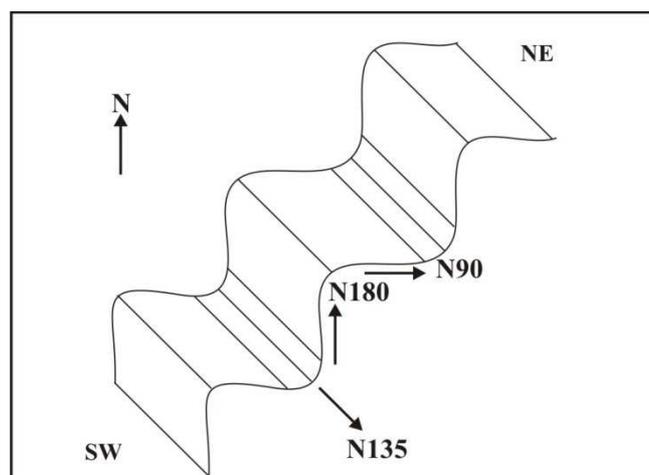
**Remarque :** Une autre déformation synsédimentaire exprimée par quelques plissements métriques à décamétriques d'axe N135 (différente des slumps et des ondulations). Cette structure est fossilisée dans le membre b (calcaires à trainées rouges), observée dans le flanc NO du Chémarikh dans une coupe levée à coté de la ferme située sur ce flanc, au SW d'Aïn Rhézala.

Si on analyse cette structure plicative (la photo au dessous), le flanc nord possède une direction subméridienne N0 à N15 et le flanc sud possède une direction sublatitudinale c'est-à-dire entre N85 et N100. Ce phénomène se poursuit au NE et au SO le long de ce flanc.

Ces déformations sont causées soit par des mouvements **compressifs**, une compression horizontale, longitudinale à ce système de dépôt actif, de direction N45, soit **distensifs** provoquant des effondrements de blocs basculés, vers le NE ou vers le SO, causé par les failles normales synsédimentaires de direction N135 au Sinémurien supérieur, engendrant ces plissements métriques, logiquement assimilés à des ondulations.

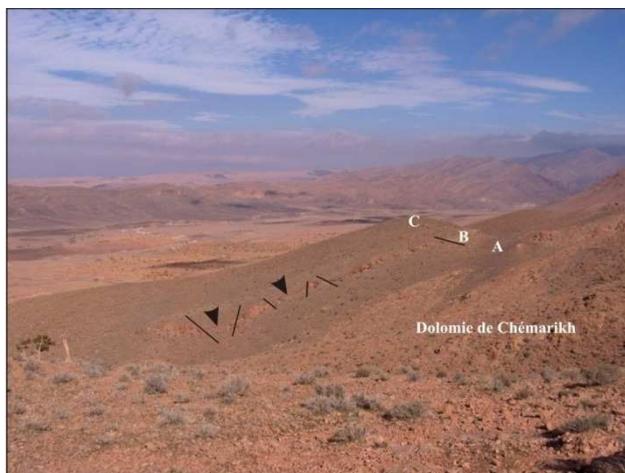


*Plissement métrique d'axe N135, dans le membre b (calcaires à trainées rouges) des « Alternances de Aïn Ouarka » (B) (Sinémurien supérieur)*



*Schéma des plissements métriques (ondulations) (photo du dessus) causés par des effondrements SW-NE sur les failles normales N130*

Le niveau repère (barre à *Asteroceras*) présente généralement des déformations à l’affleurement (localisées) ou bien continues sur de grandes longueurs qu’on peut apercevoir de loin. Il s’agit de petits grabens, causés par des failles normales de direction N130 50NE à 60NE et N130 50SO. Ces grabens sont fossilisés dans le membre b (B) (Sinémurien supérieur) (voir photo).



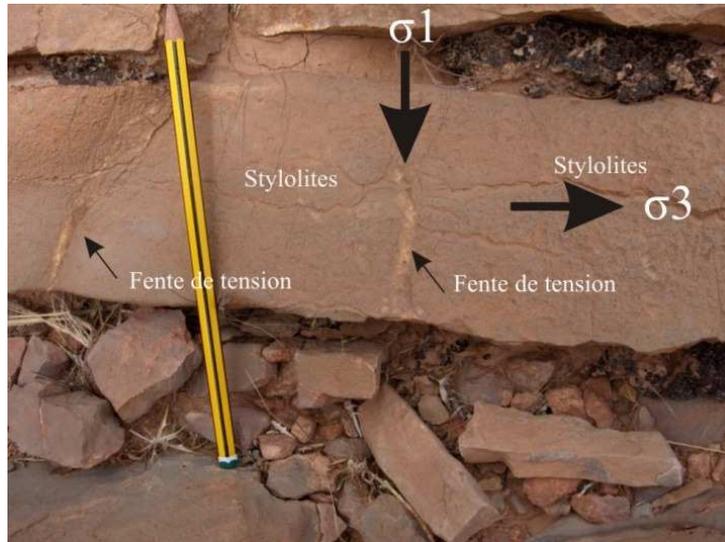
*Barre à Asteroceras présentant des déformations synsédimentaires, exprimées par des grabens ou demi-grabens causés par des failles de distension N130 60NE et N130 50SO. Au dessus de la « Dolomie de Chémarikh » (Hettangien) affleure le membre a (A) calcaires sublithographiques noirâtres surmontés par le membre b (B) calcaires à trainées rouges contenant la barre à Asteroceras et le tout est surmonté par le membre c (C) calcaires verdâtres à silex (Carixien).*

Ces déformations synsédimentaires (failles normales et grabens) témoignent d’une tectonique extensive avec un effondrement NE et SO, causée par une contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) verticale engendrant une extension SO-NE.

En plus de ces déformations synsédimentaires (failles normales et plissements métriques), le membre a et le membre b des « Alternances de Aïn Ouarka » possèdent d’autres déformations synsédimentaires qui correspondent à des surfaces de dissolution sous (ou par) pression dans les calcaires jaunâtres du membre a (corniche à *Arnioceras*) ou rougeâtres du membre b (barre à *Asteroceras*) : les stylolithes et les fentes de tension qui sont de bons marqueurs cinématiques et tectoniques.

Dans le membre b (calcaires à trainées rouges) des « Alternances de Aïn Ouarka », les joints stylolithiques de direction N35.

Dans les calcaires jaunâtres à *Arnioceras* du membre a des « Alternances de Aïn Ouarka » les fentes de tension sont dans une position orthogonale à celle des stylolithes (N125 à N135) (Photo au dessous).



*Calcaires jaunâtres à Arnioceras du membre a présentent des fentes de tension dans une position orthogonale à celle des stylolithes*

Ces figures témoignent d'une direction verticale de la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) donnée par les pics stylolithiques et des fentes de tension. La contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) est perpendiculaire à ( $\sigma_3$ ) contrainte principale minimale, direction donnée par celle des stylolithes.

Les stylolithes sont des surfaces portant des pics et des creux en forme de colonnes ou de cônes qu'on appelle des pics stylolithiques ou *stylolithes* (la photo au dessus). Ces joints se présentent comme des surfaces suivant lesquelles deux blocs adjacents sont étroitement engrenés. Ils donnent l'aspect de fracture, mais il ne s'agit pas de fractures. Ils sont souvent associés aux fentes de tension (les fentes sont par contre des fractures).



*Joints et pics stylolithiques dans les calcaires jaunâtres à Arnioceras du membre a.*

## **2) DANS LE SILLON PREATLASIQUE : région de Nessanis**

Les « Alternances de Gâaloul » sont cachées par du sable, nous avons une lacune de visibilité.

## **3) DANS LA RIDE DE ZERGA : Djebel Zerga**

Dans les « Alternances de Aouinet Es Siah » aucune déformation synsédimentaire n'a été observée, les fractures seront étudiées dans un autre chapitre.

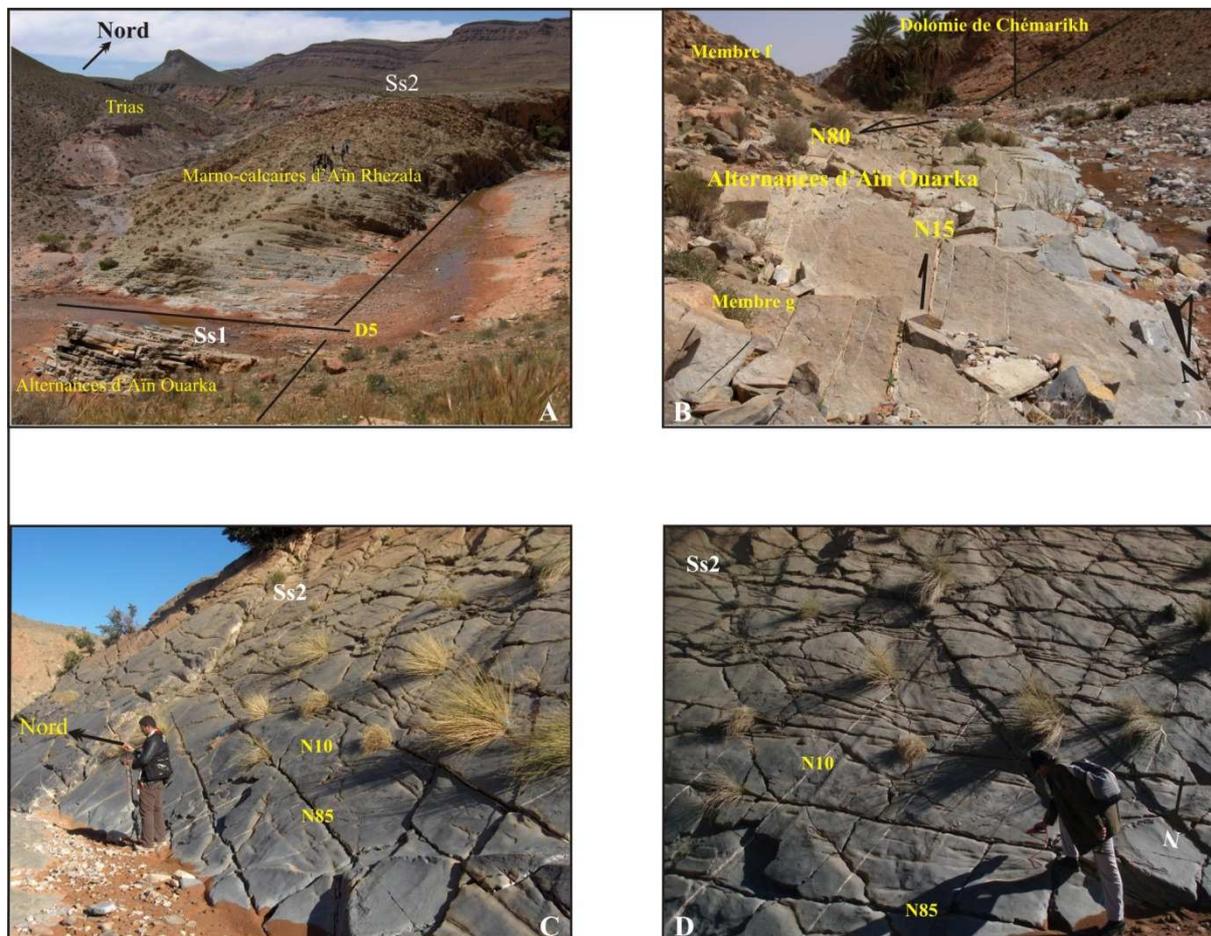
#### **D. Dans les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala et leurs équivalents dans les autres zones (au cours du Lias supérieur)**

- Au niveau du Djebel Chémarikh
- Au niveau de Djebel Zerga
- Au niveau de Nessanis

##### **1) DANS LE SILLON ATLASIQUE : Au niveau de Djebel Chémarikh**

###### **a) Dans le flanc NO, au NE d'Aïn Rhézala vers Raknet El Kahla :**

Des surfaces structurales (apparaissent) affleurent le long des coupes, Il s'agit de surfaces topographiques correspondant aux toits des couches dures de calcaires noirâtres dégagées par érosion. La première (Ss1) correspond à une dalle de calcaires noirâtres du Domérien supérieur et marque la limite entre les « Alternances de Aïn Ouarka » et les « Marno-calcaires d'Aïn Rhézala » (discontinuité D5) (ph. A Pl. 12). La deuxième (Ss2) N40 50°NO est située dans la partie supérieure du membre supérieur ; les « Alternance de marnes et de calcaires à *Zoophycos* » de la formation des « Marno-calcaires d'Aïn Rhézala » d'âge Toarcien supérieur (ph. C et D Pl. 12).



**Planche 12** : Déformations synsédimentaires dans les « Marno-Calcaires d'Aïn Rhézala » (flanc NW)

En longeant l'oued El Maleh à partir du cœur de l'anticlinal constitué de dolomie (« Dolomie de Chémarikh »), en allant vers le nord en traversant les deux derniers membres des « Alternances de Aïn Ouarka » (f et g) (Ph. B Pl. 12 ), nous remarquons une importante fracturation matérialisée par des filons de calcite d'épaisseur variable du centimètre à environ deux mètres.

Deux grandes familles de diaclases sont inventoriées :

- La première (N180-N15), représentée de filons de calcite de longueur hectométrique et qui peuvent arriver jusqu'à 2,5m d'épaisseur. Cette direction est la plus ancienne et n'avait presque pas subit de rejeu ou faiblement réactivée au cours des temps géologiques.
- La deuxième d'une direction comprise entre N70 et N115 est aussi importante mais se présente en filons de calcite centimétriques ou parfois en diaclases non remplies (fractures importantes d'une longueur kilométrique). Cette famille est aussi ancienne mais qui a rejeué au cours des temps.

Deux autres familles sont relativement moins importantes ; la N30 à N45 et la N125.

Ces filons recoupent toutes les « Alternance d'Aïn Ouarka » et « les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala ».

Ces familles sont bien exprimées sur la surface structurale Ss1 et sur la surface structurale Ss2 surtout (ph. C et D Pl. 12) où des mesures ont été prises. Les diaclases des deux premières familles (ENE à EO et NNE) sont verticales.

Une cinquième famille de moindre importance de direction comprise entre (N145 et N165) paraît la plus récente dans ces formations du Lias.

A la base de la séquence Klüpfélienne qui débute par la discontinuité D5 et qui représente les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » (ph. A Pl. 12), des filons d'épaisseur décimétrique de calcites qui se recoupent et qui paraissent être conjugués sont observés dans les marnes. Il s'agit des deux premières familles, ENE à EO et NNE. Juste à la base, dans les marnes verdâtres une fracture matérialisée par de la calcite marron rougeâtre donnant un miroir de faille qui témoigne d'une **faille normale à regard SE (N40 75SE)** avec des stries d'azimut N130 bien distinctes.

Dans le membre médian des « Marno calcaires d'Aïn Rhézala », des fentes de tension de direction N45 ont été observées sur le sommet d'un banc de calcaire (calciturbidites). Des mesures de diaclases ont été prises dans ce même site : **N0, N10, N115, N75**. Ces diaclases se répètent et paraissent être contemporaines (ou conjuguées).

Au sommet de la séquence (membre supérieur), au dessous de la dalle de calcaire noirâtre (Ss2), les bancs de calcaires sont plus épais et plus rapprochés et formant une falaise. Ils sont affectés par de nombreuses **figures de glissements** de types « slump » et des ondulations.

Dans la rive gauche de l'oued El Maleh, le long d'une coupe SE-NO toujours dans les « Marno-calcaires d'Aïn Rhézala », la présence de **slumps d'axes N130** témoigne d'un glissement vers le SO.

Dans la rive droite, la présence de déformations synsédimentaires (Fig. 32 A) : deux accidents D1 (N80) dextre et D2 (N05) senestre (était à l'origine dextre), il s'agit de deux décrochements conjugués, mais la D1 était senestre à l'origine et a rejoué en dextre au cours de l'inversion tectonique (phase atlasique).

Les accidents décrochants sublatitudinaux (sub EO) senestres sont très importants dans la structuration des bassins des ksour et dans la structuration inverse actuelle des Monts des Ksour (en jeu dextre). Un autre accident aussi important (Fig. 32 B) qui témoigne d'un effondrement vers le SO, est matérialisé par une faille normale synsédimentaire N130 65SO schématisée dans la figure B et ayant la même dynamique que les slumps N130.

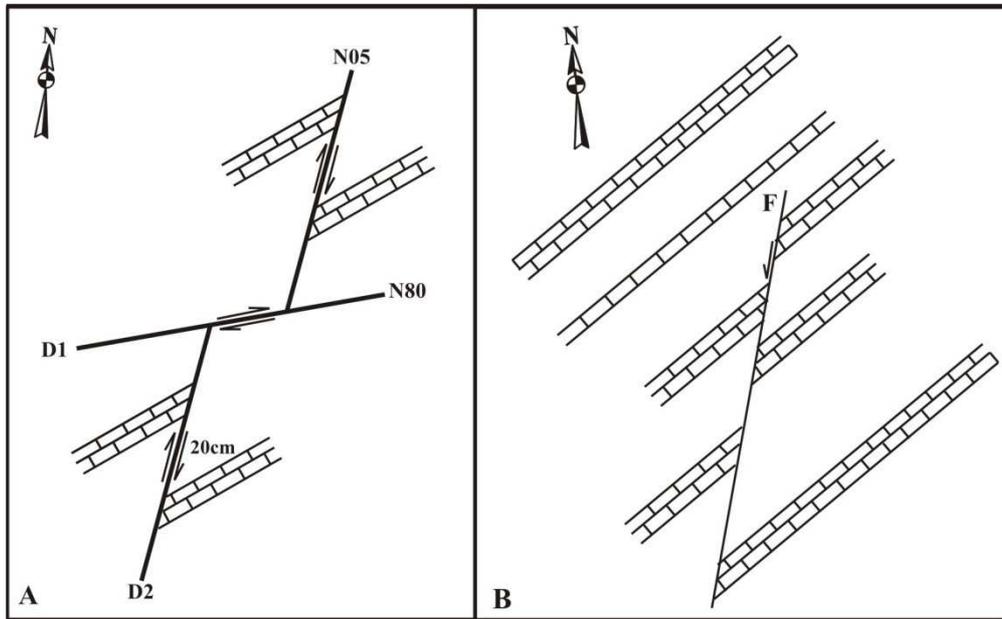


Fig. N° 32 : Déformations synsédimentaires dans le membre médian des « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » au niveau de la rive droite de l'oued El Maleh

A : D1- décrochement N80 dextre (postérieur)

D2-décrochement N05 senestre (dextre à l'origine ; avant l'inversion tectonique)

B : faille normale synsédimentaire N130 65SO

Les directions des déformations synsédimentaires décrites au dessus, témoignent du système de fractures de Riedel où, R' est représentée par la direction N0 à N15, R par la direction N75, P est représentée par la direction N115 et enfin FT par des failles normales N30 à N45.

On peut admettre que cette suite de déformations s'intègre dans une dynamique d'ouverture transtensive

#### **b) Dans le flanc SE de la terminaison NE de Djebel Chémarikh**

Dans cette coupe, après avoir traversé tout le complexe triasique de ce secteur dans une direction transverse à la structure, nous avons parcouru les trois formations, la « Dolomie de Chémarikh », les « Alternances d'Aïn Ouarka » représentée que par les deux derniers membres (f et g) et les « Marno-calcaires d'Aïn Rhézala ».

Remarque :

Ce flanc est largement accidenté probablement aussi par le diapir triasique qui paraît avoir débuté précocement au Jurassique inférieur. La disposition structurale de cette époque liasique a été éventuellement influencée par ce phénomène, voire la présence de structures compressives synsédimentaires (failles inverses, plissements...) au NO dans les « Alternances d'Aïn Ouarka » au Lias moyen (Pl. 11 ph. 1 et 2).

Une importante famille d'accidents de direction **N70 à N105** est largement représentée dans ce secteur.

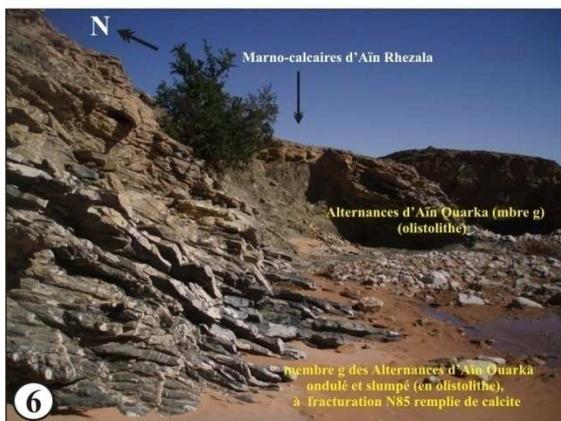
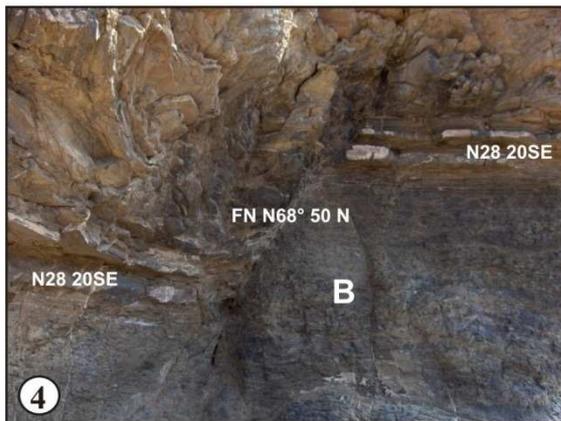
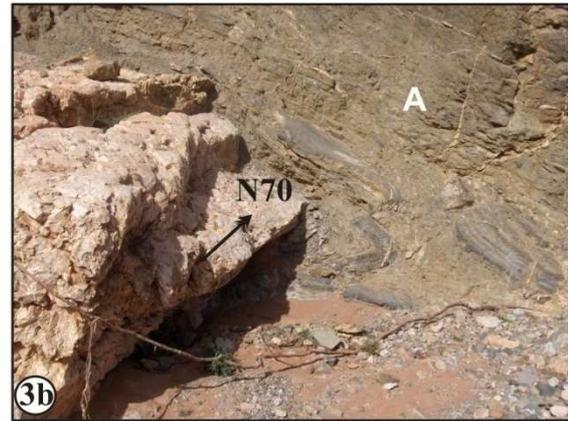
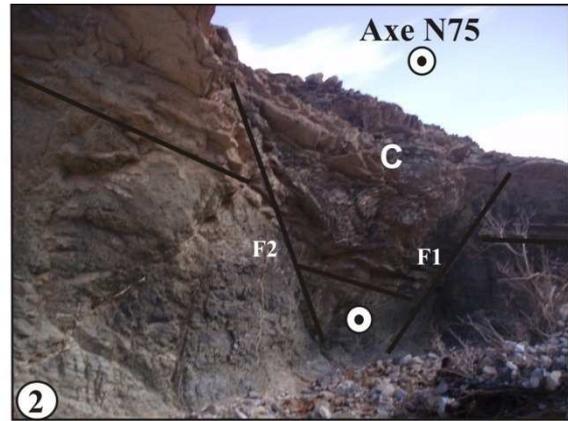
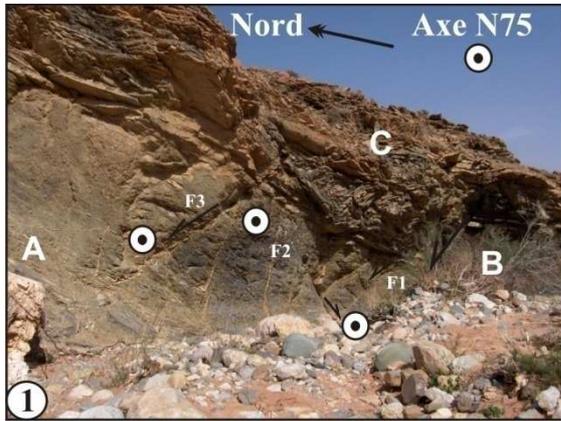
Elle est exprimée soit par de grandes fractures matérialisées par des filons de calcites (N70-N85) qui peuvent arriver à 3m d'épaisseur (Pl. 13A, ph.1A, 3a et 3b) qui paraissent être fossilisées à la base de la formation des « Marno-calcaires d'Aïn Rhézala » et déformées (Ph.3a et 3b). Cette déformation est synsédimentaire. Il s'agit d'une déformation par (1) compression donnant une flexion du filon de calcite par une contrainte sub-orthogonale alors que le filon de calcite subissait éventuellement un mouvement (2) coulissant (senestre dans ce cas). Cette déformation s'est développée avant un effondrement vers le Sud (ph. 1 Pl 13A).

Elle est exprimée aussi par des failles normales synsédimentaires en donnant des petits grabens et demi-grabens d'axe N75 (direction de  $\sigma_2$ ) (ph1 C et ph2 C Pl. 13A). Ces grabens ont été causés par les failles F1 N90 (N85 à N105) 65NNE (65 à 50N) (regard Nord) (ph. 4 Pl. 13A) et F2 N90 50S (regard Sud) dues à une extension NS. La faille normale F3 est parallèle à F1 synsédimentaire durant le Toarcien (ph. 4 Pl. 13A). Le substratum est constitué de marnes du Toarcien inférieur, le remplissage du graben est constitué par des d'**olistolithes** d'âge Domérien supérieur resédimentés dans les dépôts du Toarcien.

La première génération de ces failles normales sont les failles à regard sud (genre F2) et paraissent synthétiques ? (ph. 1 Pl. 13A), les autres à regard Nord (genre F1 et F3) sont de la 2<sup>ème</sup> génération et paraissent antithétiques ? qui décalent même des fentes de tension verticales et de direction moyenne N80 (ph. 5 Pl. 13A).

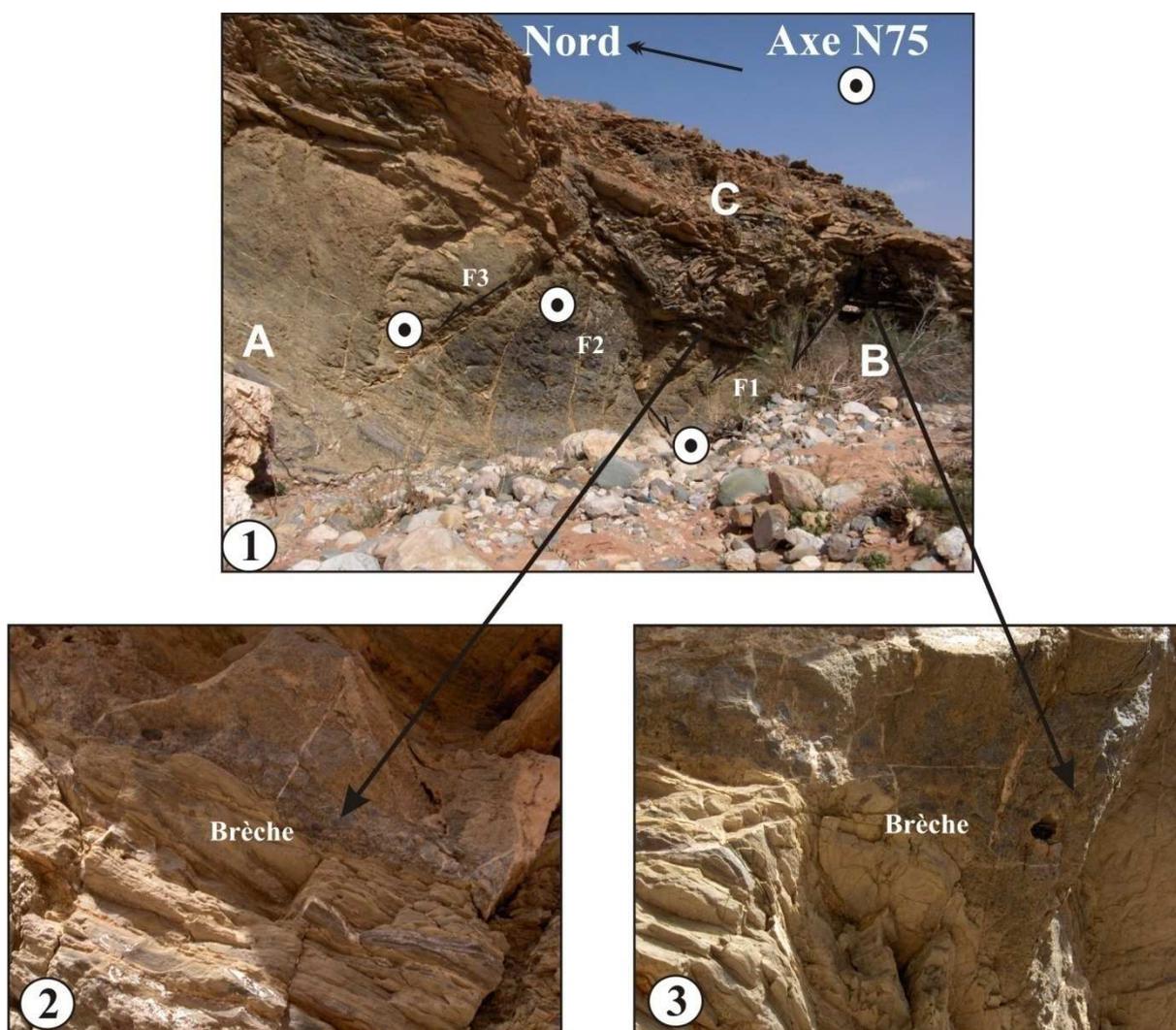
Ce site est situé dans la limite nord orientale du bassin, au coeur de l'anticlinal de Chémarikh, la photo 1 de la Pl. 13A et B est prise de l'Ouest vers l'Est.

Le long de ces failles se sont accumulés des dépôts bréchiques et des olistolithes. (ph. 1, 2 et 3 Pl. 13B) dans un graben légèrement dissymétrique.



**Planche 13A : Déformations dans le membre g des Alternances de Aïn Ouarka et les « Marno-Calcaires d'Aïn Rhézala » du flanc SE**

Enfin il faut noter la présence de figures de glissement de type « **slump** » dont l'axe est orienté à **N30** causé par un **effondrement** des membres des « Alternances de Aïn Ouarka » et de la formation des « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » probablement de l'Ouest vers l'Est (du NO vers le SE) (ph. 6 et 7 Pl. 13A).



**Planche 13B** : Déformations dans le membre g des Alternances de Aïn Ouarka et les « Marno-Calcaires d'Aïn Rhézala » du flanc SE : brèche de faille à la base du graben (limite nord orientale du bassin).

Ces accidents de direction OSO-ENE (N70) (Pl. 13 A et 13 B) ont joué en failles normales avec des forts pendages (failles F2 synthétiques à regard Sud) qui parfois s'affaiblissent (cas des failles antithétiques F1 et F3 à regards Nord). Ces failles ont joué aussi en décrochements senestres.

Ces accidents sont d'anciennes failles décrochantes conjuguées avec celles de direction NNE et qui ont rejoué au Toarcien.

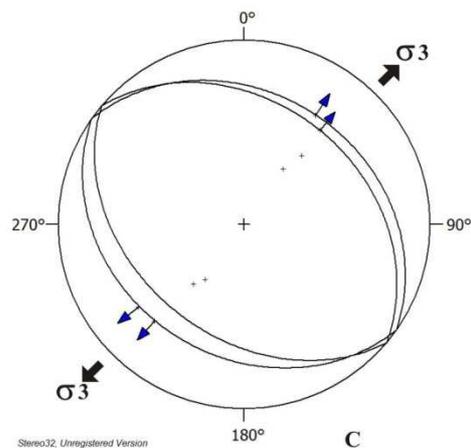
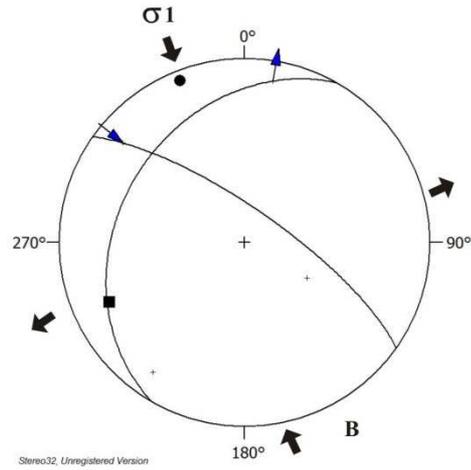
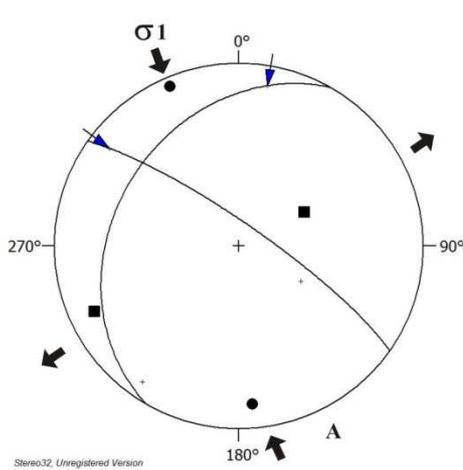
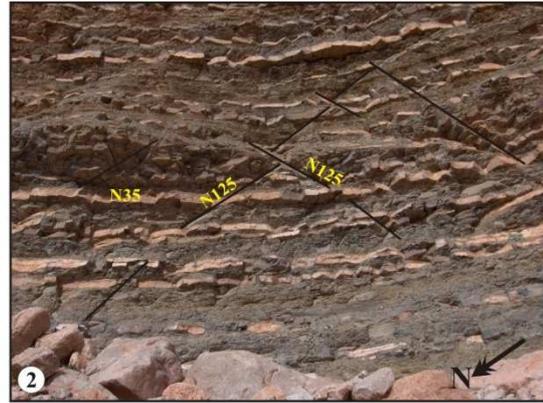
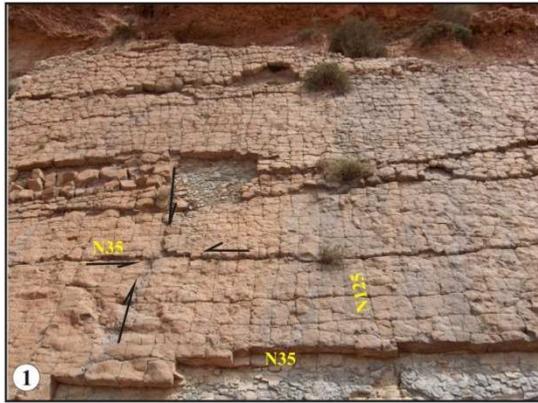
**c) Au SO d'Aïn Rhézala :**

Au SO de Aïn Rhézala, deux familles de fractures conjuguées ont été mises en évidence sur une surface structurale dans le membre supérieur des « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » ; la N130 (N120-N140) et la N35. Une troisième semble aussi importante la N80 (Pl. 14, ph. 1 et 2).

La projection stéréographique de ces décrochements conjugués (Pl. 14, fig. A et B) dans deux sites différents, où ces failles sont bien exprimées avec des stries de glissement presque horizontales, indique une contrainte maximale principale  $\sigma_1$  (horizontale) comprise entre N160 et N170 et une contrainte minimale principale  $\sigma_3$  comprise entre N65 et N72. L'accident N125 a joué en plus de décrochement dextre, en faille normale (Pl. 14, fig. C), avec un effondrement SO et NE (surtout NE).

Les deux familles de failles citées ci-dessus seraient à l'origine d'un dispositif à effondrement vers le NE débutant au Lias moyen sur les failles NO-SE (N125) et à effondrement vers le NO sur les failles SO-NE (N35) qui persiste jusqu'au moins le Bajocien (Fig. 33). Cet effondrement bidirectionnel s'intègre bien dans une dynamique d'ouverture transtensive. La faille N125 à effondrement vers le NE pendant le jurassique inférieur (et probablement moyen) (Fig. 33), est recoupée et décalée en senestre par l'accident N35 parallèle à l'axe des systèmes de dépôt au cours de cette même période.

Ces déformations sont aussi observées dans la formation suivante « Les Brèches de la Raknet El Kahla » d'âge Aalénien-Bajocien, ces déformations sont datées donc anté-toarcienne ; Aalénien-Bajocien. Ces déformations seront interprétées dans la deuxième partie de ce chapitre (Comportement sédimentaire et tectonique dans les formations du Dgger-Malm)



**Planche 14** : Surface structurale au SO de Aïn Rhézala et projection stéréographique

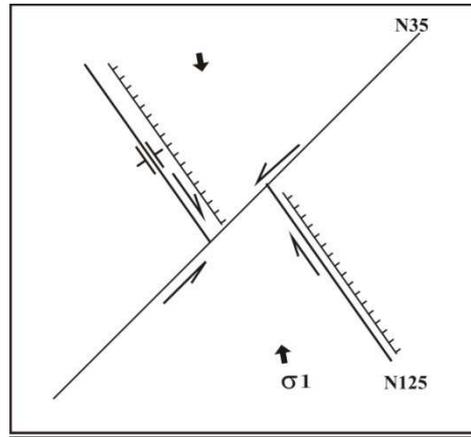
ph. 1 : surface structurale, montrant des fractures conjuguées : N125 (dextre) et N30 (senestre) et une 3<sup>ème</sup> famille N80 à N85

ph. 2 : Coupe transversale de cette surface structurale au niveau d'un oued, montrant que la N125 a joué en décrochement dextre et en faille normale : (fig. A, B et C)

Fig. A : projection stéréographique des deux décrochements conjugués N125 et N30 site1

Fig. B : projection stéréographique des deux décrochements conjugués N125 et N30 site2

Fig. C : projection stéréographique des deux failles normales conjuguées N125 (N125 30NE et N125 40SW).



**Fig. 33 :** Schéma structural montrant l'Accident N35 et l'accident N125 en mouvement transtensif

## 2. DANS LE SILLON PREATLASIQUE : Au niveau de Nessanis

### Dans Les « Marno-calcaires de Réha » du flanc Nord Ouest

Dans cette formation, nous avons inventorié plusieurs types de déformations synsédimentaires, failles normales, décrochements, fentes de tension et stylolithes.

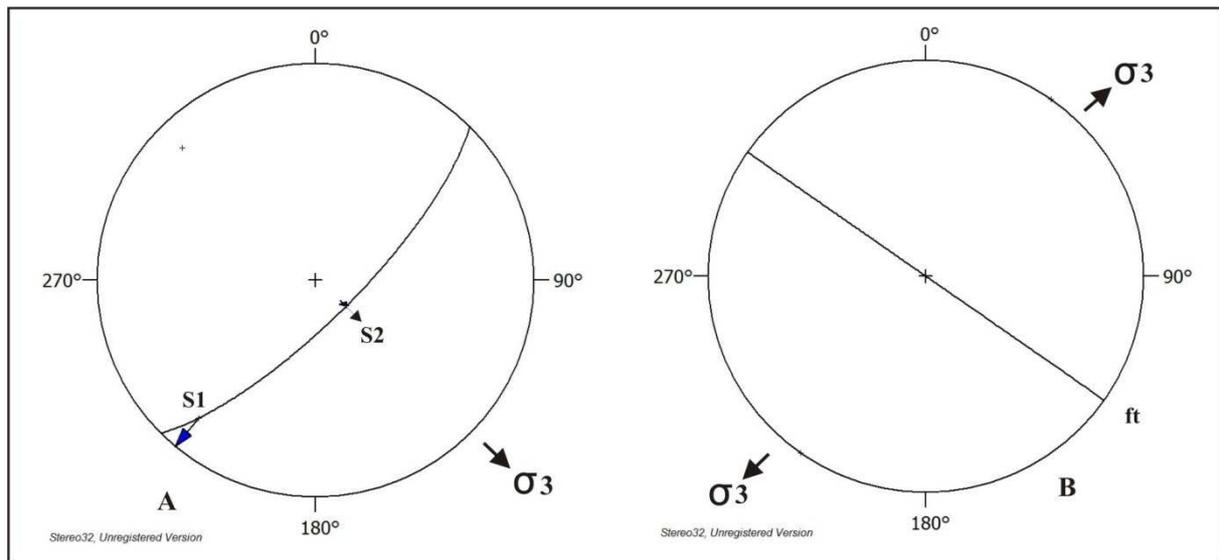
#### - **Interprétation dynamique des failles, des décrochements, des fentes de tension et des stylolithes**

Dans un banc de calcaire (60cm) gris verdâtre à rougeâtre (parfois violacé), riche en ammonites, intercalé dans des marnes et légèrement bréchique à sa base, d'âge *Domérien sup* ou *Toarcien* ? (Pl. 15, ph. N206, N207, N212, N215, N217), un miroir de faille matérialisé par un enduit de calcite de (5cm d'épaisseur) d'attitude **N45 75SE à 85SE** (Pl. 15, ph. 212 et 215), présente deux générations de stries : S1 N125 à N135 (1<sup>ère</sup> génération qui a fonctionné en faille normale) et S2 N45 à N40 (2<sup>ème</sup> génération qui témoigne d'un jeu décrochant **senestre**).

A ces structures sont associées des fentes de tension parallèles de direction N125 à N135, verticales et perpendiculaires au plan de faille (N45) (Pl. 15, ph. 215), recoupées par (au moins ce qu'on a pu observer) la deuxième génération de stries (S2 : N45 à N40).

L'accident N45 a fonctionné dans un premier temps en faille normale donnée par la direction des stries S1 (N125 à N135) et dans un deuxième temps en décrochement **senestre** défini par les stries S2 (N45 à N40) (Fig. 34). Les fentes de tension (N130) **témoignent d'une contrainte principale maximale  $\sigma_1$  verticale (distension pure)**.

Ce jeu normal des failles **N45 et N130** témoigne d'une double extension ; la première longitudinale SW-NE causée par les failles N130 (fentes de tension N130 90 ayant causé ces failles de tension (normales) de même direction N130) et d'une extension transverse NW-SE provoquée par les failles N45 (Fig. 34).



**Fig. 34** : Représentation stéréographique de l'accident N45 75SE (S1 décrochement, et S2 faille normale) et des fentes de tension (ft) N130 90 (Pl. 15, ph. 212, 215)

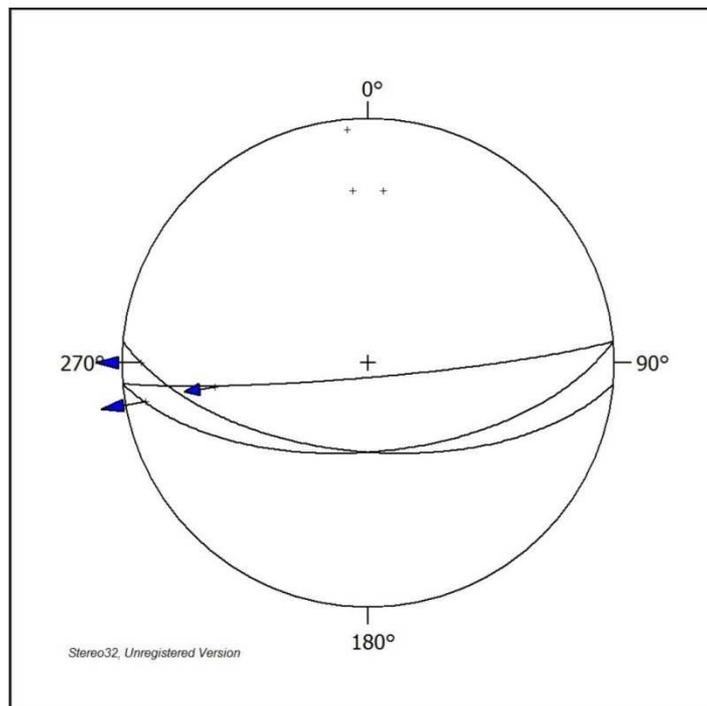
Le jeu en failles normales des accidents longitudinaux (principales) de direction NE-SO à ENE-OSO, serait responsable de la création des structures d'effondrements NO-SE. **Ces effondrements pourraient s'intégrer dans une dynamique de distension pure sur les accidents N45 à N70 et dans un régime d'ouverture transtensive E-O sur les failles sublatitudinales N70 à N110.**

Le jeu en failles normales des accidents transverses (secondaires) de direction NO-SE à ONO-ESE, serait responsable de la création de plusieurs structures d'effondrements SO-NE. **Ces effondrements pourraient s'intégrer uniquement dans une dynamique de distension pure sur les accidents N135 et dans un régime d'ouverture transtensive E-O sur les failles sublatitudinales N70 à N110.**

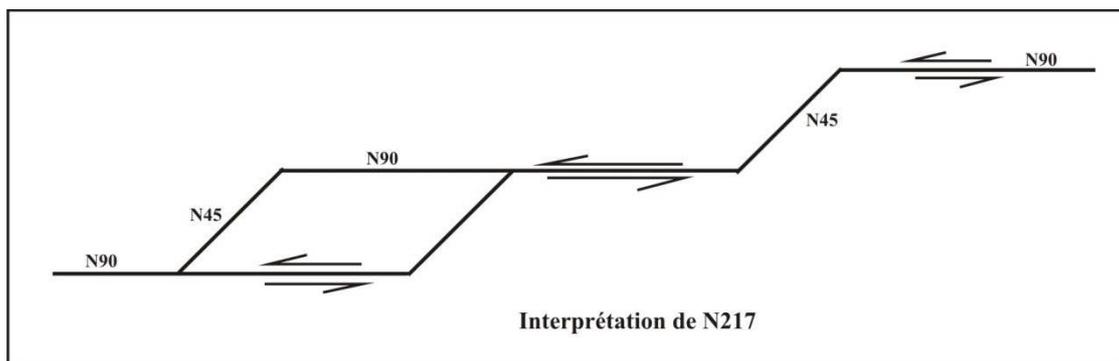
Une ondulation est observée sur tout le long du banc de calcaire (Domérien sup. ou début Toarcien ?) (Pl. 15, **ph. 217**) portant la surface de paraclase. Cette ondulation possède un axe d'environ N130 (**ph. 217**). Ces ondulations en « S » de ce membre sont la conséquence de la conjugaison de deux accidents la **N35 à N45 et la N85 à N95**. Ce dernier (de direction sublatitudinale et pendage vertical) est un décrochement senestre, ayant la même direction du cisaillement sublatitudinale principal.

Le même phénomène structural (ondulation) se présente plus au SO de cet affleurement ; une direction N100 (**ph. N237**) qui se redresse dans une direction N45 (faille N45 70SE avec des stries d'azimut N50, dans ce cas la N45 a joué en **décrochement senestre** (**ph. N242**).

A 150m vers le SO dans un autre site, ces mêmes bancs de calcaires de cette formation d'attitude N30 25NO sont recoupés parallèlement par des fractures très importantes et bien caractérisées sur tout le long du banc et exprimées par des enduits calcitiques. Les attitudes des plans de ces fractures sont comprises entre N85 60SE et N95 60SW avec des stries d'azimuts N80 à N90 (Pl. 15, ph. N198 et N202), ou N85 85SE avec des stries d'azimut N75 dans un banc de calcaires oobioclastiques (N30 20NW) (Pl. 15, ph. N226). Ces décrochements senestres sont bien marqués dans ce secteur, leur direction sublatitudinale est bien exprimée (fig. 36).



**Fig. 36** : projection stéréographique des accidents sublatitudinaux (Décrochements senestres) des photos 198, 202 et 226, planche 15



**Fig. 37** : Interprétation de la photo N217, Pl. 15 :  
conjugaison des deux accidents syndépôtimentaires N45 et N90

L'accident syndépôtimentaire N45 a joué dans un premier temps en décrochement senestre et ensuite en faille normale (fig. 37) sur décrochement senestre N90. Ce phénomène témoigne de la transtension. C'est ce qui a créé cette structure en « S » (N90-N45).



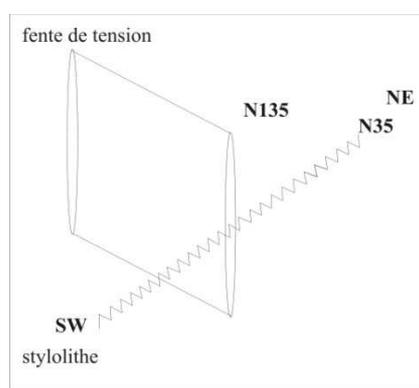
**Planche 15 :** Déformations synsédimentaires dans les « Marno-calcaires de Réha » d'âge Domérien sup.-Toarcien du flanc NW de l'anticlinal de Nessanis. Explication dans le texte.

Un banc de calcaire argileux marron rougeâtre (Domérien sup. ou Toarcien) présente des fentes de tension (N45) horizontales en échelon dans une zone de cisaillement de

direction EW (Pl. 16, ph. N102). Ces fentes sont tordues en « V », dont la pointe donne le sens senestre à ces cisaillements. **Il s'agit d'une zone de cisaillement E-O senestre.**

Dans un banc de calcaires gris violacé N30 20NO, Nous avons distingué des fentes de tension en échelon associées à ces décrochements N90 confirmant que ces derniers **ont joué aussi en failles normales (Pl. 16, ph. N204)**. Ces fentes de direction N130 sont associées à des joints stylolithiques de direction N45.

Cet agencement structural détermine une déformation hétérogène où la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) est donnée par le pic des fentes et les pics stylolithiques, où la direction des fentes est orthogonale à celle des stylolithes. Cette dernière donne la direction de la contrainte principale minimale ( $\sigma_3$ ). La combinaison des failles, des fentes et des stylolithes dans ce site fracturé nous a permis de définir la direction de  $\sigma_1$  N135 qui est verticale ( $90^\circ$ ) et  $\sigma_3$  N35 qui ont causé **une extension de direction SO-NE** (fig. au dessous : schéma).

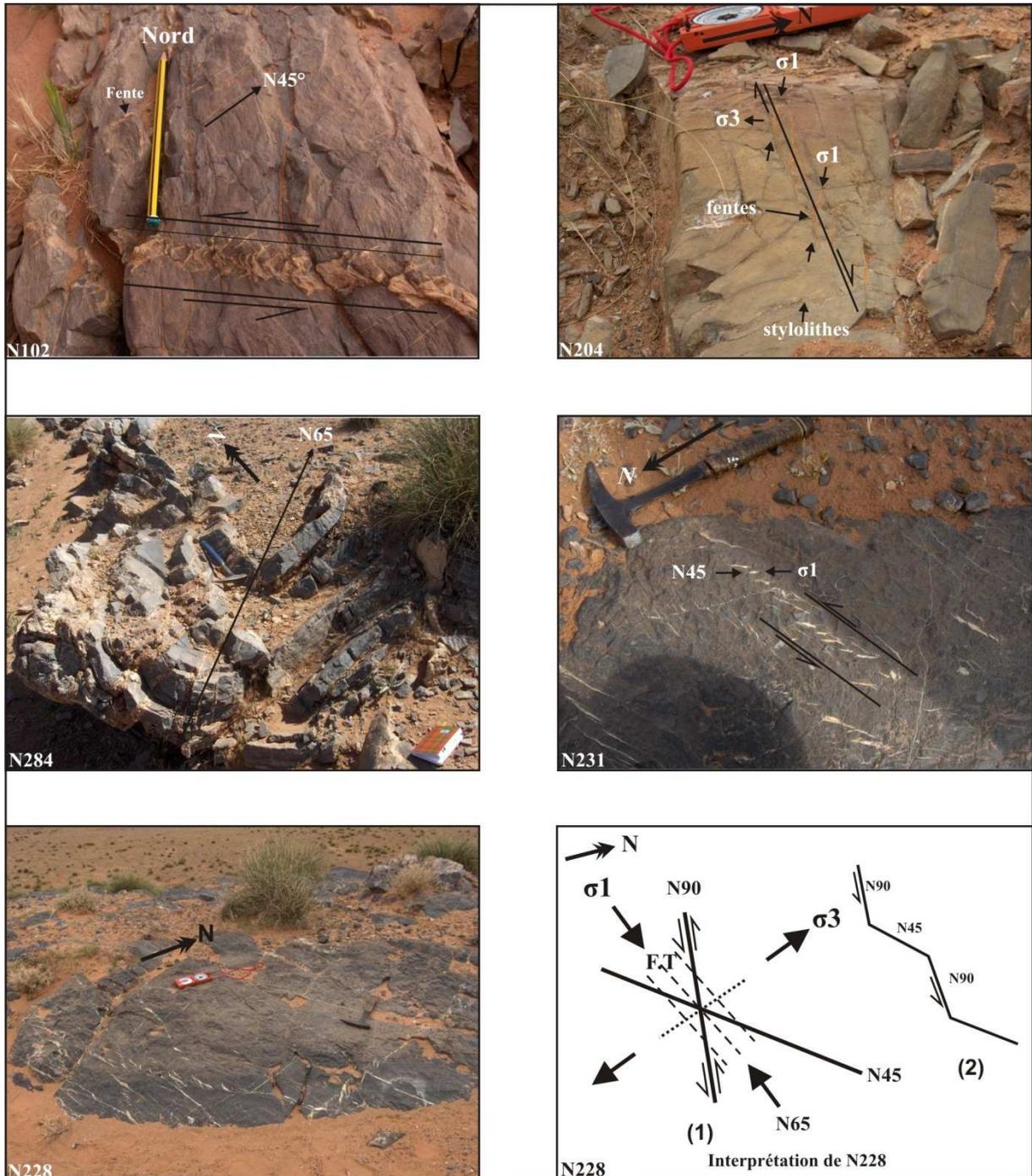


Interprétation schématique des fentes et des stylolithes

Dans le flanc SE de l'anticlinal de Nessanis l'analyse structurale montre aussi que cette zone est régie par un ensemble d'accidents synsédimentaires (décrochements senestres, failles normales, fentes de tension et fentes de tension en échelon et conjuguées).

Des fentes en échelon de direction N45 (dextres) conjuguées avec d'autres de direction moyenne N100 (senestres) (Pl. 16, ph. N228) indiquent une contrainte principale minimale  $\sigma_3$  NO-SE et une contrainte principale maximale  $\sigma_1$  SO-NE (Pl. 16, interprétation ph. N228), engendrant des failles de direction N65 (N65 21NO, N65 50SO) et des slumps bien exprimés d'axe N65 (Pl. 16, ph. N284) perpendiculaire à la direction  $\sigma_3$ . Ces déformations témoignent d'un effondrement vers le SE.

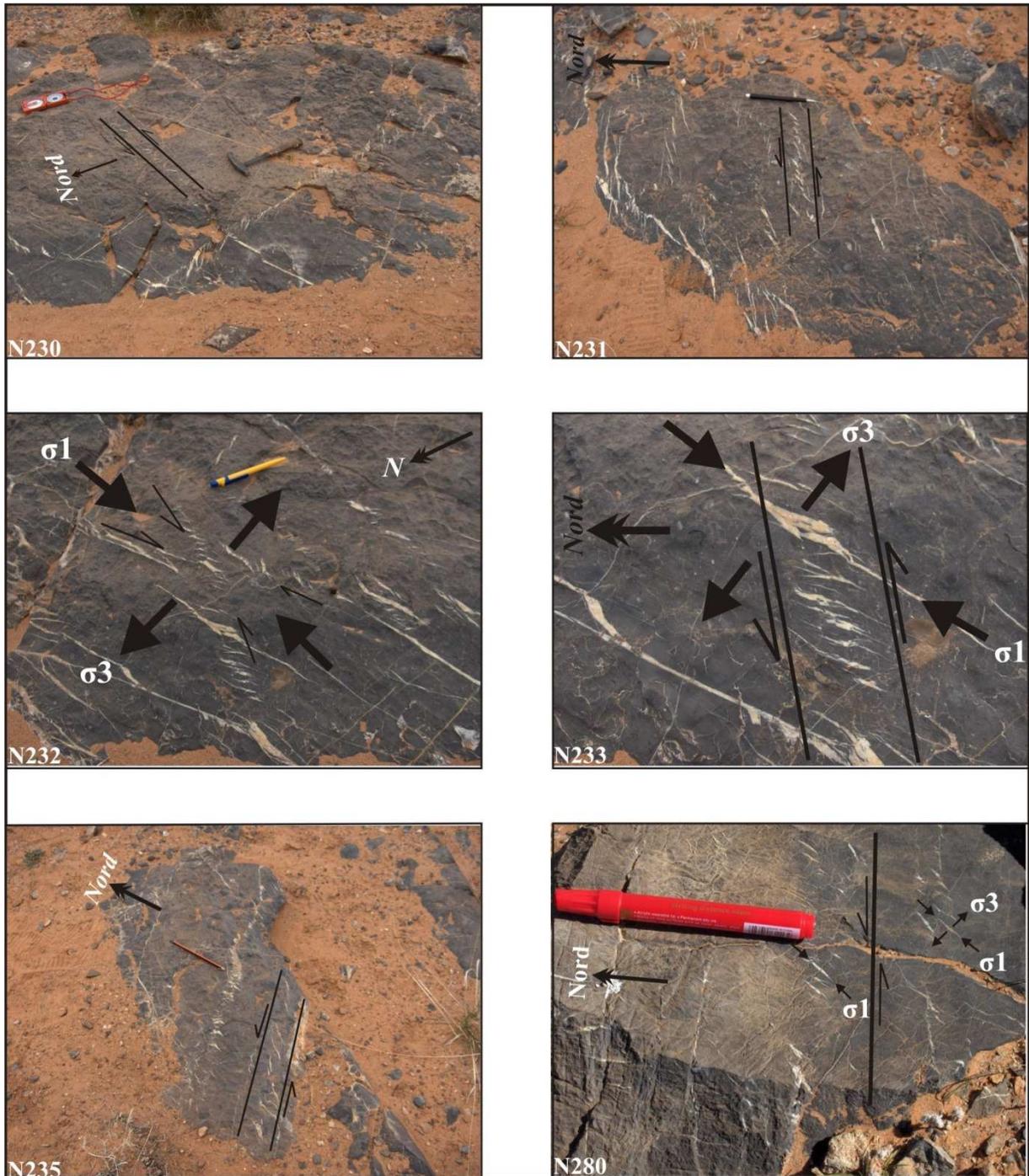
Ce phénomène s'observe uniquement à la frontière NO du bassin préatlasique.



**Planche 16 :** Déformations synsédimentaires dans les « Marno-calcaires de Réha » d'âge Toarcien du flanc SE de l'anticlinal de Nessanis. Explication dans le texte.

### **Toujours dans la formation du Toarcien :**

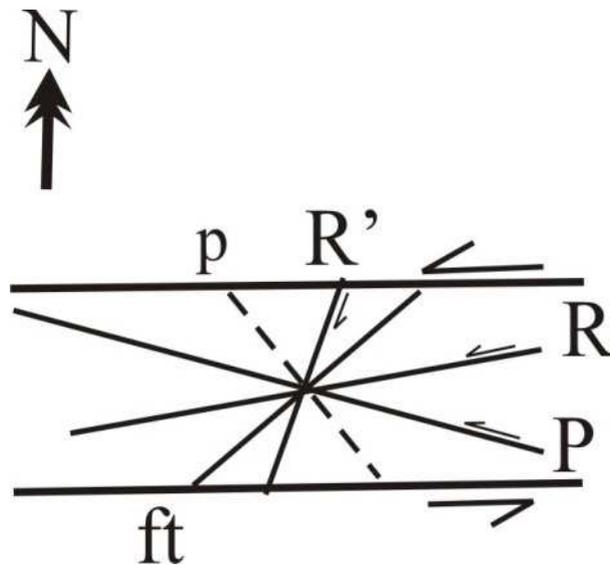
Plusieurs sites dans le flanc NO de cet anticlinal évasé de Nessanis nous ont permis de procéder à une analyse structurale des différentes structures observées surtout dans les calcaires bréchiques noirâtres du Toarcien. Les mesures montrent des fentes parallèles ou des fentes disposées en échelons (Pl. 17, ph. N230, 231, 233, 235 et 280). Les fentes de tension parallèles donnent une direction N45 pour les contraintes principales maximales  $\sigma_1$  et une direction N135 pour les contraintes principales minimales  $\sigma_3$  (Pl. 17, ph. N231, 232, 233 et 280).



**Planche 17** : Fentes de tension disposées en échelon observables dans les calcaires noirâtres oobioclastiques à bréchiques (Toarcien) du flanc NW de Nessayis

Les fentes en échelon observées et analysées déterminent la direction potentielle du cisaillement (Pl. 17, ph. N230, 231, 233 et 235), cas observé aussi dans une autre station plus au SW, (Pl. 17, ph. N280).

On peut déduire que ces fentes sont situées dans des zones de cisaillement et que la direction de ces fentes de tension fait un angle de  $45^\circ$  avec la direction principale de cisaillement. L'orientation de ces fentes nous permet donc de déduire le sens de cisaillement. Les observations de terrain et les mesures prises dans les différentes stations nous permettent de déduire (voir planche 17) que la direction du cisaillement est EO avec un mouvement senestre (figure 38).



**Fig. 38** : Résumé sur la répartition des déformations apparues dans les différentes zones de cisaillement E-W, senestre

Interprétations :

Fractures de Riedel

R' : NNE, joints antithétiques (dextres) (N05 à N20)

R : ENE, joints synthétiques (senestres) (N75 à N90)

P : ESE, fractures senestres (N100 à N120)

ft : NE-SW fentes de tension ou fractures par traction (N45)

p : NW-SE axe de pli ou schistosité (N135)

### **E. Conclusion**

Dans le but de caractériser la succession des déformations cassante et plicative du bassin dans les terrains triasiques et jurassiques, un inventaire des accidents synsédimentaires a été entrepris où plusieurs mesures ont été prises dans les trois secteurs (voir tableaux N° 4 récapitulatif).

Les formations triasiques de Djénien (sillon atlasique) montrent des directions importantes, (N80 à N100) matérialisées par des dykes de basaltes, d'épaisseur métrique et de longueur hectométrique et par une brèche de faille de direction N85 qui témoigne d'une faille normale. Une direction subméridienne (N170-N20) représentée par des filons d'amphibole, s'ajoute à ce cortège. Il s'agit de structures anciennes qui conditionnent l'évolution du bassin.

Au Sinémurien inférieur, la zone d'El Hammam d'Aïn Ouarka se comportait en zone haute, ce n'est qu'au Sinémurien supérieur que les calcaires à silex se sont déposés, présentant des slumps de direction N170 à vergence Ouest, témoignant d'un effondrement vers l'Ouest au moins au Sinémurien supérieur.

Au Lias inférieur, la majorité des accidents sont des failles normales : Les familles N30 à N50 (SO-NE) et N165 à N10 (subméridienne), les dykes neptuniens de direction N45 (SO-NE). Ces structures témoignent d'un régime tectonique distensif pur NO-SE et E-O, où  $\sigma_1$  (C.P.M) est verticale, sur les failles NE-SO et les failles N-S.

Les failles normales N45 à N50 assurent par le jeu de blocs basculés l'essentiel de la distension NO-SE.

Ces failles normales NE-SO et subméridienne, ont causé un effondrement vers l'Ouest au cours d'une extension NO-SE. Cet effondrement a commencé au moins au Sinémurien supérieur.

La présence des fentes de tension de direction N135 (NO-SE), témoigne toujours d'une distension pure ( $\sigma_1$  verticale) SO-NE contemporaine avec la direction E-O et NO-SE.

En général la direction NNO-SSE (N165-N175) est conjuguée avec la direction NE-SO (N45) ; des directions qui sont à l'origine de la dislocation de la plate forme au Lias inférieur.

Au Lias moyen, les fentes de tension N45 verticales témoignent d'une extension pure NO-SE ( $\sigma_1$  verticale).

Les failles normales subméridiennes et NO-SE (N135) paraissent être importantes dans la dynamique et la structuration du bassin au cours du Lias inférieur et moyen. On note un approfondissement vers le SO au cours du Sinémurien-Carixien et une inversion à partir du Domérien avec un approfondissement vers le NE.

Enfin jusqu'au Domérien l'extension est pure avec une contrainte principale maximale ( $\sigma_1$  verticale)

Au Lias supérieur, dans la région de Nessianis, une zone de cisaillement E-O senestre a été définie, elle a été déterminée grâce à des fentes de tension en échelon, où les fractures de Riedel sont bien exprimées :

R' : NNE, (dextres) (N05 à N20)

R : ENE, (senestres) (N75 à N90)

P : ESE, senestres (N100 à N120)

ft : NE-SO fractures par traction (N45)

À Chémarikh, ces quatre grandes familles d'accidents ont été aussi déterminées

R' : NNE, (dextres) (N00 à N15)

R : ENE, (senestres) (N75 à N105), la N75 a joué aussi en faille normale

P : ESE, senestres (N115)

FN : NE-SO faille normale (N30 à N45) et fentes de tension N45 85SE

Ce dispositif structural s'intègre bien dans une dynamique d'ouverture transtensive à partir du Lias supérieur.

	Sillon atlasique Chémarikh	Ride de Zerga de Sfisifa	Sillon pré atlasique Forthassa-Nessanis
Les affleurements triasiques	<b>Djénien</b> : dykes métriques de basaltes N80-N100 (FN) recoupés par : - N40-N70 - N170-N20 - N150-N165 - N120-N135		
A partir de l'Hettangien  Dolomie de Chémarikh et équivalents dans les autres secteurs	<b>NE Chémarikh</b> : -N10 (N175-N15) -N90 (N80-N110) -N30 (N20-N40) <b>Lalla Chafia (Hammam)</b> -N165-N10 décro. et FN -N30-N50 FN <b>Flanc SE (terminaison NE) :</b> N180 FN <b>SW Chémarikh</b> Ft=N135, stylolithe = N40 Dyke neptunien N45	<b>Au NE :</b> -N0-N15 -N80-N90 -N35-N45  <b>Au SW :</b> -N05-N15	<b>Cœur de l'anticlinal Nessanis</b> - N35 et N150 -N30-N45 et N140-N165 -N10 -N70
A partir du Sinémurien  Alternances d'Aïn Ouarka et équivalents dans les autres secteurs	<b>Flanc SE (terminaison NE) :</b> N10, N90 (senestre) Fente=N45 -N30-N45 -N75-N90 -N150-N160 <b>Terminaison nord</b> Effet diapir Pli : axe N45 F. inverse N45 65SE <b>Flanc NW</b> N0-N15 N125, N90, N155 -N175-N15 -N75-N110 -N30-N45 -N125 Hammam slumps N170 verge. Ouest <b>-SW Aïn Rhézala :</b> FN N130 60NE FN N130 50SW		
Lias supérieur  Marno- calcaires et équivalents dans les autres secteurs	<b>RK flanc NW</b> N180-N015, N70-N110, N30-N45 N125, N145-N165 FN N140 75SE Fente : N45 85SE N75-N115, (N80, N05) Slumps N130 Verg. SW FN N130 65SW <b>RK flanc SE</b> -N70-N105 décro. senestre et FN -N75-N85 -N85 65N, N65 50S FN Slumps N30 effondrement SE <b>SW Aïn Rhézala</b> -N130 (N120-N140) -N35, -N80 N125 décro dextre FN N30 décro senestre FN		<b>Flanc NW de Nessanis</b> N45 75SE FN et décrochement senestre Fente N125- N130 verticale FN N45, FN 130 N35- 45 N85-N95 N45 décro senestre N100 décro senestre N85 60SE N95 60SE  Fentes de tension N45 en échelon Zone cisaillement EW senestre  Fente N130 stylolithe N45 Fente N130 stylolithe N35

**Tableau 4** : tableau récapitulatif des principaux accidents dans les trois secteurs au cours du Jurassique inférieur

## II. COMPORTEMENT SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DANS LES FORMATIONS DU DOGGER-MALM

### A. Dans les Formations des « Brèches de la Raknet El Kahla », de « Téniet El Klakh » et de « Tifkirt » et leurs équivalents dans les autres zones (au cours de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien

- Au niveau du Djebel Chémarikh
- Au niveau de Djebel Zerga
- Au niveau de Nessanis

#### 1. Au niveau du Djebel Chémarikh

Plusieurs coupes ont été levées le long du flanc NO de Djebel Chémarikh ; au SO d'Aïn Rhézala, dans le secteur d'Aïn Rhézala et au NE d'Aïn Rhézala, afin de comprendre le comportement lithologique de cet enchainement sédimentaire au cours de cette période Aaléno-bajocienne et son évolution lithostructurale (tectono-sédimentaire). Il s'agit de coupes levées aussi par d'autres auteurs dont Bassoullet, 1973 ; Douihasni, 1976 ; Mékahli, 1995 et Sebane, 2007.

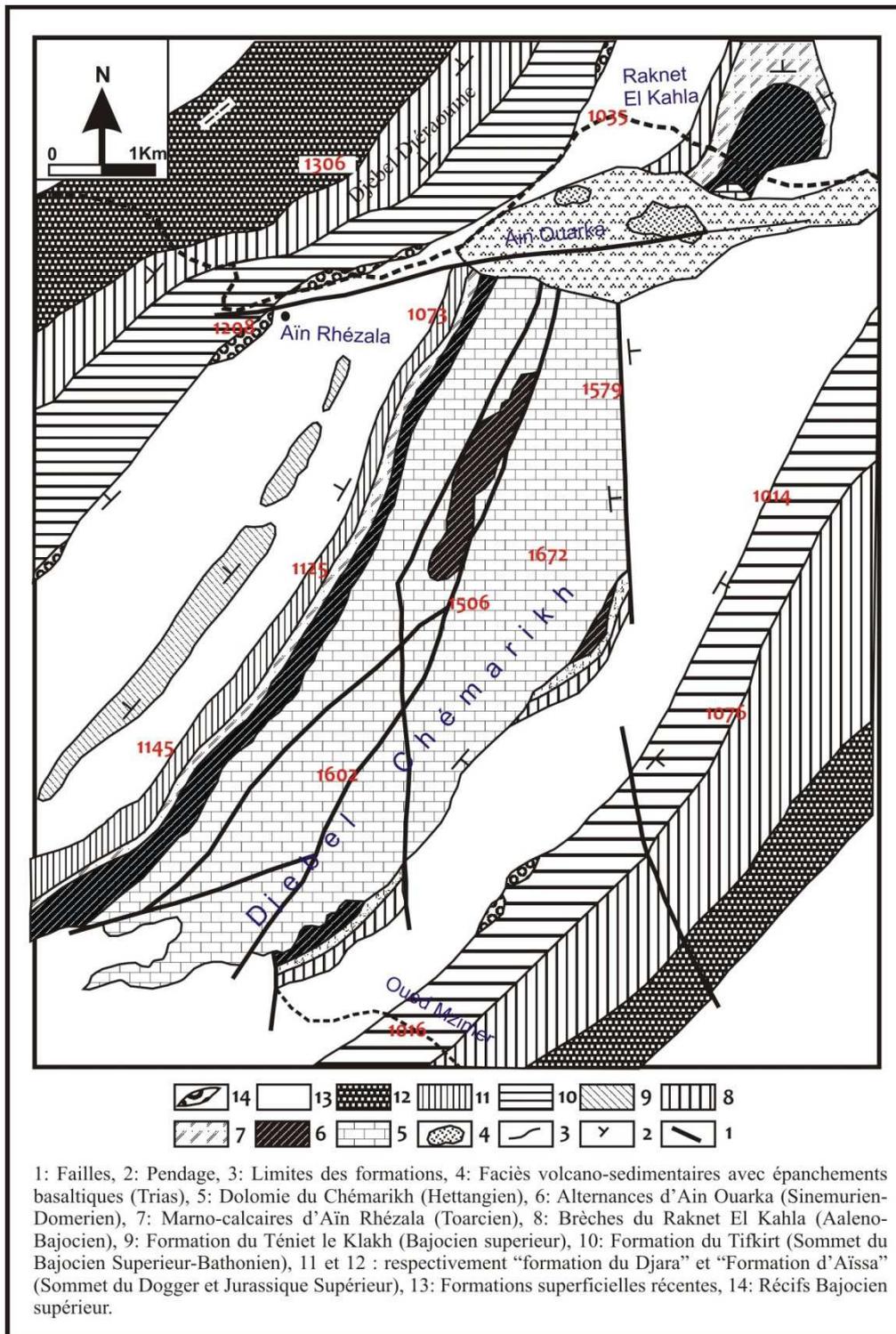
Le découpage lithostratigraphique des trois formations ; « Brèches de la Raknet El Kahla », « Téniet El Klakh » et « Tifkirt » [Bassoullet (1973), Douihasni (1976) Mékahli (1995)], est basé sur :

- l'apparition de la première brèche qui annonce les « Brèches de la Raknet El Kahla »,
- l'apparition du premier banc de grès turbiditique qui indique le début de la « Formation de Téniet El Klakh »
- l'apparition du récif témoin de la « Formation de Tifkirt »

Les déformations synsédimentaires sont plus importantes dans la formation « des Brèches de la Raknet el Kahla » que dans les deux autres formations (« Téniet el Klakh » et « Tifkirt »). A cet effet, l'étude tectono-sédimentaire de la formation des « Brèches de la Raknet el Kahla » sera plus détaillée que les deux autres formations.

#### **Pour la formation de la « Brèche de la Raknet El kahla »**

La première constatation faite est que de part et d'autre du diapir triasique, la formation de la « Brèche de la Raknet El Kahla » possède une épaisseur 162 m au NE à Raknet El Kahla et 195 à 200m d'épaisseur au SO du Diapir. Les coupes ont été levées loin du contact anormal entre le diapir et les autres formations au NE et au SO et, de l'accident décrochant kilométrique N80 transverse par rapport à la structure (Fig. 39, Carte géologique). Dans le secteur d'Aïn Ouarka (coupe d'El Hammam), cette brèche d'âge Bajocien inférieur (Sebane, 2007), ne dépasse pas 15m d'épaisseur.



**Fig. 39** : Carte géologique du secteur d'Ain Ouarka (Bassoullet, 1973), (légèrement modifiée)

### a) Caractéristiques lithologiques

a. **1. Dans la zone SO** : cette formation bréchique est constituée d'une alternance de marnes et de calcaires et calcaires à brèches, rapportée à l'Aalénien-Bajocien par Bassoullet (1973), Mékahli (1995) et Sebane (2007). Cette formation a été analysée en plusieurs endroits, du SO vers le NE où, on a pu observer :

- Au début, c'est-à-dire **au SO d'Ain Rhézala** :

a) des calcaires gréseux à intercalation de marnes verdâtres, de calcaires marneux **feuilletés à rares slumps** avec la présence minimale, négligeable même de calcaires bréchiques (un seul petit banc à rostre de bélemnites). Cette formation continue **sur 200m** jusqu'à l'apparition du premier banc de grès qui commence la formation sus-jacente de « Téniet El Klakh ».

- Plus au NE :

b) Cette formation comprend de bas en haut :

Une alternance de marnes et de calcaires gris noirs à **nombreuses brèches calcaires** de taille centimétrique à bélemnites et intraclastes noirâtres, surmontée par une alternance de marnes et de calcaires micritiques laminés à **aspect schisteux** et de marnes grises **feuilletées**. Des bancs de **calcaires slumpés** comportent par endroits des **brèches et des oolithes sous forme de petites lentilles**.

- Encore au NE :

c) Des **marnes vertes feuilletées** indurées et des calcaires gris noirs à **aspect schisteux et laminés** affectés par des **figures de glissement (slumps)**. Ces brèches renferment par endroits **des brèches de calcaires micritiques et des oolithes dispersées ou en amas lenticulaires ou en laminations entrecoupées**.

- **Plus au NE : à Aïn Rhézala**

d) Une **coupe de 150m** : constituée à la base de **calcaires ondulés à interlits marneux avec passées de brèches**. Au dessus, les bancs de calcaires sont séparés par de minces interlits marneux à ammonites de l'Aalénien supérieur, zone à Concavum (Mékahli 1995). Ces niveaux sont surmontés par des **marnes schisteuses à intercalations de calcaires et de brèches (85m)**. Ensuite viennent de minces bancs bréchiques à éléments centimétriques de calcaire micritique noir, remanié, cimenté par des calcaires biodétritiques à tests noirâtres de lamellibranches avec des oolithes dispersées ou accumulées en lentilles. Ces brèches sont surmontées par des marnes verdâtres, feuilletées et indurées, interrompues parfois par des bancs décimétriques de calcaires verdâtres **d'aspect schisteux** qui passent à des niveaux lenticulaires de calcaires biodétritiques contenant des éléments remaniés centimétriques, d'oolithes et de bioclastes variés (lamellibranches, brachiopodes, plaques d'échinodermes, **madréporaires solitaires** et rostre de bélemnites). Les bancs sont affectés par **des slumps**.

**a. 2. Dans la zone médiane :**

Dans la zone de la faille décrochante N80, il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires ondulés entrecoupée de quelques bancs bréchiques **d'épaisseur 15m** (Sebane 2007).

Ces ondulations sont interprétées comme des bancs irréguliers qui se présentent localement cassé et plié, en disharmonie avec les couches qui l'encadrent. Cette disposition semble indiquer un glissement du sédiment peu après le dépôt.

**a. 3. Dans la partie NE, à Raknet El Kahla :**

Dans la coupe de Raknet El Kahla : l'épaisseur de cette formation : (p. 47 Sebane, 2007 [19m], p. 106 Mékahli, 1995 [87m]).

Dans une coupe levée plus au NE nous avons mesuré une épaisseur de **162m** (fig. 9 p. 36) organisée en une Alternance de marnes, de calcaires ondulés et de brèches (35m) (membre a) qui débute par une brèche (B1) d'environ 15cm qui ravine le dernier banc de la formation sous jacente. Cette brèche remanie des galets et des gravelles calcaires. Des marnes (1,50m) indurées et feuilletées coiffées par des calcaires bioturbés micritiques gris foncés à noirs sont ravinés par une brèche polygénique (brèche multicolore) (B2), l'ensemble est raviné et chenalisé par des calcaires micritiques noirâtres qui présentent des slumps de faible amplitude à leur base. Ensuite viennent des marnes et calcaires feuilletés (17m) le tout est couronné par des brèches ravinant des calcaires de couleur beige à jaunâtre affectés par des slumps (8m). La brèche sommitale s'est déposée dans des incisions. Le matériel qu'elle remanie est très hétérogène et hétérométrique. Les plus gros blocs atteignent **1m (fig. 9)**. Leur nature est variée : calcaires à madréporaires et à spongiaires, calcaires à lamellibranches, calcaires à tiges de crinoïdes. Où nous pouvons trouver des ammonites du Bajocien (des fragments de calcaires contiennent une ammonite du Bajocien supérieur, Zone à Niortense=Subfurcatum (*Ermoceras*) et des brachiopodes (Rynchonellidés) (Mékahli, 1995).

Ensuite vient une alternance de marnes schisteuses et de calcaires à brèches sur plus d'une centaine de mètres (127m) (membre b). Les calcaires **contiennent de petites lentilles d'oolithes resédimentés et des éléments détritiques**, les bancs sont chenalisés avec de minces **intercalations lenticulaires de calcaires oolithiques**. Cette alternance est recoupée par **plusieurs bancs discontinus de brèches superposés**. Ici encore, les blocs remaniés peuvent avoir des dimensions dépassant **1m (fig. 9)**.

Cette formation présente donc de fréquentes discontinuités intraformationnelles matérialisées par ces brèches qui témoignent de la déformation pendant la sédimentation et d'une modification importante dans la structure et dans la dynamique du bassin au cours de cette période Toarcienne supérieure-aaléno-bajocienne.

## **b) Interprétations de ces phénomènes par les anciens auteurs**

### **b. 1. BASSOULLET, 1973**

Dans une coupe levée par **Bassoullet, 1973** à l'extrémité SO de la dépression d'Aïn Rhézala (Environ vers la coupe C de Mékahli, 1995 ou coupe de la ferme que nous avons levé) :

Malgré le peu de déformation synsédimentaire, l'interprétation stratigraphique et condition de sédimentation selon cet auteur est la suivante :

L'Aalénien, au moins dans sa partie inférieure conserve les mêmes caractères que le Toarcien (**faciès de sillon**), puis la sédimentation devient plus irrégulière et plus argileuse, des passées calcaires bioclastiques ou bréchiques interrompant la tranquillité du dépôt, indiquent des apports sporadiques de matériaux biodétritiques. « *Les remaniements et les discontinuités pourraient être l'indice de légers mouvements du fond accompagnant une diminution de la profondeur* ».

### **b. 2. MEKAHLI, 1995 :**

L'interprétation de ce phénomène par **Mékahli**, 1995 p. 106 : « *Le matériel ainsi redéposé (Brèches de la Raknet el Kahla) provient d'une plate forme néritique adjacente où se développaient les environnements récifaux et périrécifaux (Formation de Tifkirt ; Bassoullet, 1973 ; Tlili, 1995) ».*

Il s'agit bien d'un matériel de plate forme néritique moins profond, mais ce matériel redéposé ne provient pas de la « Formation de Tifkirt », car elle n'est pas contemporaine ou antérieure, elle est au contraire postérieure à la « Brèche de la Raknet El Kahla ». Entre cette dernière et la « Formation de Tifkirt » se place la « Formation de Téniet El Klakh » d'environ 500m d'épaisseur.

Ce matériel récifal et périrécifal s'est édifié bien avant la « Formation de Tifkirt » au Toarcien supérieur-Aalénien à Bajocien.

### **b. 3. SEBANE, 2007 :**

Le paléo-environnement dans le **Secteur SO d'Aïn Rhézala** montre qu'à partir de l'Aalénien (début de la « Brèche de la Raknet El Kahla ») cette zone s'approfondit de nouveau. Les foraminifères sont représentés par des assemblages de Nodosariidés variés et par quelques Cératobuliminidés. La période bajocienne reste soumise aux mêmes conditions de sédimentation, elle présente des foraminifères des milieux pélagiques qui dévoilent un caractère d'eau profonde (**SEBANE, 2007**).

Dans le **secteur NE de Raknet El Kahla**, d'après une étude biostratigraphique et paléoécologique sur les foraminifères du Jurassique, **SEBANE (2007)** a conclu:

#### - Pour les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » :

Les associations de foraminifères recueillies dans les alternances des « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » sont composées essentiellement de Nodosariidés. Elles se différencient de celles observées plus au SW (secteur SW de Aïn Rhézala) par la présence de deux familles, les Spirillinidés et les Cératobuliminidés. La **présence inhabituelle** des Spirillinidés dans les milieux profonds que selon **SEBANE, 2007 s'explique probablement** par des transports provenant de haut fonds et provoqués par des exhaussements locaux de faibles amplitudes et qui s'intensifient pendant la période aaléno-bajocienne dans le SW de Aïn Rhézala.

#### - Pour les « Brèches de Raknet El Kahla »,

Pendant le Bajocien un environnement à faune pélagique s'est développé dans lequel se sont déposées les « Brèches de Raknet El Kahla ». En plus de cette faune pélagique attestée par la présence d'ammonites, de radiolaires et de Globuligérines, d'autres indices sédimentaires (brèches polygéniques et oolithes) **contradictoire avec le caractère pélagique** viennent s'ajouter. Leur présence irrégulière dans ce milieu profond turbiditique ne peut s'expliquer, selon **SEBANE (2007)** que **par le soulèvement des bordures du sillon atlasiques provoquant le déplacement du matériel qui s'effectue sous forme de glissement le long de la pente, des zones de plate-forme vers le bassin ?**

### **c) Caractéristiques des déformations synsédimentaires et interprétations**

## c.1 Caractéristiques

Les « Brèches de la Raknet El Kahla » présentent des faciès qui caractérisent une tectonique synsédimentaire ; brèches, olistolithes, oolithes accumulées en lentilles, des figures de glissement (slumps), des calcaires laminés à aspect généralement schisteux, affectés parfois par des figures de glissement, des marnes feuilletées, etc.

Cette formation située entre les discontinuités D6 et D9 ou D10 de Mékahli (1995 d'âge Toarcien supérieur-Aalénien à Bajocien supérieur, est constituée en général d'une alternance de marne et de calcaires à brèches à la base surmontée par des calcaires à brèches et des marnes à aspect schisteux. Elle est caractérisée par des niveaux bréchiques, par des calciturbidites, par des figures de glissement (slumps) et par des lentilles ou des concentrations d'oolithes et des polypiers et madréporaires au sommet de la formation.

- Cette formation est caractérisée par

1. un comportement mécanique particulier des roches, causé par de la compression, qui se manifeste par la présence de laminage et d'un aspect schisteux: les marnes de couleur grise ou verte sont feuilletées (parfois indurées). Les calcaires de couleur noire sont généralement laminés et à aspect schisteux.

2. La présence de brèches qui se développent du SO au NE (intensification de la bréchification), c'est-à-dire que la brèche est constituée d'éléments décimétriques à métrique et polygénique au NE dans la région de Raknet El Kahla par contre au SO on note la présence d'un seul petit banc centimétrique de calcaire bréchique. Cette brèche est chenalisée, elle se dépose aussi en bancs discontinus et superposés. La superposition et la discontinuité des bancs bréchiques témoignent d'une déformation synsédimentaire continue.

3. Les éléments de la brèche sont variés et remaniés dans un ciment micritique (calcaires micritiques noirâtres): en plus d'un matériel bioclastique, on note la présence d'oolithes dispersés, de petites lentilles d'oolithes accumulés, de petites lentilles d'oolithes resédimentées et des lentilles de calcaires détritiques.

**Logiquement ce matériel se développe sur des hauts fonds (milieux agités) et au cours de la déformation il a glissé vers les synformes. Ceci est confirmé par l'intensification des slumps.**

- Au SO du diapir (secteur du monument d'Aïn Ouarka, à Aïn Rhézala), cette formation présente des niveaux de calcaires biodétritiques à éléments remaniés centimétriques d'oolithes, de bioclastes variés tels que des lamellibranches, brachiopodes, des **madréporaires solitaires, des polypiers isolés** et des rostrés de bélemnites. Les ammonites de l'Aalénien (inférieur, moyen et supérieur) sont bien représentées (Mékahli, 1995).

- Au NE du diapir, à Raknet El Kahla, le matériel de cette brèche est très hétérogène et hétérométrique, il remanie des blocs qui peuvent dépasser le mètre. On note l'existence de **calcaire à madréporaires et à spongiaires**, à lamellibranches et à rostrés de bélemnites et des ammonites d'âge Bajocien (Mékahli, 1995).

**Nous pouvons dire que le matériel redéposé provient d'un milieu moins profond (ride) où se développaient des environnements récifaux.**

4. Nous soulignons la présence de calcaires **ondulés** dans le secteur d'Aïn Rhézala, à Aïn Ouarka (coupe d'El Hammam) et à Raknet El Kahla.

**Ces ondulations semblent indiquer un glissement du sédiment peu après le dépôt.**

5. Les bancs de calcaires sont souvent affectés de **slumps**. L'importance de ces figures de glissement témoigne d'une déformation qui a introduit des pentes importantes. Les slumps sont considérables de part et d'autre du diapir argilo-gypso-salin.

## **Conclusion**

**Ces remaniements et ces discontinuités pourraient être l'indice de mouvements tectoniques accompagnant une diminution de la profondeur qui correspondent à des périodes de diminution de la tranche d'eau. Ce phénomène peut être interprété par un soulèvement lors de la sédimentation.**

### **c.2 Particularités tectoniques et sédimentaires**

**Pour les formations de « Téniet el Klakh » et « Tifkirt » :**

**La déformation causée par la remontée diapirique rend impossible l'estimation des épaisseurs des formations situées au dessus ou à la verticalité du diapir.**

- L'épaisseur de la « Formation de Téniet El Klakh » est relativement négligeable en cet endroit par rapport au NE et au SO de la zone du diapir (Secteur de Aïn Ouarka) (fig. 39 carte géologique).

Les épaisseurs de la « Formation de Téniet El Klakh », augmentent de part et d'autre du diapir. A l'aplomb du diapir cette formation est relativement moins épaisse, elle est de 500m au NE à Raknet El Kahla et de 460m au SO, au-delà d'Aïn Rhézala, vers la ferme et au delà.

- La « Formation de Tifkirt » débute par les récifs. Ces derniers sont très développés à la verticalité du diapir et c'est à ce niveau que passe l'accident décrochant N80 de Aïn Ouarka.

En général, dans les Monts des Ksour, le Trias affleure au cœur des anticlinaux au dépend des failles inverses longitudinales (exemple : Dj. Djara dans sa partie médiane, et dans ses terminaisons périantoclinales NE et SW), cela est logiquement causée par une compression NW-SE lors de l'inversion tectonique.

A Aïn Ouarka, à Djebel Chémarikh, le Trias diapirique affleure dans sa terminaison NE selon une direction presque EW transversalement à la structure mais au droit d'une faille coulissante transverse sublatitudinale (N80 à N85). Ce phénomène diapirique est en relation avec la tectonique, il est le résultat d'une compression normalement NS (subméridienne).

Sur la bordure sud du diapir, sur le long de l'accident coulissant, le Trias est injecté de sel qui est complètement écrasé en cet endroit, alors qu'au centre de la fente d'ouverture le Trias présente une horizontalité parfaite (argiles versicolores et basaltes).

L'accident coulissant sublatitudinale actuellement dextre semble avoir fonctionné en faille inverse causée par une compression subméridienne antérieurement à l'orogénèse atlasique plus exactement au passage Lias-Dogger qui a fait remonter le compartiment nord (dans la bordure sud, le Trias est injectée de sel).

### **Conclusion**

**Il s'agit d'une structure compressive édifée donc au passage Lias-Dogger de direction sublatitudinale dont le cœur est occupé par des formations anté-aaléniennes et triasiques Ce qui laisse penser que le phénomène diapirique a commencé très tôt, au moins à la fin du Lias.**

### **c.3. L'hétérochronie des formations et variation des épaisseurs et des faciès**

Si l'on se réfère aux travaux de Mékahli (1995) :

L'âge de la formation des « Brèches de la Raknet El Kahla » dans une coupe levée au SO d'Aïn Rhézala débute au Toarcien supérieur et se termine à l'Aalénien.

Plus au NE, dans les deux coupes qui viennent après (toujours dans le secteur SO d'Aïn Rhézala), l'âge de cette formation est Aaléno-Bajocien.

Dans le secteur d'Aïn Rhézala, dans une autre coupe levée par le même auteur l'âge de cette formation est Aaléno-Bajocien supérieur.

Plus au NE, à Raknet El Kahla, son âge est Bajocien et la partie sommitale des « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » est Aalénien.

Ces datations ont été confirmées par Sebane, 2007.

Au SO, dans le **Secteur SO d'Aïn Rhézala**, le paléo-environnement montre qu'à partir du Toarcien supérieur-Aalénien (début de la Brèche de la Raknet El Kahla), cette zone s'est approfondie de nouveau et la période bajocienne reste soumise aux mêmes conditions de sédimentation, elle présente des foraminifères des milieux pélagiques qui dévoilent un caractère d'eau profonde SEBANE, 2007.

Au NE, dans le **secteur de Raknet El Kahla**, d'après une étude biostratigraphique et paléoécologique sur les foraminifères du Jurassique, **SEBANE, 2007**:

Dans les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala », les associations de foraminifères recueillies dans ces alternances sont composées essentiellement de Nodosariidés. Elles se différencient de celles observées dans le secteur SO de Aïn Rhézala par la présence de deux familles, les Spirillinidés et les Cératobuliminidés.

**La présence inhabituelle des Spirillinidés** dans les milieux profonds **s'explique** par le fait que ces foraminifères se sont réellement développés sur un haut fond (ou une ride). Cet exhaussement a été causé par des mouvements compressifs ( $\sigma_1$  NS) qui s'intensifient pendant la période aaléno-bajocienne jusqu'au SO d'Aïn Rhézala même.

Pendant le Bajocien, un environnement à faune pélagique s'est développé dans lequel se sont déposées les « Brèches de Raknet El Kahla ». En plus de cette faune pélagique attestée par la présence d'ammonites, de radiolaires et de Globuligérines, d'autres indices sédimentaires (brèches polygéniques et oolithes) resédimentations, slumps, **contradictaires avec le caractère pélagique** viennent s'ajouter.

**La présence anormale de ce matériel à déformation continue, dans ce milieu profond ne peut s'expliquer que par une zone soulevée (ride ou plissement) à milieu peu profond causée par des mouvements compressifs continus juxtaposé à une zone à milieu profond provoquant le transport du matériel qui s'effectue sous forme de glissement le long de la pente.**

Les variations d'épaisseur des « Brèches de la Raknet El Kahla » et de la « Formation de Téniet El Klakh » sont importantes, les puissances augmentent au dessus des synformes et diminuent au dessus des antiformes, ce qui permet de supposer qu'il existait un relief en ride (ou un haut fond) au passage Lias-Dogger.

Au passage Lias-Dogger cette ride a été progressivement ennoyée par les marnes grises ou verdâtres, les calcaires « ondulés » et les calcaires bréchiqes de la formation des « Brèches de la Raknet El Kahla ».

La géométrie des sédiments implique que le haut fond se trouvait là où l'épaisseur de la formation des « Brèches de la Raknet El Kahla » est minimale c'est à dire à l'aplomb du diapir (fig. 39) dans le secteur d'Aïn Ouarka.

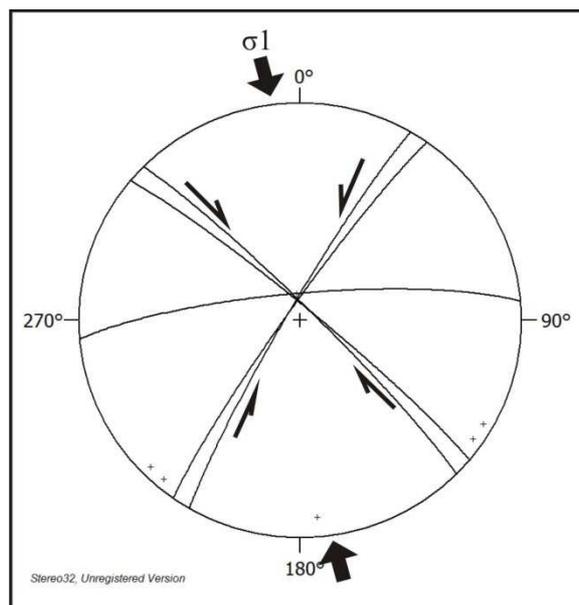
Les **calcaires bréchiqes oobioclastiques et récifaux** de la formation des « Brèches de la Raknet El Kahla » sont postérieurs au soulèvement. Après ce recouvrement progressif par des sédiments, une ride sous marine s'est bâtie, où des récifs à polypiers se sont développés à la base du membre inférieur de la formation de Tifkirt (Bajocien supérieur-Bathonien inférieur), ils sont observés à l'aplomb de la zone antérieurement déformée ou de la ride. L'agencement de ces constructions implique que le haut fond se trouvait au droit de la faille décrochante transverse N80 qui a joué en faille inverse au passage Lias-Dogger.

Par ailleurs Du Dresnay (1971) et Stanley (1981) ont montré que dans le haut Atlas marocain, les rides anticlinales ébauchées au Jurassique semblent constituer des zones favorables pour l'installation des édifices récifaux, remarque aussi faite dans cette partie occidentale de l'Atlas saharien occidentale

Enfin au passage Lias-Dogger (du Toarcien supérieur au Bajocien supérieur), lors de la sédimentation de la « Brèche de la Raknet El Kahla », une contrainte compressive a engendré un plissement, matérialisé par une ride transverse de direction N80. Ce soulèvement s'est exprimé par un haut fond.

Au SO d'Aïn Rhézala, sur une surface structurale, dans le membre supérieur des « Marno-calcaires d'Aïn Rhézala », deux familles de fractures conjuguées ont été mises en

évidence : la N130 (entre N120 et N140) et la N35. Une troisième famille semble aussi importante la N80 (fig. 40).



**Fig. 40 :** Représentations des projections stéréographiques des mesures levées dans la structure de Chémarikh (flanc NW) au SO d'Aïn Rhézala, dans les formations du Lias supérieur Aalénien et Bajocien : la faille N85 a rejoué en faille inverse au passage Lias-Dogger.

Dans la formation des « Brèches de la Raknet El Kahla », la N135 et la N35 sont très abondantes et bien exprimées. On peut même observer des miroirs de ces failles avec des stries de glissement (fig. 40), ayant des pitches presque horizontaux (entre 5° et 15°), il s'agit de décrochement dextre pour les N135 et senestre pour les N35.

La projection stéréographique montre que cette déformation est liée à la géométrie de failles décrochantes de direction N125 à N135 dextre, conjuguée avec d'autres failles décrochantes de direction N30 à N40 senestre donnant une déformation par raccourcissement où la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  est orientée à N160-N180 (fig. 40).

#### **c.4 Conclusion :**

**On peut conclure que la présence de la ride précédant la « Formation de Téniet El Klakh » affectant le Toarcien supérieur, l'Aalénien et le Bajocien nous conduit à envisager l'hypothèse qu'elle s'est formée dans un régime de compression avec une contrainte principale maximale  $\sigma_1$  logiquement subméridienne, égale à N160-N180 dans un contexte tectonique global distensif au passage Lias-Dogger.**

## d) Reconstitution

Il existait au Toarcien un milieu à caractère d'eau profonde ensuite un soulèvement locale dans cette zone de sillon causé par une compression a engendré un haut fond localisée dans l'actuel secteur d'Aïn Ouarka, à l'aplomb du diapir, avec une sédimentation d'eau peu profonde qui le caractérisait.

De part et d'autre de cette ride le milieu est restait profond (SO et NE d'Aïn Ouarka). Cette phase compressive a continué de fonctionner jusqu'au Bajocien supérieur (au NE). Cet exhaussement continu et plus ou moins saccadé a provoqué des conséquences liées à cette déformation synsédimentaire, matérialisée par : l'aspect schisteux et le laminage qui sont dus probablement à la compression, des ondulations des couches de calcaires, des figures de glissement (slumps), des brèches intraformationnelles lenticulaires ou en bancs discontinus et superposés, des resédimentations (lentilles d'oolithes, oobioclastiques, des clastes, etc. ). Ces conséquences mettent en évidence une pente qui a provoqué le déplacement du matériel qui s'est effectué par glissement le long de cette pente.

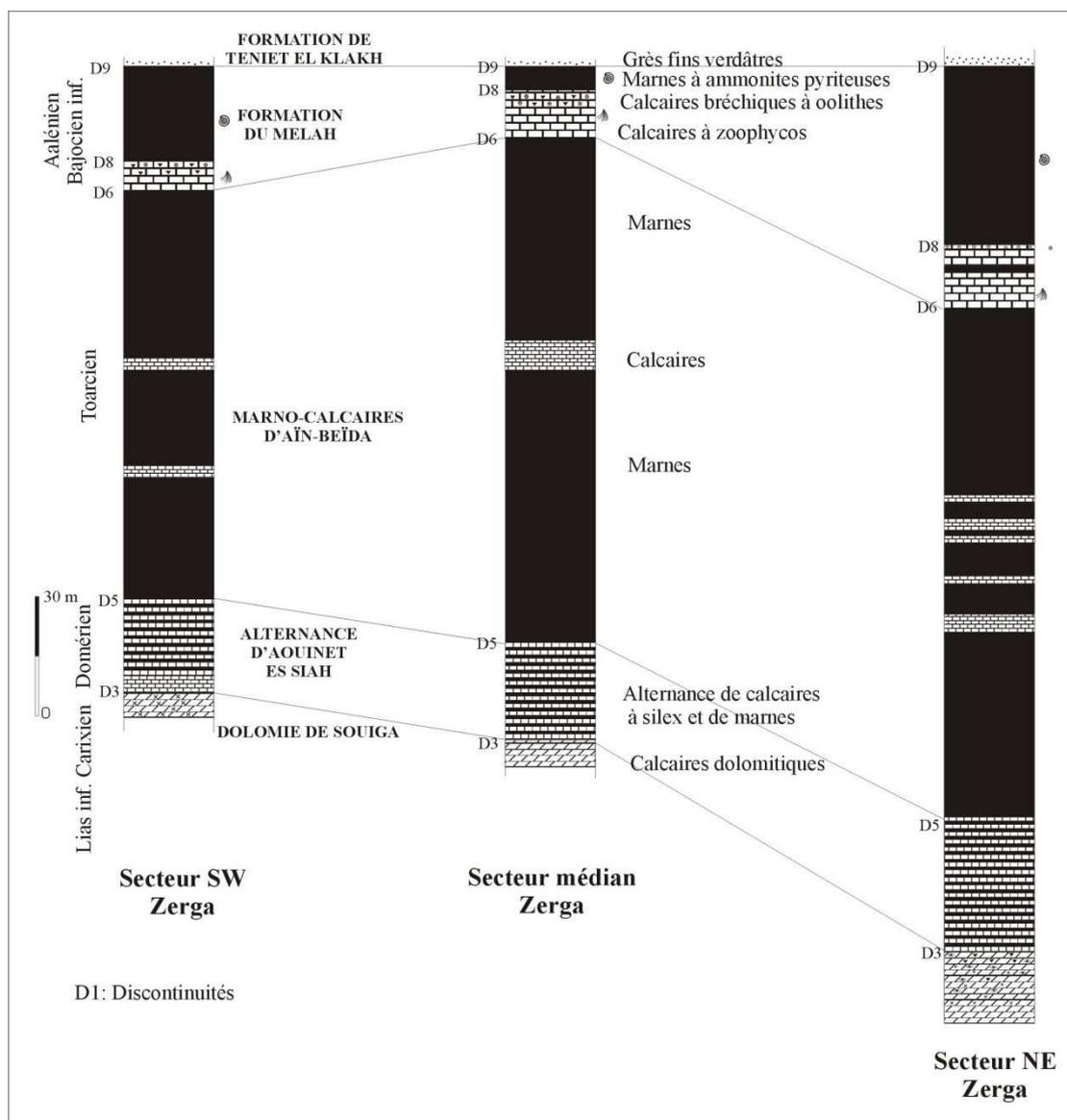
Par conséquent nous avons la présence d'éléments de deux milieux différents unis (sédimentés) dans un même milieu, autrement dit un matériel issu d'un milieu peu profond (oolithes, matériaux récifaux ou périrécifaux) (**contradictaires avec le caractère pélagique**) qui est **redéposé par resédimentations** dans un milieu à caractère d'eau profonde (faune pélagique attestée par la présence d'ammonites, de radiolaires et de Globuligérines) provoqué par un soulèvement plus ou moins saccadé.

## 2. Au niveau de Djebel Zerga

### Introduction



avons mis en évidence dans le flanc NO la présence d'une ride assimilée à un plissement local d'axe différent de celui de l'anticlinal de Djebel Zerga, d'âge plus ancien et qui est discordant sur ce dernier (fig. 41).



**Fig. 42:** Coupes lithostratigraphiques dans les formations des secteurs SW, médian et NE du flanc NW de Djebel Zerga.

### 2.1. Les caractéristiques structurales

La figure 43 représente les caractéristiques géométriques de la structure de Djebel Zerga. Il s'agit d'un anticlinal d'axe N42 6SW (ou N222 6) et de plan axial N42 76 NW (ou N312 76) dans sa partie médiane et NE (fig. 43A b). Vers le SW (fig. 43A a) (plus de 3km vers le sud, secteur non cartographié), l'axe du pli est de N55 13SW (N235 13), où les pendages des couches des deux flancs sont plus importants relativement à ceux de la partie NE (fig. 43. A b).

L'axe de l'anticlinal de Djebel Zerga (P1) (fig. 41) est ancré sur une faille inverse longitudinale (de direction SW NE inclinée vers le NW) (F1) qui met en contact tectonique la formation (1) (Dolomie de Souiga) d'âge Lias inférieur à Carixien du flanc NW, avec la formation (6) (Formation de Tifkirt) d'âge Bajocien supérieur-Bathonien inférieur qui débute le flanc SE. Le rejet de cette faille dépasse donc les 700m. Dans le flanc SE, la Formation de Tifkirt (6) n'est représentée que par 110m du membre supérieur post-récifal.

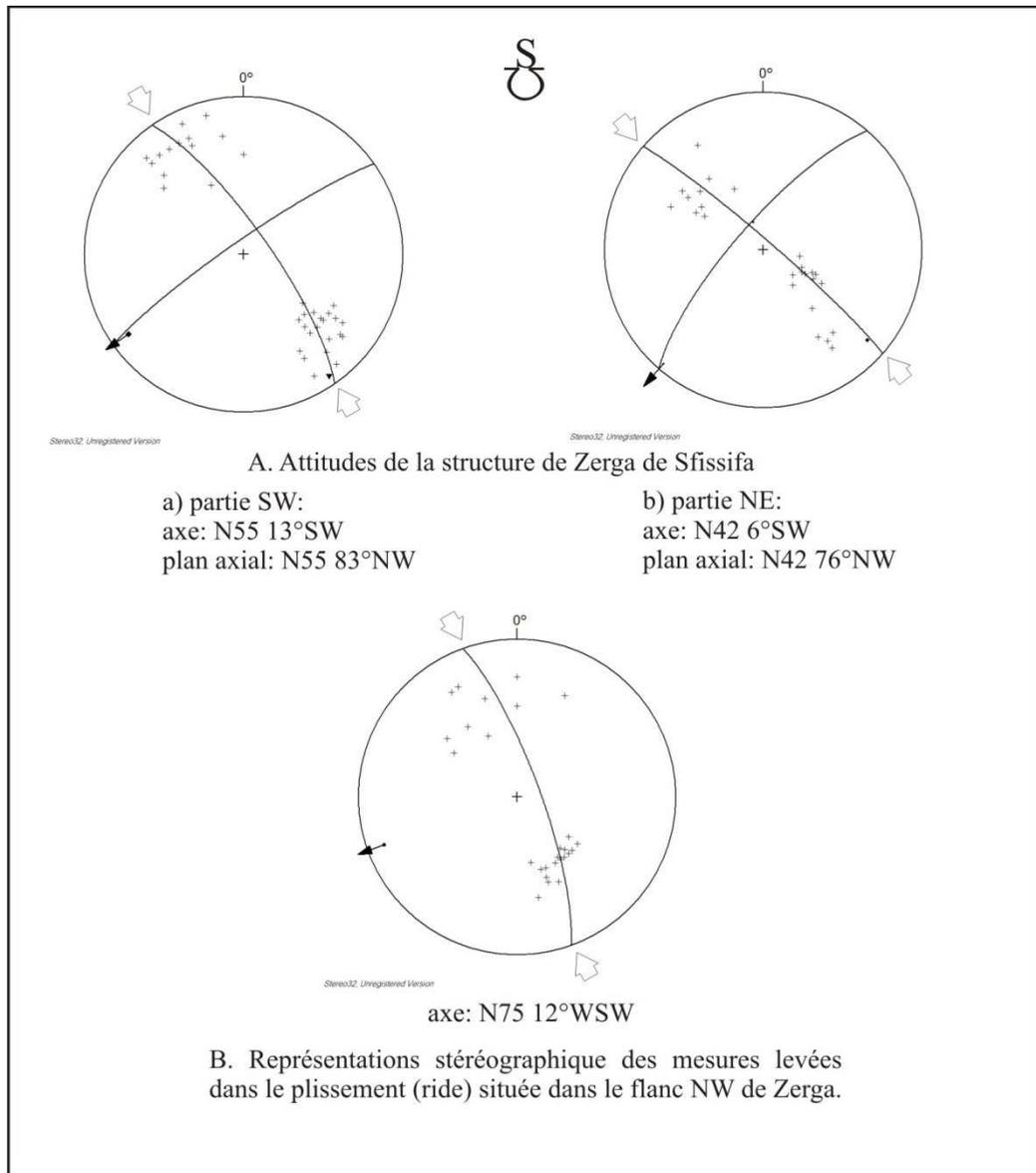
Au NE, cette faille inverse longitudinale (SW NE) (F1) change de direction vers l'est pour se confondre avec une autre faille N85 verticale (F2), il s'agirait d'une paléofaille, fossilisée dans les formations anté aaléniennes (1, 2, 3 et 4) engendrant ainsi le plissement (P2) (ride) d'axe N255 12 (fig. 43B) qui a soulevé son flanc nord (P2) (le compartiment nord).

A l'extrémité SW de Djebel Zerga (carte géologique en cours), nous avons constaté que la faille inverse longitudinale (F1) qui est confondue avec l'axe du pli (P1) à direction axiale NE-SW a également joué en décrochement senestre. Il s'agit d'un seul jeu à double composante au cours de l'orogénèse atlasique comme il a été signalé à Djebel Souiga (secteur de Mékalis, Aït Ouali, 1991) ou à Djebel Chémarikh (secteur d'Aïn Ouarka, Douihasni, 1976).

Lors de l'ouverture des bassins atlasiques au Lias supérieur, ces accidents de direction N45° (NE-SW) ont joué en failles normales sur décrochements EW (senestres) (Kazi Tani, 1986 ; Aït Ouali, 1991) et au cours de l'orogénèse atlasique, elles ont rejoué en failles inverses.

Au NE de la structure de Zerga, sur le flanc NW (fig. 41), un plissement local (d'environ 300m d'ouverture) a été observé. Cette déformation concerne uniquement les quatre premières formations, d'âge compris entre le Lias et le début du Dogger, Dolomie de Souiga (1), Alternances d'Aouinet Es Siah (2), Marno-calcaires d'Aïn Beïda (3) et Formation de Melah (4). Les couches des formations de Téniet El Klakh (5) et de Tifkirt (6), n'ont pas subi de déformation. Pour caractériser ce plissement nous avons effectué des mesures de directions et de pendages uniquement dans les formations plissées (1, 2, 3 et 4) (partie centrale de la carte, (fig. 41)). Après projection sur canevas, le diagramme a donné un axe égal à N75 12 SW (ou N255 12) (fig. 43B). Sur le flanc sud de cette ride, les couches des formations (1) et (2) sont subverticales et de direction presque EW. A son sommet un bourrage de charnières a été observé, c'est-à-dire une augmentation d'épaisseur au niveau de la charnière qui diminue dans les flancs.

Au droit de cette structure plissée (P2) (fig. 41), les formations 5 et 6 sont localement discordantes sur les formations 1, 2, 3 et 4 (fig. 42) qui sont presque totalement érodées (affleurements mal visibles, voir inexistantes).



**Fig. 43 :** Représentations des projections stéréographiques des mesures levées dans la structure générale de Djebel Zerga (A. a et b) et dans le flanc NW (B).

## 2.2. Interprétations et conclusion

Djebel Zerga, situé au SW de la ride Souiga-Melah est une structure en pli éjectif (anticlinal étroit séparant de larges synclinaux) où, la valeur de la direction de l'axe varie le long de la structure. La direction et le pendage moyen des couches du flanc NW sont N042 23NW dans sa partie médiane. Ce flanc est constitué par les formations suivantes : La Dolomie Basale (1) (Lias inférieur-Carixien), les alternances d'Aouinet Es Siah (2) (Domérien), les marno-calcaires d'Aïn Beïda (3) (Toarcien), la formation du Melah (4) (Aalénien Bajocien inférieur), la formation de Téniet El Klakh (5) (Bajocien moyen à supérieur) et la formation de Tifkirt (6) (Bajocien supérieur-Bathonien inférieur).

Selon nos observations de terrain, la base des premiers bancs liasiques, constituée par de la dolomie bréchique, nous rappelle le deuxième membre (calcaires à structures fenestrées) de la « Dolomie de Souiga » définie à Djebel Souiga plus au NE. Cette brèche dolomitique qui occupe seulement le flanc Nord remanie des fragments de roches résédimentés, des lithoclastes, des oncolithes et des oolithes, qui pourrait être interprétées comme une faille normale à regard vers le NO comme celle observée à Souiga (Aït Ouali, 1991).

La présence de ride longitudinale dans l'Atlas saharien occidental existait déjà au début de l'ouverture des bassins des Ksour au Sinémurien supérieur-Carixien (ride Souiga-Mélah), (Bassoullet; 1973 ; Kazi Tani, 1986 ; Aït Ouali, 1991 ; Mékahli, 1995). Cette ride correspond en fait à l'**Accident Nord Atlasique (ANA)** (Cornet, 1952 ; Menchikoff, 1946 puis Galmier, 1951 et Kazi Tani, 1986). Dans notre cas, au sud ouest de Djebel Souiga, Djebel Zerga de Sfisifa correspond à cette même ride que nous avons nommé « **ride de Zerga de Sfisifa** ».

La faille inverse longitudinale axiale (F1) qui met en contact tectonique la Dolomie de Souiga (1) du flanc NW avec la formation de Tifkirt (6) du flanc SE, possède un rejet important qui peut dépasser 700m si on ne prend pas en considération le double jeu de cette faille (faille. polyphasée).

La paléofaille (F2) E-W qui recoupe le cœur du pli (au niveau de la ride) est fossilisée dans les formations anté-aaléniennes (1), (2) et (3). Il s'agit d'une faille synsédimentaire inverse qui a fait remonter le compartiment nord de cette faille (flanc nord de la ride).

Dans la partie médiane et NE de cette structure (fig. 41) s'observe une discordance locale entre les calcaires et les marnes de l'Aalénien à Bajocien inférieur de la « Formation du Melah » et les grès de la « Formation de Téniet El Klakh » du Bajocien moyen à supérieur. Cette discordance cicatrise cette ride qui peut être assimilée à un pli (P2) d'axe N75 12 SW (N255 12) (fig. 43B).

On peut envisager l'hypothèse que la ride de Zerga (P2) s'est formée dans un régime en compression de composante subméridienne (fig. 43B).

Il s'agit donc d'une déformation transverse synsédimentaire compressive et locale située au passage Lias-Dogger, dont la direction de la contrainte principale maximale de compression est NNW-SSE (Fig. 43B). Cette déformation serait liée logiquement à la géométrie d'une faille décrochante de direction N125 à N130 dextre, conjuguée avec une autre faille décrochante de direction N40 à N45 senestre plus importante (Planche ph. XF) engendrant ainsi une déformation par raccourcissement où la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  est orientée à N160-N180. Des déformations synsédimentaires analogues ont été signalées au Maroc par Studer et Du Dresnay (1980).

Le calage stratigraphique établi à la base d'une association de foraminifères pour le passage de la formation toarcienne des Marno-calcaires de Aïn Beïda à la formation de l'Aalénien-Bajocien inférieur de la formation de Mélah, a permis de résoudre le problème posé sur la datation de cette déformation synsédimentaire.

On peut conclure que la présence de la ride antérieure à la discordance de la Formation de Téniet El Klakh affectant les marnes du Toarcien supérieur et les calcaires de l'Aalénien

nous conduit à envisager l'hypothèse qu'elle s'est formée dans un régime de compression induite avec une contrainte principale maximale  $\sigma_1$  égale à N160-N180 dans un contexte tectonique global distensif au passage Lias-Dogger. Les calciturbidites de la base des calcaires de la « Formation de Mélah » et le tapis rougeâtre avec la richesse en oolithes au sommet de ces calcaires confirment cette position structurale élevée (soulèvement). A l'Aalénien supérieur-Bajocien cette ride a été progressivement ennoyée par les marnes verdâtres à ammonites pyriteuses de la « formation de Mélah » (fig. 42). La nature et la géométrie des sédiments impliquent que le haut fond se trouvait là où l'épaisseur du membre supérieur (marnes à ammonites pyriteuses) de la « formation de Mélah » est minimale (Aalénien-Bajocien), dans le secteur médian (fig. 42). Les calcaires bréchiques oobioclastiques de la « formation de Mélah » sont postérieurs au soulèvement. Après cet ennoyage, un paléo-relief sous marin semble avoir subsisté, sur lequel des récifs à polypiers se sont développés dans les marno-calcaires du membre inférieur de la formation de Tifkirt (Bajocien supérieur-Bathonien inférieur) observés uniquement à l'aplomb de l'anticlinal ou de la ride. La disposition de ces dépôts implique que le haut fond se trouvait au droit de la paléo-faille transverse (F2). Cette ride est observable uniquement dans le flanc NO selon une direction oblique.

L'histoire tectono-sédimentaire de ce secteur des Monts des Ksour montre qu'au cours du Lias inférieur-Lias supérieur, la sédimentation s'est effectuée sur une paléotopographie plus élevée relativement au sillon atlasique au SE et au sillon préatlasique au NO (ride longitudinale de Zerga de Sfisifa) dans un contexte globalement distensif. Au passage Lias-Dogger, au cours de la sédimentation de la formation de Mélah une contrainte compressive induite a engendré un plissement local : une ride transverse de direction N075. Ce soulèvement s'est exprimé par un haut fond. Pendant l'inversion tectonique à l'Eocène la phase atlasique a plissé tout l'Atlas Saharien dans une tectonique compressive (l'axe de l'anticlinal de Zerga est égale à N042 dans le secteur d'étude). Une faille inverse (N330 65) longitudinale (F1) occupant l'axe de ce pli (P1) a fait remonter le compartiment nord ouest de cette faille (flanc NO du pli (P1)) d'un rejet de plus de 700m environ (contact tectonique entre le Sinémurien-Carixien du flanc NO et le Bajocien supérieur Bathonien inférieur du flanc SE). C'est sur ce flanc NO remonté par cette faille inverse longitudinale (F1) que la ride d'âge passage Lias-Dogger a été mise en évidence. Cette ride est liée à la faille (F2).

Des failles normales synsédimentaires longitudinales sont observées dans le secteur SO de Zerga de Sfisifa, elles sont matérialisées par des brèches intraformationnelles dans les formations de « Téniet El Klakh » et de « Tifkirt » (Pl. 18).

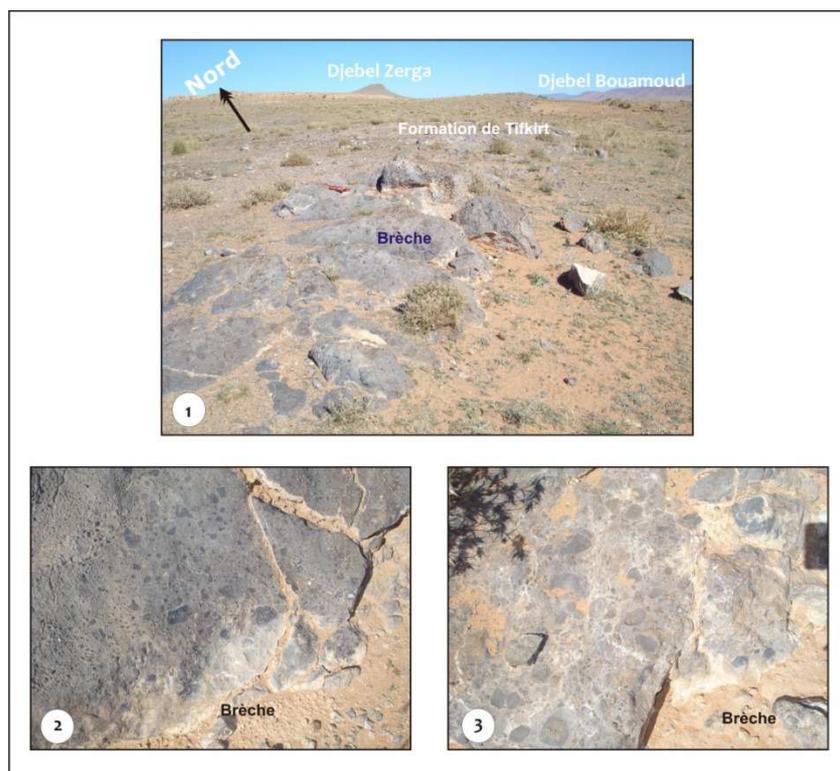
Dans le flanc NO, au niveau de la « Formation de Téniet El Klakh » d'âge Bajocien supérieur, une faille de direction moyenne **N50** matérialisée par une brèche de 70cm à 1,50m d'épaisseur, à éléments centimétriques à décimétriques remaniés dans un ciment carbonaté montre un effondrement vers le NO. Cette déformation est observée à la base d'un banc de grès turbiditique de couleur verdâtre de 2,50m d'épaisseur. Cet accident est déformé par un autre accident décrochant de direction moyenne **N140** dextre qui induit une fracturation **N120 à N140** très intense (de longueur centimétrique à hectométrique) (jusqu'à 15 fractures dans un

mètre carré). Cette faille joue parfois en faille normale à effondrement NE et SO : F1 N135 35NE, F2 N135 65SO, plusieurs mesures ont été prises et montrent que cette faille présente toujours un fort pendage vers le SO telles que F1 N140 27NE et F2 N145 65SO.

Dans le flanc SE de l'anticlinal de Zegra au niveau de la « Formation de Tifkirt » d'âge Bajocien supérieur Bathonien inférieur, une autre faille normale synsédimentaire longitudinale de direction moyenne **N50** kilométrique (Pl. 18, ph. 1), matérialisée par une brèche intraformationnelle à éléments centimétriques à décimétriques remaniés dans des calcaires gris-verdâtres à la cassure de 2m à 5m d'épaisseur, surmontée par des calcaires gris verdâtres (Pl. 18, ph. 2 et 3).

Nous notons que l'épaisseur augmente du SO au NE, témoignant qu'en plus d'un affaissement vers le NO et/ou le SE, nous avons un autre effondrement du SO vers le NE contemporain (simultané). Cette faille est aussi recoupée par une faille normale synsédimentaire **N145** à regard NE (35° vers le NE).

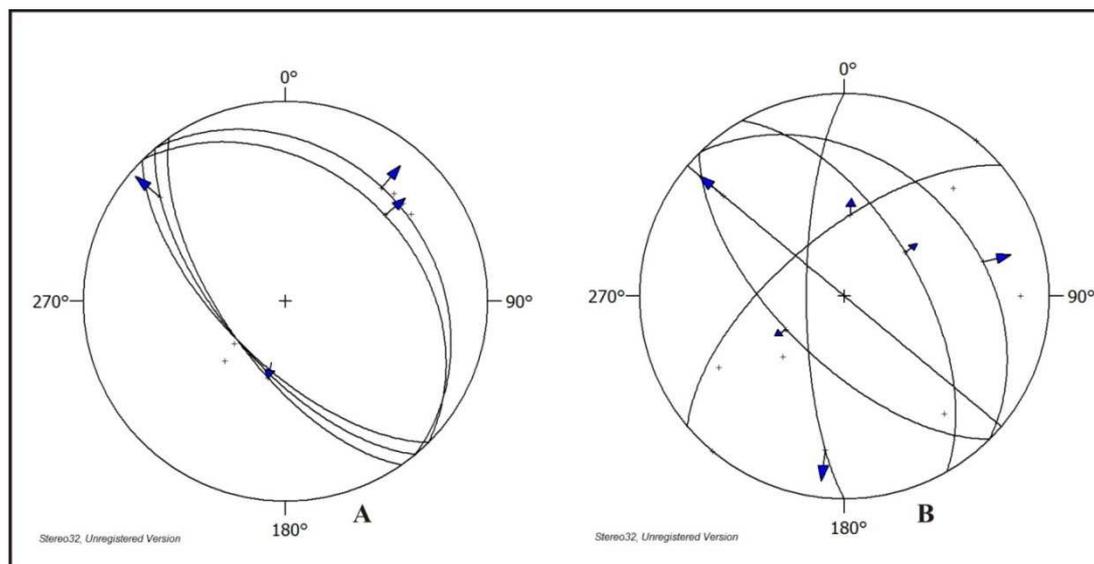
La **N50**, dans un autre site montre un pendage vers le NW (N50 65NO), sur plus de deux kilomètres, elle est aussi recoupée par une autre faille N00 à pendage 75° vers l'Ouest, qui arrête cette brèche de 2,5m d'épaisseur vers le NE. Cette brèche réapparaît au dessus des calcaires gris verdâtres de 2m d'épaisseur et augmente vers le NE, qui disparaît ensuite vers le NE, sur plus de 700m.



**Pl. 18** : Brèche intraformationnelle (faille synsédimentaire N50), dans la formation de Tifkirt flanc SE de Zegra de Sfisifa.

Les failles synsédimentaires longitudinales (**N45-N55**) continuent à fonctionner donc au cours du Dogger, toujours dans une tectonique extensive (transtensive) amorcée au début du Lias Supérieur. Ces failles sont recoupées par les N00/20 (senestre) et les N120/140

(dextre) qui paraissent conjuguées. Réellement ces décrochements conjugués ont induit des failles normales de direction N140 à N150 (N145) à effondrement tantôt vers le SO tantôt vers le NE plutôt important vers le NE, telle la faille normale **N150 60NE** (fig. 44 A B).



**Fig. 44** : Représentations des projections stéréographiques des mesures levées dans la Formation de Téniet El Klakh (**A**) (flanc NW) et la Formation de Tifkirt (**B**) (flanc SE) de Djebel Zerga.

## **B. Dans les Formations de « Djara » et « Aïssa » et leurs équivalents dans les autres zones (du fin Dogger au Malm)**

Au niveau du Djebel Chémarikh

Au niveau de Djebel Zerga

Au niveau de Nessanis

Dans l'ensemble des coupes que nous avons levé et étudié dans le sillon atlasique et le sillon préatlasique, nous avons remarqué une variation des épaisseurs d'abord de la « Formation de Djara » d'âge Callovien Oxfordien et de la « Formation de Aïssa » d'âge Malm.

### **1. La « Formation de Djara » :**

L'épaisseur de la « Formation de Djara » diminue du NW au SE :

- 530m dans le flanc SE du synclinal Larouia-Aourek-Oulakak (flanc NW de Djebel Zerga)
- 500m à Djebel Mélah et djebel Souiga
- 470m à Aïn Ouarka
- 370m à Djebel Somm

Cela semble impliquer qu'à cette époque Bathono-Callovo-Oxfordienne un déplacement de l'axe de subsidence qui se trouve décalé vers le NW par rapport à ce que l'on pouvait observer pendant la période Lias moyen-Bajocien. On note la présence de brèches intraformationnelles en bancs qui dépasse les 2m d'épaisseur dans le membre supérieur de la « Formation de Djara », de direction parallèle à celle de l'axe de la structure. Il s'agit de failles normales longitudinales synsédimentaires de direction N40

## 2. La « Formation d'Aïssa » :

L'épaisseur de la « Formation d'Aïssa » augmente du NW au SE :

- 364m dans le flanc SE du synclinal Larouia-Aourek-Oulakak (sillon préatlasique)
- 500m dans le flanc SE de l'anticlinal de Dj. Djara (sillon atlasique)
- 625m dans le flanc NW de Djebel Djeraouine (Aïn Ouarka sillon atlasique).

A cette époque du Malm on remarque une inversion de la subsidence, l'axe de la subsidence se trouve décalé en cette époque plutôt vers le SE (presque tout le membre supérieur de cette formation est absent dans le secteur occidental, Kacemi, 2005).

## 3. Phase Néo-Cimmérienne

- Est-ce que la phase compressive **néo-cimmérienne** a été ressentie dans cette région de l'Atlas saharien occidental au Jurassique terminal ?

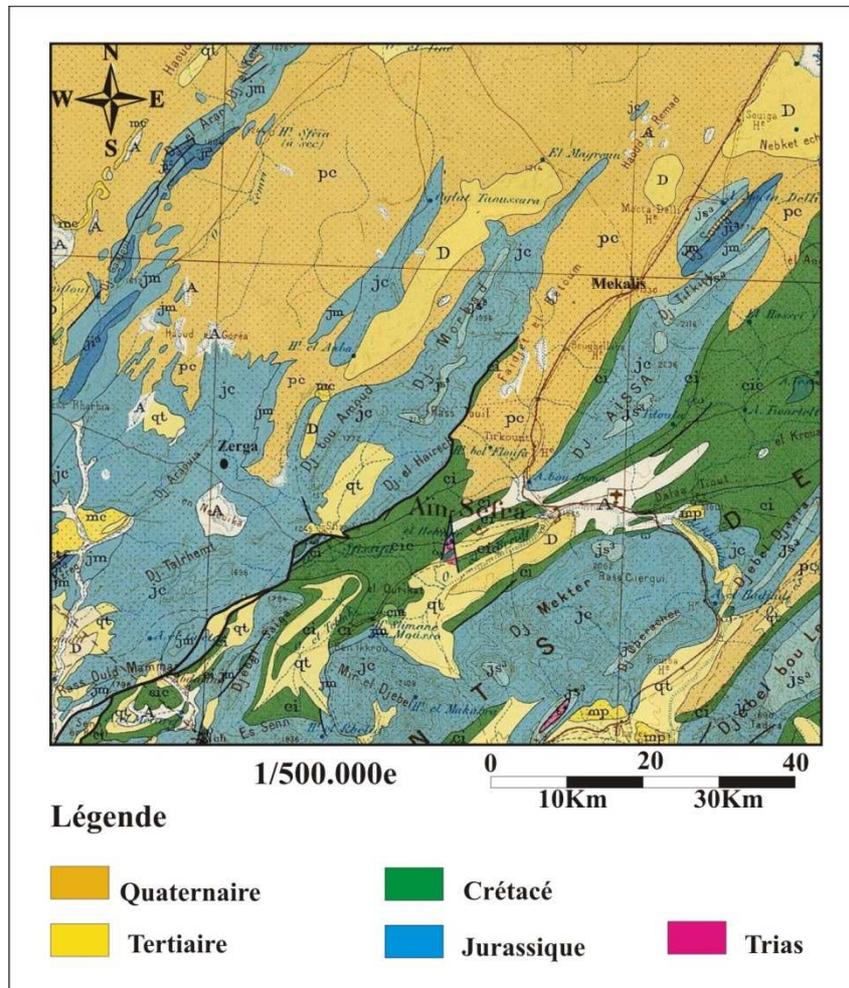
### Constatations :

Le non dépôt des Formations de Tiloula et de Tiout (passage Jurassique-Crétacé et Crétacé inférieur) dans le secteur occidental des Monts des Ksour prouve que ce secteur se comportait en zone élevée (non subsidente) à cette époque du Jurassique terminal où, le bassin préatlasique s'est déjà comblé à cette époque du Jurassique terminal.

Les dépôts du passage Jurassique-Crétacé (Formation de Tiloula) et Crétacé inférieur (Formation de Tiout) affleurent au-delà d'un axe orienté SSW-NNE ; [Ras Ould Mâamar (au SW)-El Haïrech-Morghad flanc SE-Mékalis et Souiga] (figure : 45 carte géologique), vers l'Est.

Dans toutes les coupes levée dans la région des Monts des Ksour, nous n'avons en aucun cas rencontré la formation de Tiloula en affleurement au sommet des anticlinaux à noyau Jurassique supérieur c'est-à-dire au dessus de la « Formation de Aïssa », mais par contre cette formation débute toujours les grands synclinaux à fond plat avec des arêtes gréseuses suivie par la « Formation de Tiout ». C'est ce qui caractérise cette région de l'Atlas Saharien occidental.

Est-ce que ce ne sont pas des arguments qui nous permettent de prouver qu'il existait une zone élevée (plissement) d'axe NNE-SSW **et qui marque la fin du comblement des bassins des Ksour au Jurassique terminal** ? Les Formations de Djara et de Aïssa présentent une sédimentation deltaïque à fort taux de sédimentation.



**Fig. 45 :** Extrait de la carte géologique au 1/500.000<sup>ème</sup> de la région ouest des Monts des Ksour (secteur occidental des Monts de ksour)

### Des remarques

- Dans le secteur occidental des Monts des Ksour, le terme supérieur du membre des grès supérieurs d'Aïssa (formation d'Aïssa) occupe généralement le cœur des synclinaux.
- Dans le secteur oriental, ce même terme (unité 14 de Galmier) quand il existe, il occupe la périphérie des anticlinaux suivi par la formation de Tiloula qui débutent les grands synclinaux à fond plat.
- Nulle part a été observé ce terme (du membre supérieur de la « Formation d'Aïssa » ou unité 14 de Galmier) dans une position autre que ces deux cas, UNE EXCEPTION FAITE dans l'anticlinal de Dir El Haïrech-Garet Debba, à l'Est d'El Hendjir, ces grès sont observés au cœur de l'anticlinal mais il s'agit d'un anticlinal en synforme (échancré, évasé), occupant une position péri-anticlinal du pli conique de Dj. Aïssa, au SO (sens d'inclinaison de l'axe du pli). On remarque que ces grès supérieurs d'Aourak (terme supérieur du membre supérieur de la « Formation d'Aïssa ») dans le secteur occidental « synclinal Aourak-Oulakak » semblent identiques par la forme (grès en dos d'éléphant), les structures hydrodynamiques et la distribution dans l'espace que les grès supérieurs de Tiout « Formation de Tiout » et ne diffèrent que par la couleur et l'âge. Ils reposent sur une grande surface structurale très étendue dans la région, caractérisée par la présence de Kerboubs en abondance de 1 à 5cm de diamètre et sa richesse en bois silicifiés fossiles témoignant d'une séquence fluviatile qui occupe le sommet de la « Formation de Aïssa » en cet endroit du sillon préatlasique.

- Les synclinaux dans le secteur occidental sont constitués par des formations d'âge Jurassique, le cœur de ces synclinaux est occupé par la formation d'Aïssa (séquence fluviatile). Les synclinaux du secteur oriental, sont constitués par des formations d'âge fin Jurassique à Crétacé et le cœur est occupé par la formation de Tiout (Crétacé inf.) pour les grands synclinaux à fond plat (séquence fluviatile) (ex. le synclinal de Tiout) ou bien, la formation de Rhoundjaïa (Crétacé sup.) pour les synclinaux perchés (ex. le synclinal perché de Rhoundjaïa). Les dépôts (conglomérats) du tertiaire remplissent les vallées et reposent en discordance sur les formations antérieures (formation de Tiout et formation de Rhélida).

### **Déduction**

Une phase compressive ( $\sigma_1$  de direction NNW) qui a débuté avant le dépôt des grès du terme supérieur (terme d'Aourak) du membre supérieur de la « Formation d'Aïssa ». Il s'agit probablement de la phase néo-cimmérienne (fin Jurassique début Crétacé), cas observé aussi au Sud de Tiout à Aouinet El Mendil-Téniet Es Saouan.

### **C. Conclusion**

L'inventaire des accidents dans les trois secteurs, le sillon atlasique (Aïn Ouarka-Djénien), le sillon préatlasique (Forthassa-Nessanis) et la ride (ride de Zerga de Sfisifa) durant la période du Jurassique inférieur nous a permis de déceler différentes directions de failles normales, de décrochements, de fentes de tension, de stylolithes et de slumps.

Ces résultats sont résumés dans le tableau 4, page 134

En ce qui concerne l'analyse lithostructurale du Jurassique moyen et supérieur représenté par les « Brèches de la Raknet el Kahla » et ses équivalents dans les autres zones (Aalénien-Bajocien), la « formation de Téniet El Klakh » dans les trois secteurs (Bajocien supérieur), la « formation de Tifkirt » (Bajocien-Bathonien), la « formation de Djara » (Bathonien-Callovo-Oxfordien) et la « formation d'Aïssa » (Malm), plusieurs évènements tectoniques ont été mis en évidence.

### **III. EVOLUTION LITHO-STRUCTURALE SELON UN TRANSECT SO-NE AU COURS DU LIAS-DOGGER**

L'étude structurale a permis de mettre en évidence une tectonique synsédimentaire qui se manifeste soit par une variation des faciès et une différenciation des épaisseurs à travers les différentes formations, soit par des structures synsédimentaires fossilisées dans les séries liasiques.

### **Analyse des variations latérales des épaisseurs et des faciès des dépôts.**

Les coupes analysées en plus des coupes levées (pour reconnaître les différentes formations et leurs membres, de faire un inventaire des structures synsédimentaires fossilisées et prendre des mesures structurales), ont été empreintées à Mékahli, 1995, ou à Sebane, 2007 (coupe levée à coté du Hammam reprise pour prendre des mesures de directions et pendages des couches ou des plans de failles et tectoglyphes, directions des fractures, etc. )

Les coupes de Mékahli (1995) ont été reprises, car ce sont les coupes de référence pour les auteurs de l'Atlas saharien occidental (flanc NW de Chémarikh), à cause de la visibilité des affleurements et du découpage lithostratigraphique facile et juste (formations, membres et parfois termes). Par ailleurs, Aït Ouali (1991) a levé plusieurs coupes identiques dans la région et a procédé à l'analyse séquentielle pour le découpage lithostratigraphique et mis en évidence quatre formations (L1, L2, L3 et L4) (voir chapitre lithostratigraphie).

Les dénominations des différentes formations, des différents membres et des différents termes ainsi que les mêmes discontinuités (D1 à D9) (Mékahli) ont été déjà évoquées dans la partie lithostratigraphie (voir tableau des discontinuités).

Il faut noter que les variations des épaisseurs et de faciès sur le flanc NO de Djebel Chémarikh sont nettement observables dans la nature.

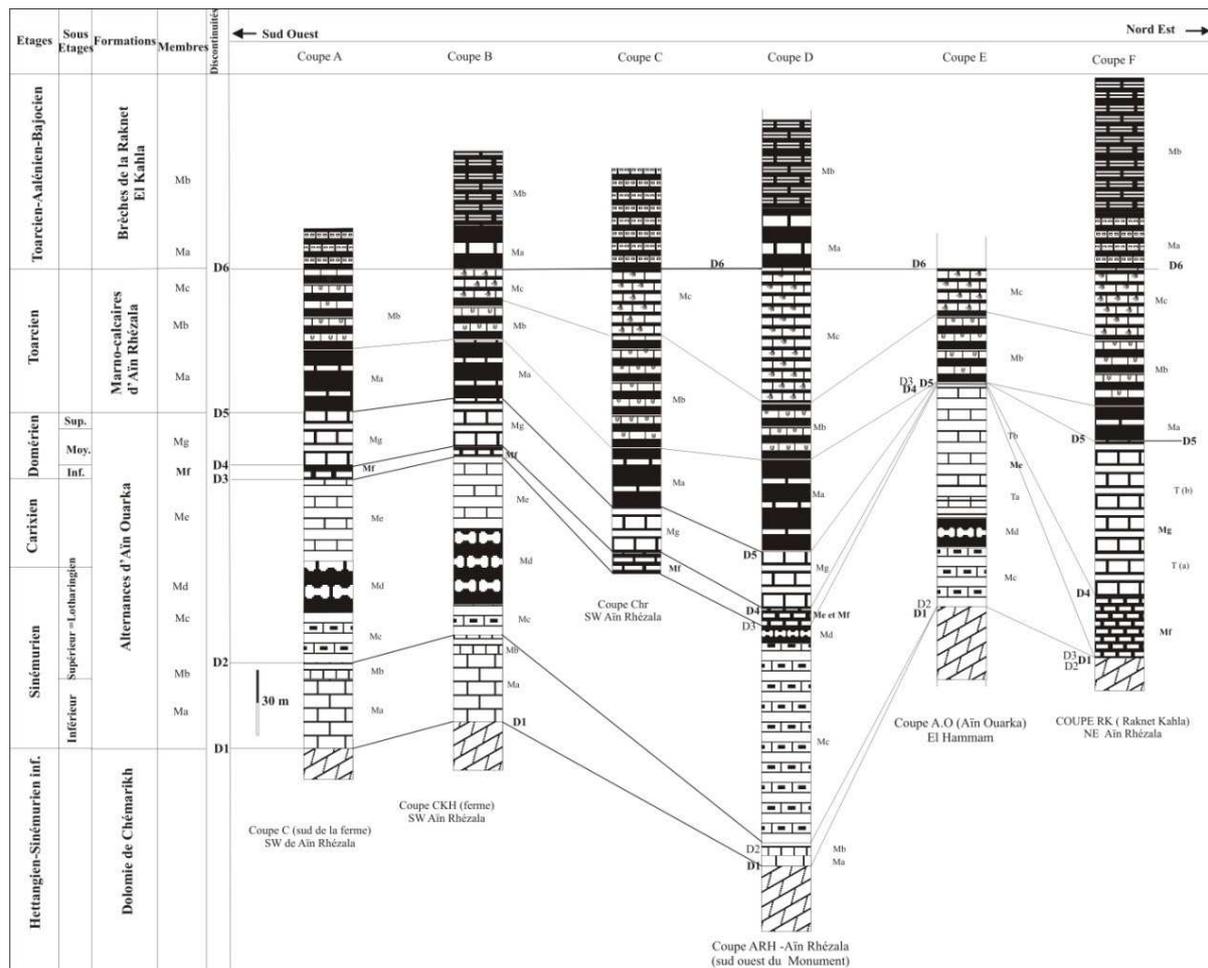
### **Corrélations Sud Ouest - Nord Est (SO-NE)**

#### **1. SILLON ATLASIQUE : LE LONG DU FLANC NW DU CHEMARIKH (le secteur d'Aïn Ouarka) (Fig. 46)**

Toutes les coupes ont été levées dans le flanc occidental de Djebel Chémarikh. Selon un axe SO-NE parallèle à l'accident atlasique et longitudinale à la majorité des grandes structures, les coupes étudiées sont du SO au NE, la coupe A (coupe C, au sud de la ferme, SO d'Aïn Rhézala), la coupe B (coupe CKH, SO d'Aïn Rhézala), la coupe C (coupe CHR, SO d'Aïn Rhézala), la coupe D (coupe ARH, Aïn Rhézala), la coupe E (coupe AO, Aïn Ouarka, El Hammam) et la coupe F (coupe RK, Raknet El Kahla).

## A l'Hettangien:

Si on observe la base des coupes analysée, on remarque un effondrement général à composante principale vers le SO (**OUEST**) hérité d'un environnement à fond irrégulier du à une tectonique anté-liasique non observable dans la région d'étude.



**Fig. 46 :** Corrélations des chronostratigraphiques de coupes levées le long du flanc NO de Dj. Chémarikh (Lias-début Dogger)

## Au Sinémurien inférieur:

Au SO, dans les coupes C et CKH (ferme et sud de la ferme), les dépôts du Sinémurien inférieur (**ma**) et la base du Sinémurien supérieur (**mb**) sont relativement développés. Ces dépôts diminuent en allant vers le NE de plus de 65% dans la coupe ARH, zone médiane à coté du monument (Aïn Rhézala). Ces dépôts sont lacunaires au niveau de la coupe AO, d'El Hammam (Aïn Ouarka) et celle de RK (Raknet El Kahla) au NE.

Cette absence de dépôt s'explique par une faille normale synsédimentaire de direction NW-SE (N125 à N140) à NNW-SSE (N180 à N155) à regard vers le SW, située entre la zone d'Aïn Rhézala (coupe ARH) au SW et Aïn Ouarka-Raknet El Kahla (coupes AO et RK). Cet effondrement est marqué par des figures de glissement (slumps) vers le SO et des failles centimétriques à pendage vers le SO.

### **Au Sinémurien supérieur:**

Les dépôts du Sinémurien supérieur (**mc**) (calcaires à silex) se développent du SO vers la partie médiane de la région (coupe ARH Aïn Rhézala) (monument) au NE, avec un approfondissement de plus de 100m témoignant d'une faille de direction NO-SE (N135), à regard vers le NE bien exprimée sur terrain. Ce même dépôt diminue d'épaisseur vers le NE dans la coupe d'El Hammam (AO) pour s'annuler (**lacune de mc, md et me**) dans la coupe RK (Raknet El Kahla), à l'extrême NE. Il s'agit de la présence d'une autre faille normale de direction (N 160° environ) mais cette fois-ci à regard vers le SO bien exprimée par la fracturation.

**Remarque:** En ce qui concerne le membre c (**mc; calcaires à silex**), il présente la même épaisseur dans la coupe d'El Hammam, à Aïn Ouarka (coupe AO) et dans la coupe C ou CKH (au sud de la ferme) vers le SO, mais par contre dans la coupe de Aïn Rhézala à côté du monument (ARH) l'épaisseur est de trois fois plus puissante, ce qui indique la présence d'un graben. Ceci est dû à un affaissement causé par deux failles de même direction environ (N 150 à N 180). Au SO, la faille (F1) à regard vers le NE, au NE, la faille F2 à regard vers le SO. Ce graben a fonctionné probablement jusqu'à la fin du Lotharingien.

### **Au Carixien:**

Le secteur de la coupe ARH (à Aïn Rhézala, partie médiane du Chémarikh aux environs du monument) a joué en zone haute (élevée), il n'y a presque pas de dépôts carixiens (**me**).

Au SO du Chémarikh, les dépôts carixiens se développent (75m environ), ce qui met en évidence une faille normale transverse de direction N125 (NO-SE) à regard vers le SO

Vers le NE, à Aïn Ouarka (coupe d'El Hammam, AO) on note un léger basculement de bloc (terme **a** du membre **e Me** (calcaires verdâtres)), créant un petit graben, limité par deux failles de même direction (NO-SE) et de pendage opposés; l'une à regard vers le NE au

SO de Aïn Ouarka, l'autre à regard vers le SO au NE d'Aïn Ouarka. Ces dépôts s'absentent donc vers l'extrême NE (coupe RK) dans la zone de la Raknet El Kahla.

### Conclusion

Il faut noter qu'au cours du Sinémurien inférieur-Lotharingien et du Carixien, il n'y a pas eu de dépôts à l'extrémité NE de cette région dans la zone de la Raknet El Kahla (coupe RK), par contre dans la partie médiane dans la zone de Aïn Rhézala (coupe ARH) et dans la partie SO il y'a eu presque 100 m de dépôts.

### Au Domérien:

Le Domérien inférieur moyen et supérieur représenté par les membres **Mf** et **Mg** indique une inversion apparente de la subsidence par rapport à la période carixienne. L'épaississement vers le NE du Domérien serait le résultat d'un jeu de failles normales à regard vers le NE qui a fait effondrer la zone de la Raknet El Kahla qui est resté stable depuis l'Hettangien jusqu'au Carixien. On ne prend pas en considération la discontinuité (D3) proposée par (Sebane, 2007), située au niveau du membre E (Me) séparant le terme a (Ta) du terme b (Tb) (fig. coupe AO). Normalement la D3 débute avec l'apparition de l'Ammonitico-rosso (mf) (voir tableau des discontinuités).

Au cours du Domérien on observe un approfondissement remarquable vers le NE, causé par un ensemble de failles normales presque de même direction et à regard vers le NE. Par conséquent les dépôts du Domérien deviennent de plus en plus épais du SO au NE (de la coupe C à la coupe ARH).

Par contre on note l'absence des dépôts des membres Mf et Mg des "Alternances d'Aïn Ouarka" dans la zone de Aïn Ouarka village (coupe AO). Les dépôts accumulés sur la plate forme carixienne correspondent à un environnement **moins profond** soumis à des influences continentales permettant aux Ammodiscidés de s'y installer (Sebane, 2007).

On peut déduire qu'au Domérien, la zone d'Aïn Ouarka village (coupe AO) a fonctionné en zone haute (élevée), ce qui met en évidence deux interprétations :

La première : la présence de deux blocs basculés de part et d'autre de cette zone élevée, Aïn Rhézala au SO et Raknet El Kahla au NE. Cette zone haute est limitée par deux grandes failles normales de même direction presque (NNO-SSE), celle du SO est à regard vers le SO et celle du NE est à regard vers le NE.

La deuxième : une remontée diapirique à cet endroit, causant la mise en place d'un haut fond (une zone élevée) et qu'on peut conclure que les manifestations diapiriques ont commencé très tôt dans cette zone des monts des Ksour.

Cette dernière est indiquée par des microfailles synsédimentaires à regard vers l'Ouest fossilisée dans la série domérienne, à l'Est du village de Aïn Ouarka de direction subméridienne comme on note la présence des figures de glissement (slumps) bien observables dans les membres Mf et Mg (voir photos chap. 1).

### Conclusion

On note qu'au cours du Domérien, la résultante de la subsidence tectonique est forte et possédant une polarité vers le NE (zone de la Raknet El Kahla).

### Au Toarcien:

Le Toarcien est matérialisé par les dépôts de la «Formation des Marno-calcaires de Aïn Rhézala» située entre les discontinuités D5 et D6. Cette formation est constituée de trois membres (**ma**, **mb** et **mc**).

Au passage Domérien-Toarcien (membre g des "alternances de Aïn Ouarka" et membre a des "marno-calcaires de Aïn Rhézala"), le mécanisme mis en place pendant le Domérien s'intensifie avec une forte subsidence vers l'Est.

Au Toarcien, la subsidence continue vers l'Est, on remarque un épaissement du SO vers le NE. L'épaississement maximal se situe à Aïn Rhézala (coupe ARH), où se distingue une zone subsidente restreinte. Ce dispositif est contrôlé par un ensemble de failles normales de même direction (N125° à N140°) à regard vers le NE. La zone de Aïn Ouarka (localité d'El Hammam) joue toujours en zone élevée où on note l'absence de dépôts du membre a «des marnes à intercalation de calcaires» (ou «l'alternance dilatée de marnes et de calcaires»).

Au cours du Toarcien inférieur, les failles normales qui limitaient cette zone élevée de Aïn Ouarka au SW et au NE, continuent donc à fonctionner, en séparant deux hémigrabens, celui de Aïn Rhézala au SW et celui de Raknet El Kahla moins profond au NE. La deuxième interprétation émanant d'un plissement causé par le phénomène diapirique est toujours valable.

A partir du Toarcien moyen, on observe un affaissement tectonique de la zone de Aïn Ouarka créant un espace disponible favorable pour le dépôt des membres b et c de la "Formation des marno-calcaires de Aïn Rhézala". Cet effondrement est du probablement à une distension SO-NE (contrainte principale minimale  $\sigma_3$  de direction SO-NE est probable).

### En conclusion

L'évolution lithostructurale (tectono-sédimentaire) de cette région du Lias à l'Aaléno-Bajocien est contrôlée par des failles synsédimentaires de direction subméridienne et NO-SE avec des pendages opposés délimitant des petits grabens dus au basculement de blocs.

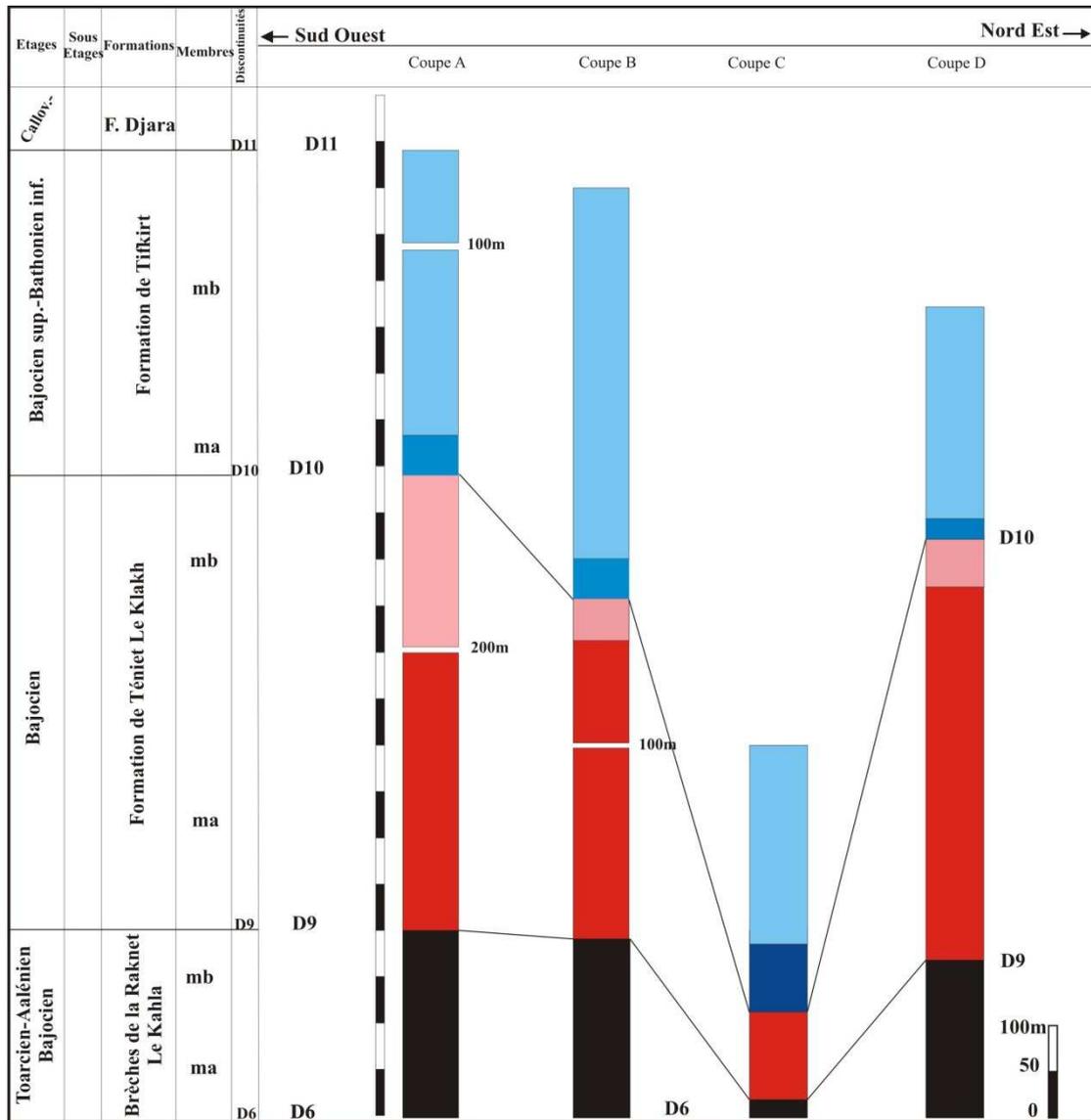
Ce dispositif s'organise en une structure en forme d'hémigraben à effondrement vers le SO dans un premier temps à partir du Sinémurien jusqu'au Carixien. Par contre dans un deuxième temps du Domérien à l'Aaléno-Bajocien, on constate une inversion de la subsidence c'est-à-dire un effondrement vers le NE.

### **De l'Aalénien-Bajocien au Bathonien inférieur:**

Cette période est représentée par les formations suivantes : Les Brèches de la Raknet El Kahla, la Formation de Téniet El Klakh et la Formation de Tifkirt.

Les coupes ont été levées le long du flanc occidental de Djebel Chémarikh. Selon un axe SO-NE, longitudinalement à la majorité des grandes structures, les coupes étudiées sont du SO au NE, la coupe A (prolongement de la coupe du sud de la ferme), la coupe B (suite de la coupe du monument), la coupe C (coupe à l'aplomb du Diapir), la coupe D (coupe de la Raknet El Kahla) (fig. 47).

La période Aaléno-Bajocienne est représentée par une sédimentation de mer profonde de haute énergie caractérisée par des brèches synsédimentaires, des olistholithes et des slumps dues à une tectonique très intense. Cet ensemble sédimentaire constitue les « Brèches de la Raknet El Kahla ». Elle débute par la discontinuité D6 et se termine par la D9. Cette formation et celle de Téniet El Klakh à l'aplomb du diapir sont caractérisées par une faible épaisseur, ce qui laisse penser qu'à cette époque et au cours de la sédimentation de ces deux formations cette zone a été élevée donnant une structure en haut fond et de par et d'autre de cette structure (au SO et au NE) la subsidence était bien marquée (figure 47).



**Fig. 47:** Corrélations des chrono-faciès de coupes levées le long du flanc NW de Dj. ChémariKh (Dogger)

La période comprise entre le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur, représentée par la « Formation de Tifkirt » est caractérisée par le développement du membre a (**ma**) de cette formation. Il s'agit du membre récifale. Ce qui confirme que ce secteur à cette période se comportait en zone élevée favorable au développement des récifs (bleu foncé).

## 2. Secteur « Bou Rhenissa - Hafid – Antar » : secteur de la marge nord du sillon préatlasique

A partir de plusieurs coupes analysées (du SO au NE) ; de Djebel Bou Rhenissa - Djebel Guetob el Hamara - Djebel Hafid à Djebel Antar. Les trois premières coupes sont celle de Mékahli (1995) et la troisième est celle de Bassoulet (1973). Nous pouvons conclure que :

L'évolution lithostructurale **de ce secteur « Bou Rhenissa - Hafid – Antar »** (secteur de la marge nord du sillon préatlasique), à partir du Lias à l'Aalénien est contrôlée par des failles synsédimentaires de direction NO-SE (N125°) et à pendages opposés, soit vers le SO, ou vers le NE. Ce processus met en évidence des structures en forme d'hémigraben que dans un premier temps l'effondrement était du NE au SW et qui a fonctionné jusqu'à la fin du Lias inférieur et début du Carixien. A partir du Lias moyen jusqu'à la fin du Toarcien, on note une inversion de la subsidence et l'hémigraben cette fois ci possède un effondrement vers le NE.

### **3. Ride de Zerga : Le long du flanc Nord Ouest de Djebel Zerga de Sfissifa**

A partir des coupes levées le long du flanc NO de Djebel Zerga des formations du Lias-Dogger dans les secteurs SO, médian et NE (coupes au dessus fig. 42), nous pouvons conclure qu'à partir du Lias moyen jusqu'à l'Aalénien l'évolution lithostructurale est contrôlée par des failles synsédimentaires de direction NO-SE (N125 à N135) à pendage opposé et que, l'effondrement à partir du Domérien s'est fait dans le même sens que dans le sillon préatlasique et le sillon atlasique, c'est-à-dire une subsidence vers le NE.

### **4. CONCLUSION**

Les corrélations des épaisseurs et des faciès de par et d'autre de l'Accident Nord Atlasique (ride de Zerga-Souiga-Mélah), le long de Djebel Chémarikh (sillon atlasique) et le long du compartiment sud de l'Accident Sud Mésétien (Nessanis-Réha : sillon préatlasique), montrent que la sédimentation du Jurassique inférieur de la région d'étude a été contrôlée par deux familles principales d'accidents synsédimentaires.

- La première famille de direction N45 à EO considérée comme étant la direction majeure des structures qui ont contrôlé la formation de la chaîne des monts des Ksour (atlasique occidentale).
- La deuxième famille est de direction NO-SE (N135) à subméridienne transverse par rapport à la direction majeure des structures (N45 à EO). Ces failles étaient organisées à cette époque en un hémigraben à effondrement vers l'ouest.

Les deux familles de failles sont à l'origine de :

#### **Un double effondrement au Lias inférieur-Carixien**

- Avant le Domérien vers le NO à NNO (extension NO-SE)
- Avant le Domérien vers le SO à OSO (extension NE-SO)

#### **Un double effondrement à partir du Domérien**

- A partir du Domérien, effondrement vers le NO à NNO (extension NO-SE)
- A partir du Domérien, effondrement vers le NE à ENE (extension NE-SO)

Cet effondrement bidirectionnel s'intègre bien dans une dynamique d'ouverture transtensive qui paraît avoir débuté au Domérien.

L'apparition au cours de la période Hettangien-Sinémurien-Carixien (discontinuité D3) de mouvements d'ouverture NO-SE à NNO-SSE, témoigne d'une distension pure, dans un premier temps sur les accidents N45 à EO (failles normales), cependant les mouvements distensifs SO-NE à EO, latéraux par rapport aux accidents SO-NE (N45 à N75), n'apparaissent en parallèle à la distension pure NO-SE à NNO-SSE qu'à partir du Carixien, pour annoncer le début d'un nouveau régime qui est de la transtension sur les accidents N45 à N70.

Avant le Domérien, on remarque un effondrement vers le NO contemporain d'un effondrement vers le SO.

À partir du Domérien, début d'un effondrement vers le NE à ENE simultanément avec l'effondrement NNO pour arriver au maximum de la subsidence au NE dans la région de la Raknet El Kahla et un ralentissement de cette subsidence à partir de Aïn Ouarka au SO.

Généralement on remarque un effondrement vers le NE ou vers l'Est à partir de cette période domérienne dans les trois secteurs.

#### IV. ETUDE ET INTERPRETATION SUR LA FRACTURATION (MESURES DE TERRAIN)

##### 1. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de Chémarikh (fig. 48):

Plus de 1000 fractures ont été mesurées à travers le flanc NO de Chémarikh (fig. 48 M et N représentent l'ensemble des fractures), 600 mesures dans la partie médiane et SO (Aïn Rhézala) et presque 400 mesures au NE de la structure (Raknet El Kahla).

La distribution de l'analyse de fracturation mesurée sur terrain s'est faite selon 9 classes de direction d'un pas de 20° ; N10, N30, N50, N70, N90, N110, N130, N150 et N170.

Pour plus de précision nous avons distribué les mesures par formation : A, B, et C pour la « Dolomie de Chémarikh » ; D, E et F pour les « Alternances d'Aïn Ouarka », G, H et I pour les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala », J et K pour la « Brèche de la Raknet El Kahla », L pour la « Brèche de la Raknet El Kahla » et la « Formation de Téniet El Klakh ».

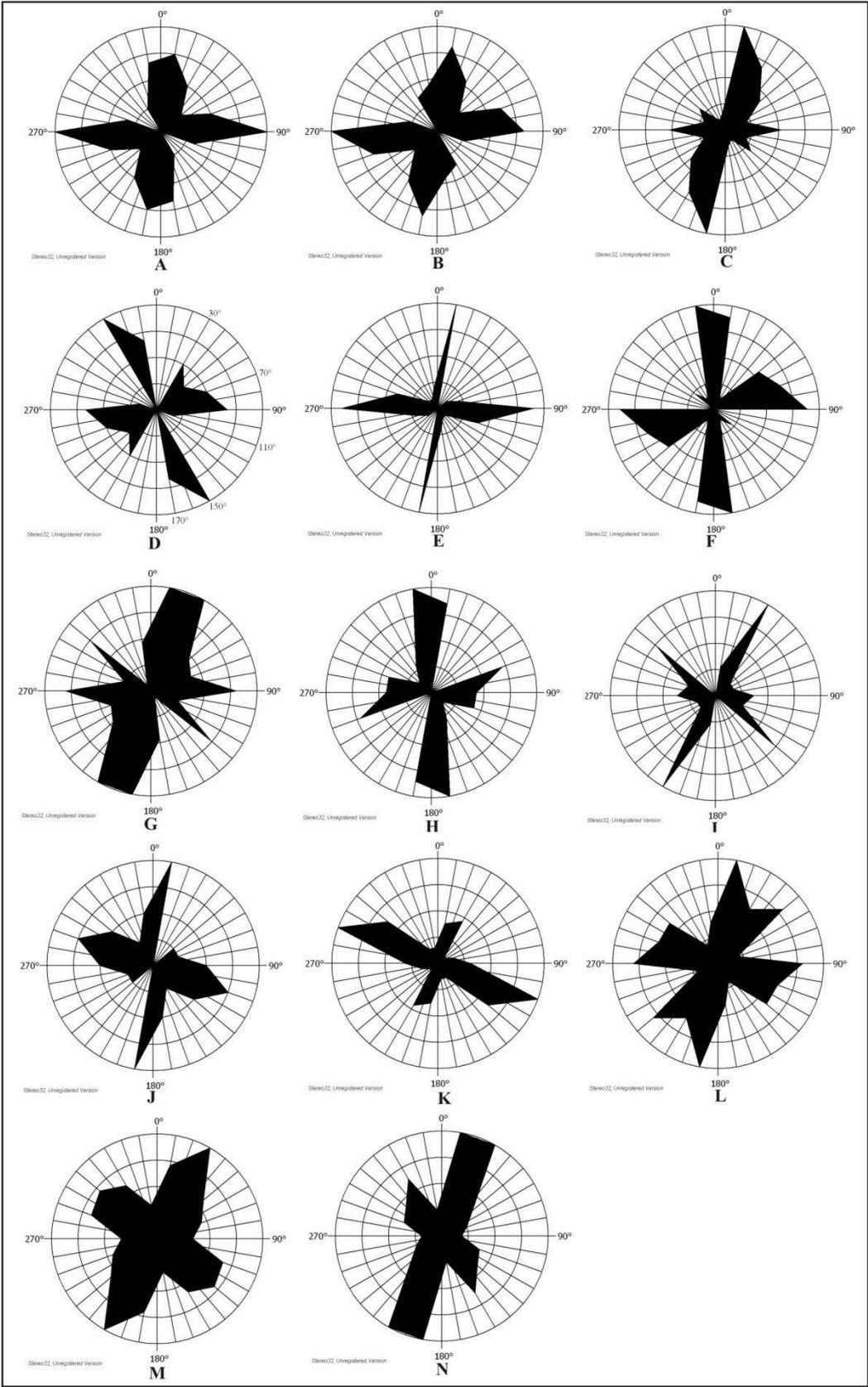
Les rosaces A, B et C correspondent à la répartition des fractures de la « Dolomie de Chémarikh » dans le flanc NO de Djebel Chémarikh. « A » à Raknet El Kahla au NE, « B » dans le flanc SE et « C » dans la partie médiane (Aïn Ouarka et Aïn Rhézala).

**Les directions les plus fréquentes dans les rosaces A et B sont situées à N10 et N90. Ces dernières sont suivies par la N170, la N30 et la N70 et enfin la N110.**

Le secteur médian est représenté par la rosace C. **La classe la plus importante est la N10, suivie d'une autre classe relativement importante la N30 ensuite vient la N90 et enfin l'apparition de la N130.**

Les « Alternances d'Aïn Ouarka » sont représentées par les rosaces D, E et F. La répartition des fractures concernant cette formation importante dans l'évolution du bassin, s'organise de la manière suivante : Dans le secteur de la Raknet El Kahla (rosace D), les directions les plus fréquentes sont la **N150, la N170, la N90 suivie par N70 et la N30**. La **N150 est la plus importante** mais paraît secondaire. La N170 et la N90 sont de même taux et

ont joué aussi en décrochements, la N30 et la N70 sont aussi de même taux et ont joué aussi des décrochements.



**Fig. 48** : Rosaces des directions de fractures mesurées au niveau de Dj. Chémarikh (flanc NW)

Dans la partie médiane et la partie SO représentées par les rosaces E et F, les deux classes principales et de même taux sont la direction subméridienne N10 et N170 (NNE ou NNO) et la direction sublatitudinale presque (EO). La classe N50 est plus ou moins importante mais par contre la N130 est représentée par un faible taux. On remarque la disparition de la N150.

La répartition des fractures concernant les « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » dans les rosaces G qui représente la totalité des fractures dont H à Raknet El Kahla et I au SW de Aïn Rhézala. La rosace G représente la totalité des fractures, elle englobe quatre classes de direction principales : la **N10, la N30, la N90 et la N130**. Enfin vient la direction N170 suivie par les classes N50, N70 et N110.

A Raknet El Kahla représentée par la rosace H, la direction subméridienne (N170 à N10) est importante. Elle est suivie des directions N70, N90 et N110.

Au SW d'Aïn Rhézala dans la rosace I, on voit clairement trois classes principales : **N30, N130 et N90**. Ces mesures ont été prises dans les calcaires du Toarcien supérieur.

Les rosaces J et K correspondent à la formation des « Brèches de la Raknet El Kahla » (Toarcien supérieur-Aalénien-Bajocien).

Au NE, à Raknet El Kahla, la rosace J montre deux directions principales ; la **N10 et la N110**. La **N90, la N170 et la N130** viennent en deuxième position et enfin la N70 et la N50.

Au SW d'Aïn Rhézala, les « Brèches de la Raknet El Kahla » est d'âge Toarcien-Aalénien. La fracturation dans ce secteur représentée par la rosace K montre une organisation influencée par deux directions essentielles, situées entre N10-N30 et N110-N130.

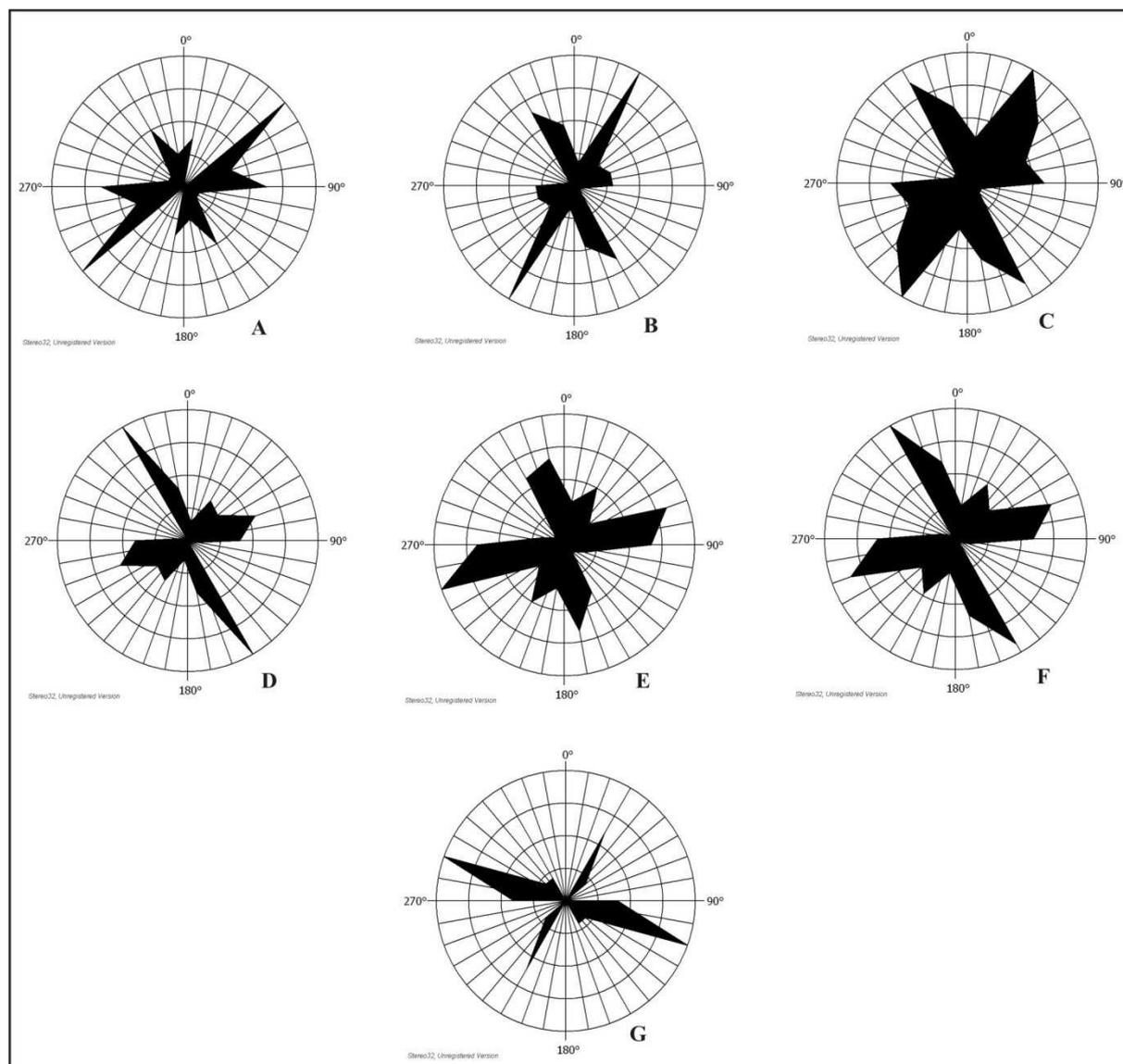
La rosace L montre des fractures mesurées dans le secteur NE, à Raknet El Kahla des deux formations, celle des « Brèches de la Raknet El Kahla » et de « Téniet El Klakh », d'âge Aalénien-Bajocien supérieur qui sont réparties comme suite : la N10 et la N90 sont les plus fréquentes. La classe N50 comprise entre N40 et N60 viennent en troisième position. Deux classes en position intermédiaire paraissent importantes la **N30 et la N130**, elles sont présentes dans les « Brèches de la Raknet El Kahla » au NE et au SO d'Aïn Rhézala. La **N110** de même taux que ces deux dernières accompagne toujours les trois classes suivantes : la **N10, la N90 et la N70**.

La fracturation globale du secteur NE (Raknet El Kahla) est représentée par la rosace N, elle indique une fracturation distribuée entre deux familles de classes qui se recourent, calées entre (N10-N30) et (N110-N130-N150). La N90 et la N170 sont aussi représentées mais par un faible taux.

La rosace M représente la fracturation du secteur médian et du secteur SW des formations d'âge Hettangien à Bajocien supérieur. Les directions les plus fréquentes sont la **N30 et la N130**, deux classes de fracturations qui paraissent importantes. Elles sont apparues à partir du Toarcien dans la formation des « Marno-calcaires de Aïn Rhézala » et ils ont persisté jusqu'au Bajocien supérieur dans les formations des « Brèches de la Raknet El Kahla » et de « Téniet El Klakh ». Ensuite viennent les classes habituelles qui caractérisent les formations du Lias, la **N10, la N110, la N70 et la N90**. La classe N150 paraît plus récente que les autres.

## 2. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de Nessanis (fig. 49):

Dans le but de comprendre la tectonique du sillon préatlasique, plus de 220 fractures ont été mesurées à travers la structure anticlinale de **Nessanis** (fig. 49). La figure 49 C représente l'ensemble des fractures du cœur de l'anticlinal et F représente l'ensemble des fractures des deux flancs, 83 mesures au niveau du cœur et 114 mesures au niveau des deux flancs SE et NW. Pour mieux distinguer les différentes familles de fractures, nous avons procédé selon neuf classes d'un pas de 20° par classe.



**Fig. 49** : Rosaces des directions de fractures mesurées à Forthassa Cherguia (Anticlinal de Nessanis)

Des mesures ont été prises dans la partie NE du cœur de l'anticlinal de Nessanis (rosace A). La répartition des fractures montre la fréquence successive de trois classes de fractures moyennes ; **N50 [N40-N60]**, **N90** et **N150**. Ensuite viennent deux classes de même taux, la N10 et la N70 et enfin la N170.

La rosace B représente la fracturation de la partie SW du cœur de l'anticlinal de Nessanis. Les classes **N30 [20-40]** et **N150 [140-160]** sont de loin les plus importantes. Il

s'agit d'anciennes fractures remplies de calcites qui se recoupent et paraissent conjuguées. Généralement les N150 sont dextres et les N30 sont senestres. Ces dernières sont suivies de la N170 (NNW), aussi ancienne mais moins fréquente. La N90 et la N70 de même taux sont aussi présentes mais relativement moins importantes et enfin la N10 et la N50 qui sont moins fréquentes.

La rosace C qui représente le cœur de l'anticlinal en entier d'âge Lias inférieur-Lias moyen, montre une répartition de fractures caractérisée par la prédominance de trois classes moyennes de fractures ; la N30 et la N150 qui paraissent conjuguées et la N50. Parfois cette dernière est associée à la N30 (senestre ? ou FN). et est conjuguée avec la N150 (dextre ? ou FN). En quelques endroits ces fractures longent toute la structure, elles sont hectométriques et remplies de calcite. Enfin viennent les fractures habituelles les plus anciennes ; la N90, la N170, la N70 et la N10 qui sont aussi fréquentes.

Au niveau du flanc NW représentée par la rosace D, nous notons que les mesures étaient prises uniquement dans le Toarcien et l'Aalénien car le Domérien n'affleure pas (LDV), où nous n'avons pas pris de mesures. La distribution de la fracturation est répartie selon les directions suivantes, la plus importante est la classe N150, suivie des classes N70 et N90 et N170. Les classes N30 et N50 viennent en troisième position et enfin la N10 qui est moins fréquente.

Le flanc SE est représentée par la rosace E, les classes les plus fréquentes sont successivement la N70, la N90 et la N170, qui sont presque de même taux. Elles sont suivies par les classes N30 et N150 et enfin la N10.

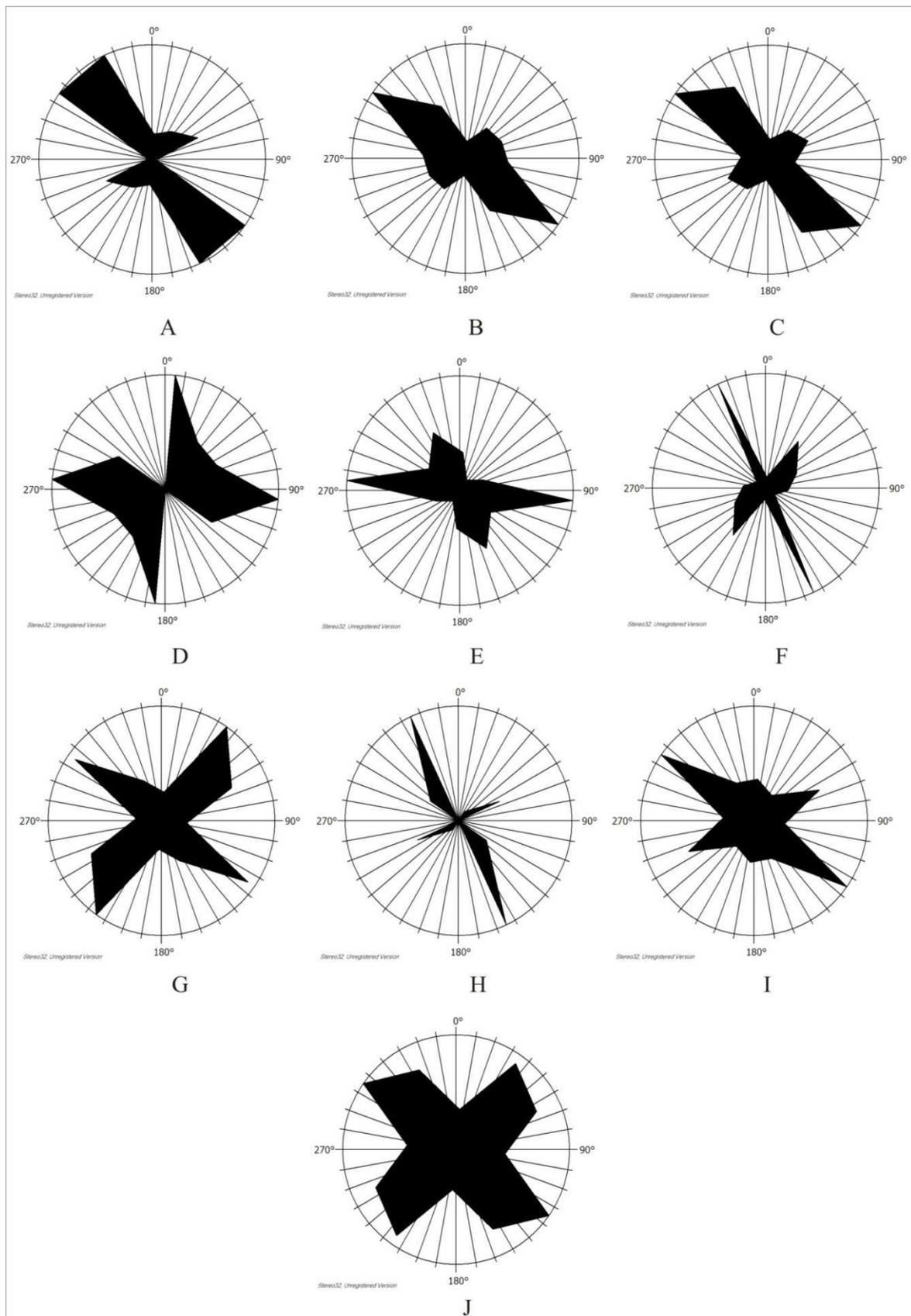
Dans la rosace F, la répartition des fractures des deux flancs est organisée selon deux ensembles importants ; la N150-N170 et la N70-N90. La N90 et la N170 sont de même taux. Les classes N50 et N10 sont peu exprimées.

La rosace G montre la fracturation mesurée dans des calcaires du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur, dans la « Formation de Tifkirt », au Sud de Nessanis, à Tala. La fracturation la plus fréquente est représentée par la classe N110, suivie de la classe N30 et N90. Enfin les classes N50, N130 et N150 sont moins fréquentes.

**On peut conclure** que le Lias inférieur et moyen de la région de Nessanis est caractérisé par l'influence des classes N150 et, N30 et N50 qui paraissent conjuguées, accompagnées des classes habituelles N90, N70 et N170, N10 relativement moins fréquentes mais significatives. A partir du Lias supérieur, au niveau des deux flancs, la N150 persiste et s'associe avec la N170 (dextre) comme la N70 qui s'associe avec la N90 (senestre). Enfin la N30 et la N50 suivies de la N10 sont moins fréquentes. Au début du Bajocien supérieur nous remarquons l'influence des classes N110, N30 et N90. Le taux des classes N150, N130 et N50 diminue et ces classes deviennent moins fréquentes.

### **3. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de Djebel Zerga de Sfisifa (fig. 50):**

189 fractures ont été mesurées à travers toute la structure de **Zerga** (fig. 50. A au SW 81 mesures, B au NE 108 mesures et C l'ensemble des mesures 189). Pour plus de détail, nous avons mesuré 255 fractures uniquement dans la zone de plissement (partie médiane de Zerga) (fig. 50. D, E, F, G, H, I et J).



**Fig. 50.** : Rosaces des directions de fractures mesurées à Djebel Zerga (flanc NW)

La distribution de l'analyse de la fracturation s'est faite selon six classes de directions moyennes d'un pas de 30° chacune; N05 pour [N170-N20], N35 pour [N20-N50], N65 pour

[N50-N80], N95 pour [N80-N110], N125 pour [N110-N140] et N155 pour [N140-N170] (fig. 50).

La rosace 50-A, correspond à la répartition des fractures de la zone SW du flanc NW de Zerga, les directions les plus fréquentes sont situées autour de N155 et N125. Un groupe bien individualisé mais relativement moins important se trouve à N65.

Dans la rosace 50-B qui correspond à la représentation des fractures de la partie NE du flanc NW de Zerga, montre une famille privilégiée qui est de loin la plus importante, la N125, deux familles moins importantes se trouvent à N65 et N35. La rosace 50-C englobant l'ensemble de la fracturation détermine quatre familles; les deux premières les plus marquantes sont la N125, suivies par la N155 puis vient la N65 ensuite la N35. Les directions N125 et N35 sont conjuguées.

Les rosaces des directions des fractures (fig. 50- D, E, F, G, H, I et J), sont classées par formation. Elles présentent des fractures selon les différentes directions toujours de 30° à 30°.

La rosace 50-D correspond aux fractures mesurées de la « Dolomie de Souiga ». Les directions les plus fréquentes sont situées autour de N05 et N95. La famille subméridienne paraît la plus importante. Trois familles relativement moins importantes que les précédentes sont égales entre elles, se situent à N35, N65 et N125.

Dans la rosace 50-E de la répartition des fractures concernant les « Alternances d'Aouinet Es Siah » les directions les plus fréquentes sont N95, suivies par l'apparition de la direction N155. La N125 garde le même taux alors que celui de la N05 et la N35 diminue énormément relativement à la formation précédente.

La rosace 50-F montre les fractures mesurées dans les « Marno-calcaires d'Aïn Beïda ». Les directions les plus répandues sont situées entre la N140 et la N170. Ces directions NNW paraissent les plus importantes et caractérisent cette formation. Ces fractures sont suivies par la famille des fractures N35 qui sont senestres. Les familles N65 et N95 sont presque de même taux et viennent en 4<sup>ème</sup> position.

Dans la rosace 50-G de la répartition des fractures concernant la « Formation de Mélah » deux directions de fractures sont de loin les plus importantes et les plus fréquentes et qui caractérisent cette formation ; la N35 et la N125 (la N125 est dextre par rapport à la N35). Les deux familles sont suivies par la N65 [N50-N80] puis la N155 et enfin viennent la N95 et la N05 en dernière position.

La rosace 50-H correspond aux fractures mesurées dans la « Formation de Téniet El Klakh » la direction la plus fréquente est la N155. Deux familles de fractures relativement beaucoup moins importantes que les précédentes de direction moyenne N65 [50-80] et N125 [110-140] sont presque de même taux.

Dans la « Formation de Tifkirt » représentée par la rosace 50-I, la direction moyenne la plus exprimée est la N125 qui est suivie par la N65 qui est aussi fréquente. Les directions moyennes subméridiennes et sublatitudinales sont presque égales entre elles et viennent en troisième position.

**Pour conclure**, la rosace 50-J représente la totalité de la fracturation de la partie médiane de Zerga. L'organisation des six classes de fractures est échelonnée de la manière suivante :

- Les premières N125 et N35 sont presque de même taux
- Les secondes N65 et N155 sont presque de même taux
- Les troisièmes N05 et N95 sont presque de même taux

Cette organisation signifie que les classes moyennes N05 et N95 sont les plus anciennes, elles étaient présentes dans les deux premières formations (Lias inférieur et Lias moyen). La deuxième génération d'accidents constitue les familles N125 et N35, dans les « Marno-calcaires d'Aïn Beïda » et la « Formation de Mélah » (Lias supérieur Aalénien). Enfin la troisième génération, on la trouve présente dans presque toutes les formations, elle est représentée par les familles N65 et N155 qui sont d'anciens accidents qui ont rejoué.

#### **4. Analyse et classement des fractures dans l'anticlinal de djebel Djara et le synclinal de Larouia-Aourek-Oulakak:**

Dans le but de procéder à une analyse de la fracturation des formations post-Bathoniennes à fin Jurassiques, celles de Djara et Aïssa, une analyse a été faite dans une coupe levée au niveau de l'anticlinal de Djebel Djara (sillon atlasique) et une autre au niveau du synclinal de Larouia-Aourek-Oulakak (sillon préatlasique).

##### **a. Dans l'anticlinal de Djebel Djara : (fig. 51)**

La distribution de l'analyse de cette fracturation mesurée sur terrain est basée sur des classes de directions moyennes d'un pas de 20° chacune, au total 9 classes : N10, N30, N50, N70, N90, N110, N130, N150 et N170.

La fracturation du membre supérieur de la « Formation de Djara » est représentée par la rosace A, où vingt mesures ont été prises au cœur de l'anticlinal de Djebel Djara (sommet), dans la partie médiane de Djebel Djara. La direction la plus fréquente est située à **N90**. Deux groupes de même taux relativement moins important se trouvent à **N70** et **N50**. Enfin trois directions de même pourcentage viennent en dernier, la N110, la N130 et la N150

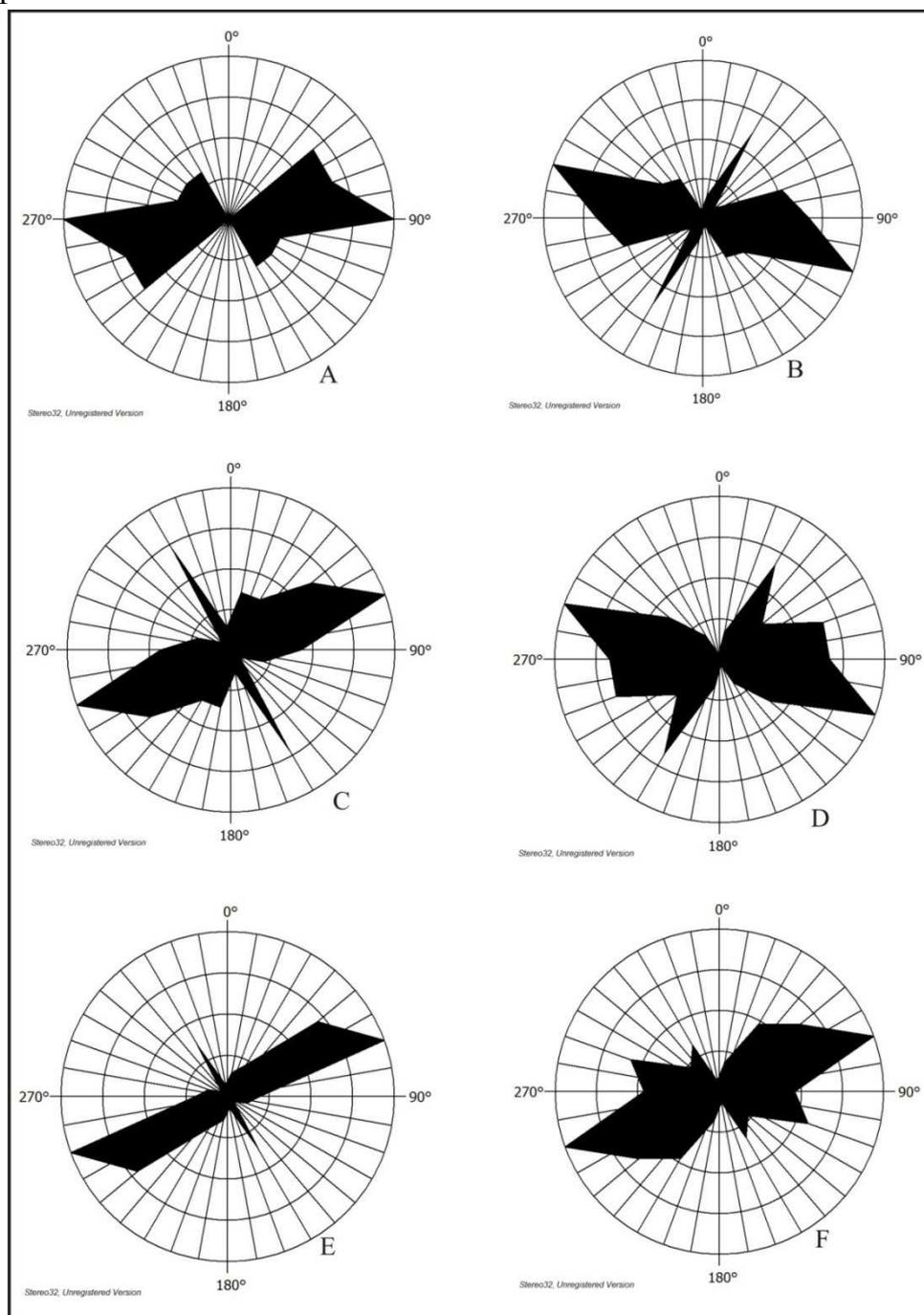
La rosace B concerne la « formation d'Aïssa » du flanc SE, où 78 mesures ont été prises le long de la coupe. La direction **N110** est de loin la plus importante puis viennent après la N90, la N70 et la N30. La N130 et la N150 sont de faible taux.

La rosace C représente 55 fractures mesurées dans la « formation d'Aïssa » du flanc NW. La représentation fait ressortir un pic indiquant la classe **N70**. Cette dernière est suivie de la classe N150 et N50.

La fracturation du flanc SE de Djebel Djara est représentée par la rosace D, où 123 mesures ont été traitées. Le diagramme montre une classe importante **N110** suivie de trois classes relativement aussi importantes et presque de même pourcentage la N30, la N70 et la N90 et enfin la N130 qui vient en cinquième position.

Le flanc NW de Djara montre dans la rosace E, où 118 mesures ont été traitées deux familles importantes, la **N70** et la **N50** et une dernière beaucoup moins importante la **N150**.

La rosace F représente les fractures des deux flancs de Djebel Djara mesurée le long d'une coupe SE-NW. La répartition des 250 fractures montre une classe très importante, la **N70** qui est suivie par la **N110** et **N50** et enfin la **N30**. La classe moyenne **N150** vient en dernière position.



**Fig. 51** : Rosaces directionnelles de fractures mesurées dans les flancs SE et NW de l'anticlinal de Djara

### En conclusion

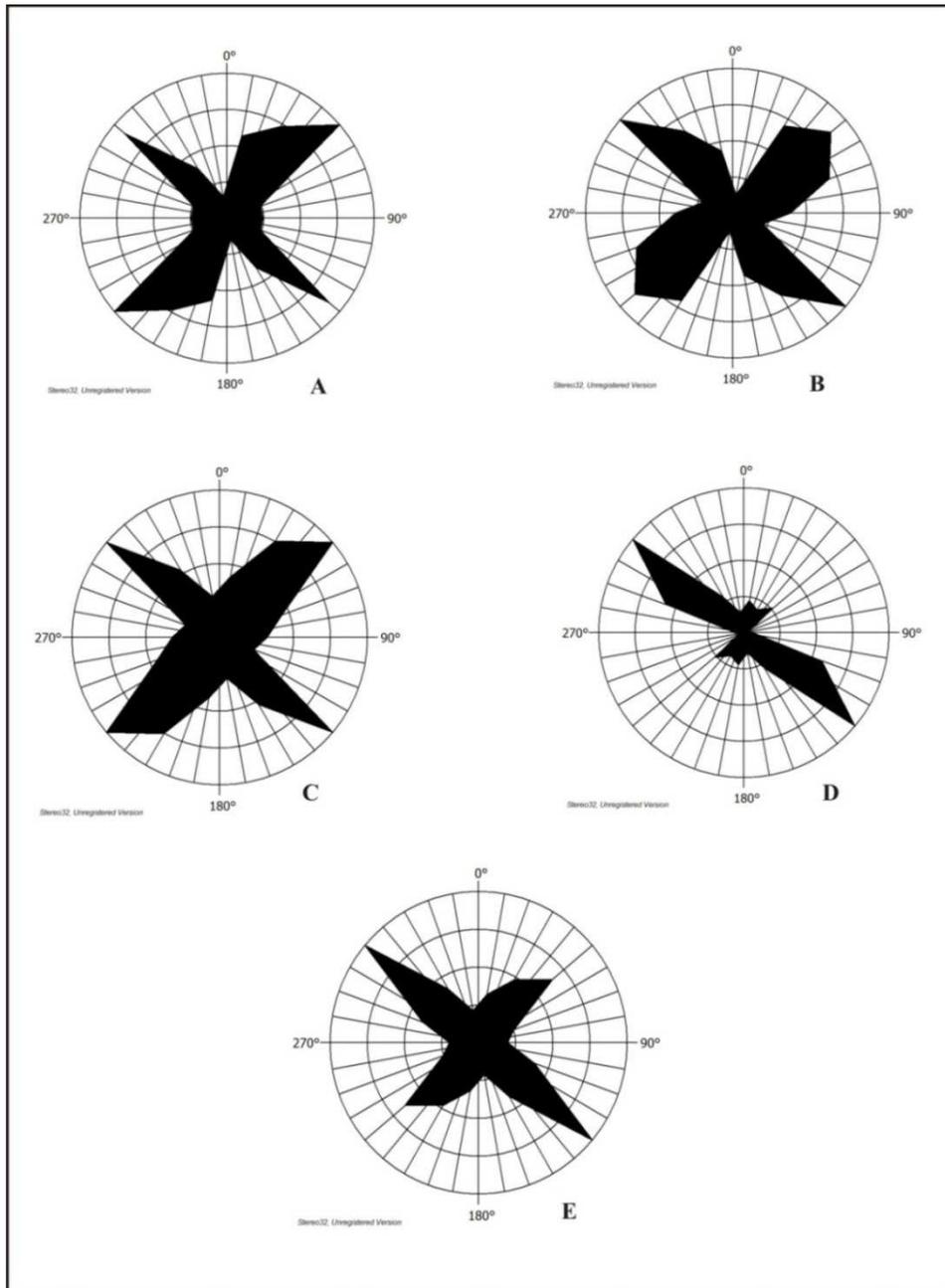
Les rosaces de distribution directionnelles des fractures indiquent que le cœur de l'anticlinal de Djara est marqué par une famille importante de fracture la **N90**. Nous mentionnons qu'à cet endroit, le Trias affleure que nous pensons qu'il apparait à la

**faveur de l'intersection de cette direction N90 qui joue en décrochement dextre et d'une faille inverse N40 longitudinale.**

Le flanc NO est marqué par trois familles : la N70 (surtout), la N50 et la N150. Le flanc SE, est caractérisé par la N110 (surtout) ensuite la N70, la N90 et la N30 qui sont de même taux. Enfin Djara est régit par 6 classes de fractures : (N70, N110 et N50)-(N30 et N150)-N90.

**b. Dans le synclinal de Larouia-Aourek-Oulakak (fig. 52)**

La distribution de l'analyse de cette fracturation mesurée sur terrain est basée sur un total de 9 classes moyennes d'un pas de 20° chacune : N10, N30, N50, N70, N90, N110, N130, N150 et N170.



**Fig. 52.** : Rosaces directionnelles de fractures mesurées dans le flanc SE du synclinal Larouia-Aourek-Oulakak

148 mesures de fractures ont été prises à Rouis El Djir1 dans des terrains du Jurassique supérieur constitués par la formation d'Aïssa. La répartition de ces fractures

représentée dans la rosace A, montre la fréquence de deux classes situées à **N50** et **N130**. Trois familles relativement moins importantes la N30, la N10 et la N150 viennent après.

La rosace B représente la distribution de 117 fractures, mesurées à Rouis El Djir2. Elle montre presque la même répartition de ces dernières, c'est toujours la **N50** et la **N130** qui sont les plus importantes, suivies de la N30, la N70, la N150 puis vient en troisième position la N170 et enfin la N90.

La rosace C montre la répartition directionnelle des fractures de Rouis El Djir 1 et 2 (265 mesures). Les classes les plus fréquentes sont la **N50** et la **N130**, qui sont suivies de la N30 et la N150.

La rosace D représente la distribution des directions de 136 fractures prises au sommet de Djebel Larouia (membre inférieur de la « Formation d'Aïssa »). La classe **N130** est de loin la plus importante, suivie de la N110. Les directions moyennes N40 et N10 sont aussi présentes

Les 401 fractures mesurées dans le flanc SE de Djebel Larouia sont représentées dans la rosace E. Elle montre deux classes principales la **N130** et la **N50**, suivies des directions N30, N150 et N10.

**En conclusion** : les rosaces de distribution directionnelles des fractures indiquent deux classes principales qui paraissent être conjuguées : la N130 et la N50.

## 5. Conclusion et interprétation

L'analyse de la fracturation à partir des mesures de terrain des trois secteurs montre une organisation homogène qui caractérise la succession des déformations du bassin dans les terrains jurassiques.

Dans le secteur d'Aïn Ouarka, trois directions sont présentes à l'Hettangien : une direction subméridienne (NNE), une direction latitudinale (E-O) et une direction SO-NE. Du Sinémurien au Domérien, les trois directions sont présentes en plus de la N70. Au Toarcien, les fractures de Riedel sont bien exprimées : R' (N10), R (N70-N90) P (N110) et FT (N30-N50) et la N130 apparaît réellement. Au Toarcien-Aalénien, les fractures de Riedel persistent, les directions N130 et N30 qui sont apparues au Toarcien apparaissent conjuguées et prennent de l'ampleur. Ce dispositif demeure jusqu'au Bathonien inférieur (« Formation de Tifkirt »).

Dans le secteur de Nessanis, le Lias inférieur et moyen de cette région sont caractérisés par l'influence des classes N140/N150 et, N30/N50 qui paraissent conjuguées, accompagnées des classes habituelles N90, N70 et N170, N10 relativement moins fréquentes mais significatives. A partir du Lias supérieur, la N150 persiste et s'associe avec la N170 (dextre) comme la N70 qui s'associe avec la N90 (senestre). Enfin la N30 et la N50 suivies de la N10 sont aussi présentes (fractures de Riedel). Au début du Bajocien supérieur nous remarquons l'influence des classes N110, N30 et N90.

A Djebel Zerga, l'organisation des fractures est échelonnée de la manière suivante : les premières N125 et N35 sont presque de même taux, les secondes N65 et N155 sont aussi de même taux, les troisièmes N05 et N95 sont également de même taux. Cette organisation signifie que les classes moyennes N05 et N95 sont les plus anciennes, elles étaient présentes dans les deux premières formations (Lias inférieur et Lias moyen) (dislocation de la plate forme). La deuxième génération d'accidents constitue les familles N125 et N35, dans les « Marno-calcaires d'Aïn Beïda » et la « Formation de Mélah » (Lias supérieur Aalénien), causant la création de la ride de Zerga. Enfin la troisième génération, on la trouve présente dans presque toutes les formations, elle est représentée par les familles N65 et N155 qui sont d'anciens accidents très importantes dans l'évolution du bassin et la structuration de l'Atlas saharien occidental.

**QUATRIEME CHAPITRE**  
**ANALYSE PAR TELEDETECTION**

**QUATRIEME CHAPITRE : ANALYSE PAR TELEDETECTION**

- A.** Objectifs
- B.** Définition et principes de la télédétection
- C.** Les méthodes d'analyse et d'interprétation
  - 1. Données utilisées
  - 2. Méthodologie d'approche
- D.** Traitements numériques des images et résultats des traitements :
  - a. La composition colorée
  - b. Les bandes ratios
  - c. Analyses en composantes principales (ACP)
  - d. Les filtres directionnels
  - e. Résultats obtenus
- E.** Etapes d'analyses statistiques des linéaments de la carte linéamentaire globale
  - 1. Une première interprétation visuelle des cartes
  - 2. Analyse thématique à l'aide des rosaces
    - 2.1** Analyses statistiques des linéaments et analyses spatiales
    - 2.2** Confrontation des résultats aux données structurales de terrain
    - 2.3** Mises en évidence des relations

## **QUATRIEME CHAPITRE : ANALYSE PAR TELEDETECTION**

- A. Objectifs :** dans le but de compléter l'étude lithostructurale (troisième chapitre), les objectifs de cette étude sont les suivants :
  - 1. Inventaire des linéaments à partir de l'imagerie satellitaire.

L'objectif principal est d'interpréter une carte de linéaments de la région des Monts des Ksour extraite par des méthodes de traitement et d'analyse d'image Landsat 7 ETM+

Les objectifs spécifiques sont les suivants:

- Développer la méthodologie de confrontation des données multibandes dans un système d'information géographique (SIG) à partir des technologies existantes (logiciels).
  - Produire une carte de linéaments de la région.
2. Comparaison des données de terrain avec les données de la télédétection.

## **B. Définition et principes de la télédétection :**

Le mot télédétection (en anglais « remote sensing »), dans un sens large, c'est l'ensemble des techniques et procédés utilisés pour obtenir une information sur un objet par mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci, à l'aide d'instruments, reconnaissance de forme, classification et quantification. Pour cela la télédétection ne s'adresse qu'aux phénomènes qui mettent en jeu les ondes électromagnétiques.

Les éléments constitutifs de l'écorce terrestre, roches, sols, végétation et eau, ainsi que tous les objets qui la recouvrent absorbent ou émettent une quantité d'énergie qui dépend :

- de la longueur d'onde,
- de l'intensité du rayonnement incident,
- des caractéristiques des objets et éléments par rapport au soleil ou à la source d'éclairage.

Le traitement et l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés de cette cible, géométriques (position, forme et dimensions), optiques (réflexion, transmission, absorption, etc.) et physico-chimiques (température, teneur en eau, chlorophylle foliaire, phyto-masse, matière organique du sol,...), etc.

Le principe de base consiste à capter, enregistrer et/ou quantifier le rayonnement électromagnétique émis d'une source lumineuse et qui est réfléchi par un objet, à l'aide d'un capteur satellitaire ; on se basant sur les propriétés d'absorption et d'émission de chaque objet, ce principe est résumé par les étapes suivantes

- Emission d'un rayonnement électromagnétique à partir d'une source d'énergie; naturel (soleil) ou artificiel (radar).
- Interaction avec la cible et la réflexion du rayonnement incident.
- Réception, enregistrement du rayonnement réfléchi, et traitement des données par des moyens électroniques.
- Interprétation et application des résultats.

Landsat 7, dernier satellite de la famille Landsat, possède à son bord le capteur multispectral ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) (<http://landsat.gsfc.nasa.gov>). Ce capteur enregistre la réflectance de la surface terrestre dans sept bandes spectrales (Tableau 5) : quatre dans le visible et proche infrarouge, deux dans l'infrarouge Moyen une, dans

l'infrarouge thermique et une bande en mode panchromatique. Ces bandes spectrales peuvent être utilisées pour la discrimination lithologique.

Les images Landsat7 ETM<sup>+</sup> sont des images acquises par ce satellite optique qui utilise le soleil comme une source d'excitation (télé-détection passive). Le satellite est équipé par un certain nombre de captures optiques, chaque capture est capable de recevoir une longueur d'onde bien précise. Les images sont la représentation de l'énergie reçue par chaque capture. Pour exploiter ces images numériques et avoir des produits utilisables dans la cartographie géologique différents traitements doivent être fait.

<b>Bandes de fréquence de l'instrument ETM+</b>	<b>Bandes spectrales</b>	<b>Résolution spatiale</b>	<b>Longueur d'onde</b>
Bande 1	Bleu (visible)	30m	0,45-0,5 µm
Bande 2	Vert (visible)	30m	0,52-0,6 µm
Bande 3	Rouge (visible)	30m	0,63-0,69 µm
Bande 4	IR proche	30m	0,75-0,9 µm
Bande 5	IR moyen	30m	1,5-1,7 µm
Bande 6/1	IR Thermique / lointain	60m	10,4-12,5 µm
Bande 6/2		120m	
Bande 7	IR moyen	30m	2,08-2,35 µm
Bande 8	Panchromatique (vert-rouge-IR)	15m	520-900nm

**Tableau 5 : Les caractéristiques des bandes Landsat 7 ETM+**

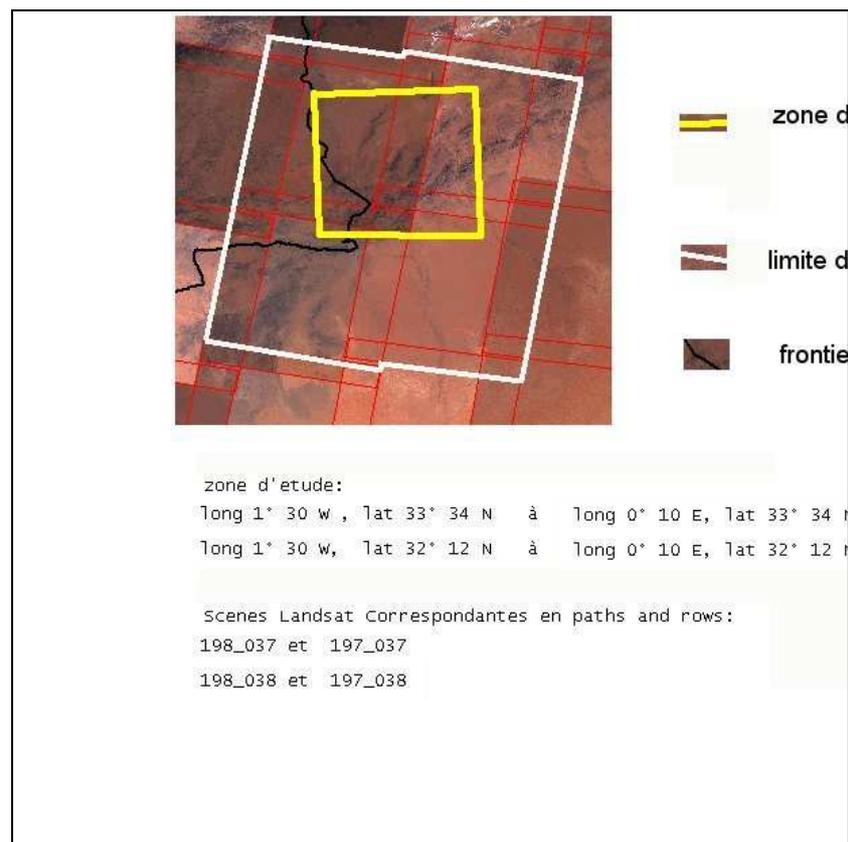
### **C. Les méthodes d'analyse et d'interprétation**

## Introduction

Pour tirer avantage des données de télédétection, il faut être en mesure d'extraire de l'information significative de l'imagerie. L'interprétation et l'analyse de l'imagerie de télédétection ont pour but d'identifier et de mesurer les différentes cibles (des lignes ou des surfaces) dans une image pour pouvoir en extraire l'information utile.

### 1. Données utilisées

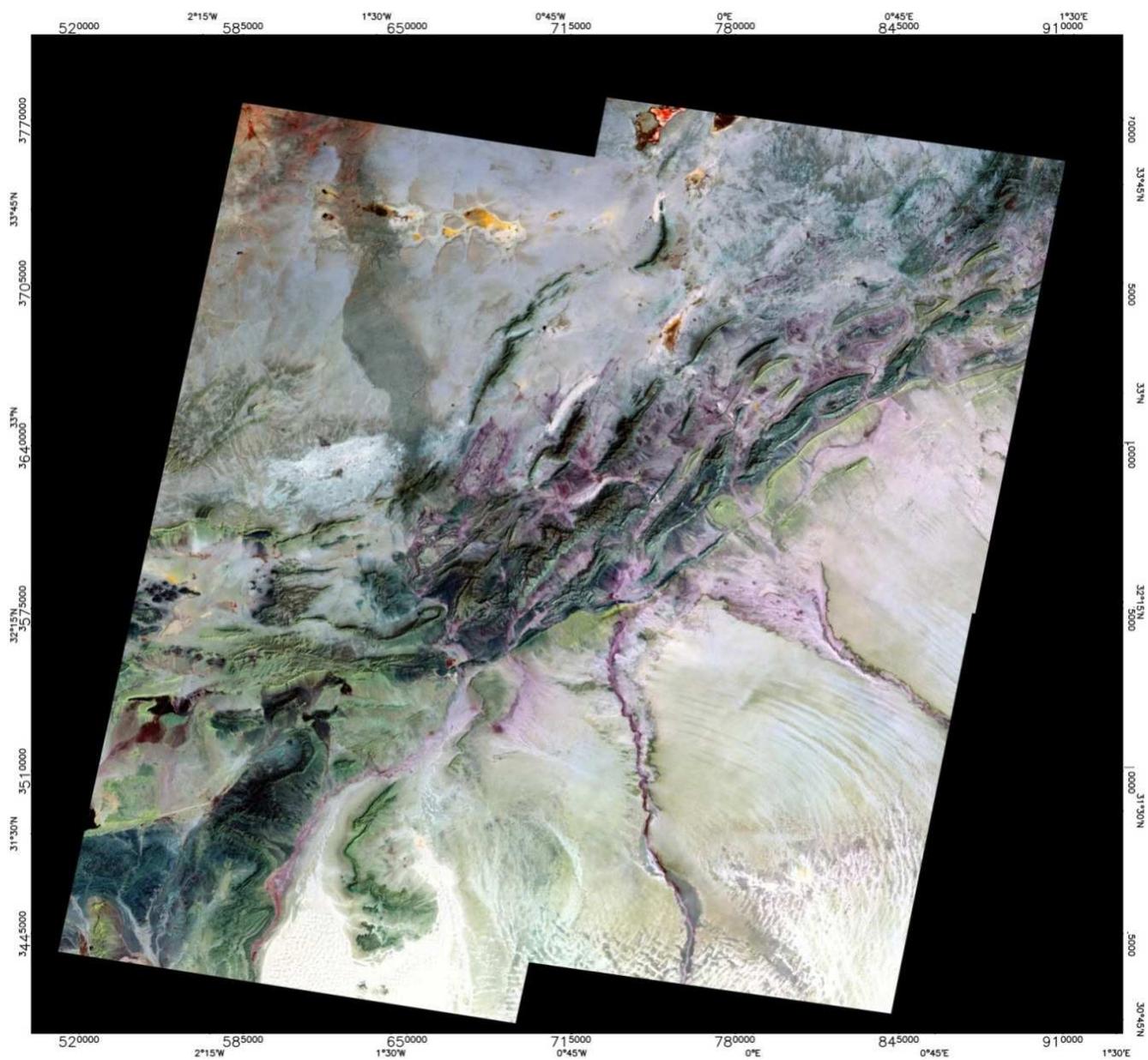
La zone qui nous intéresse représente la partie occidentale de l'Atlas Saharien (les Monts des Ksour), elle est recouverte par une mosaïque de quatre scènes Landsat 7 ETM+ : (1) Path 198, Row 37 – (2) Path 197, Row 37 – (3) Path 198, Row 38 – (4) Path 198, Row 38 (fig. 53).



**Fig. 53 :** Zone d'étude et scènes Landsat 7 ETM+ correspondantes

Pour l'analyse de la fracturation, nous avons utilisé :

- Une mosaïque des quatre scènes (fig. 53, 54, 55)
- une série de cartes photogéologiques : quatre cartes au 1/100.000<sup>ème</sup>
- un fond topographique de Aïn Séfra au 1/500.000<sup>ème</sup>
- une carte géologique de la région au 1/500.000<sup>ème</sup>

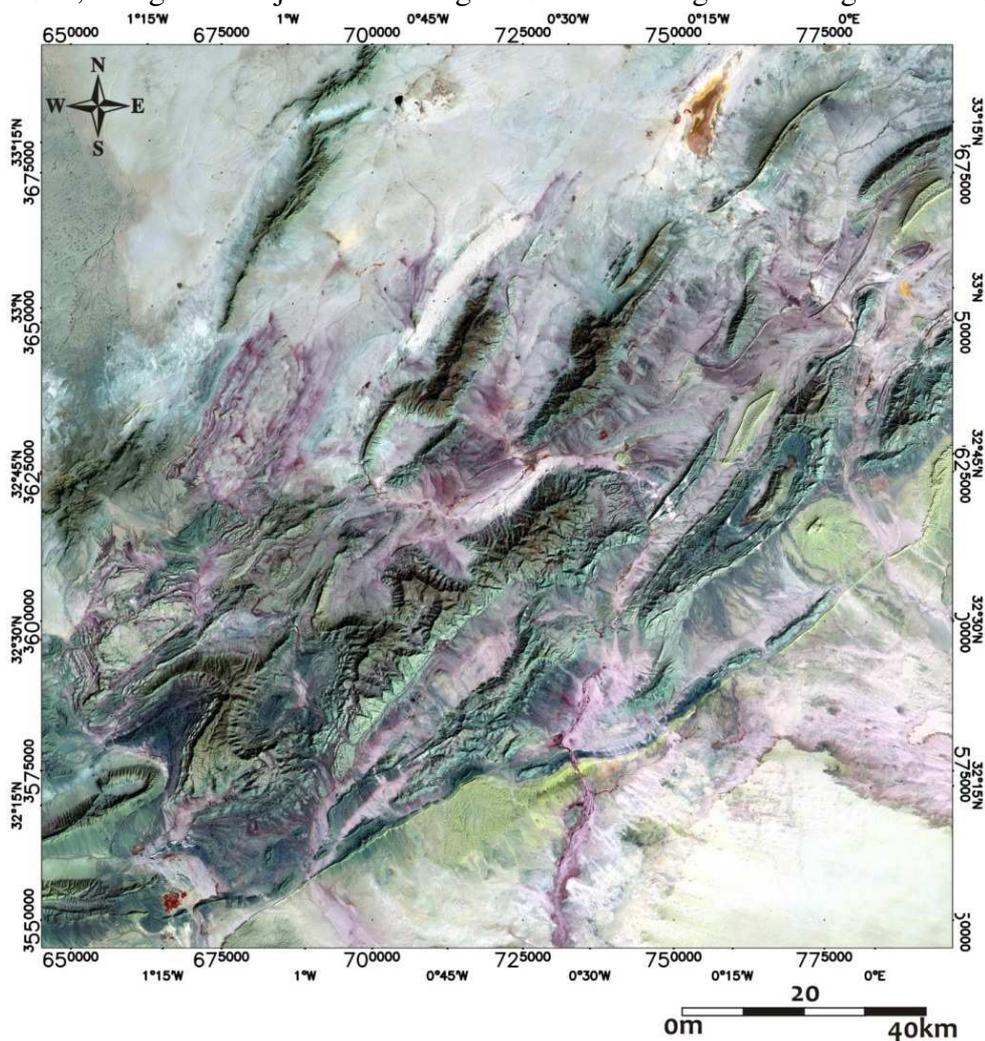


**Fig. 54:** Mosaïque des 4 scènes Landsat 7 ETM+ en composition colorée 4 5 7

A partir de la mosaïque des quatre scènes (fig. 54) nous avons découpé la zone d'étude. Cette zone d'intérêt englobe les régions suivantes (fig. 55) :

De l'Ouest vers l'Est :

1. Au Nord, la région de Forthassa-El Gaâloul-le synclinal de Larouia-Oulakak-Djebel Zerga de Sfissifa, la région d'Aïn Séfra-Aïn Ouarka.
2. Au Sud, la région de Djénien Bourezg à l'Ouest et la région de Moghrar à l'Est.



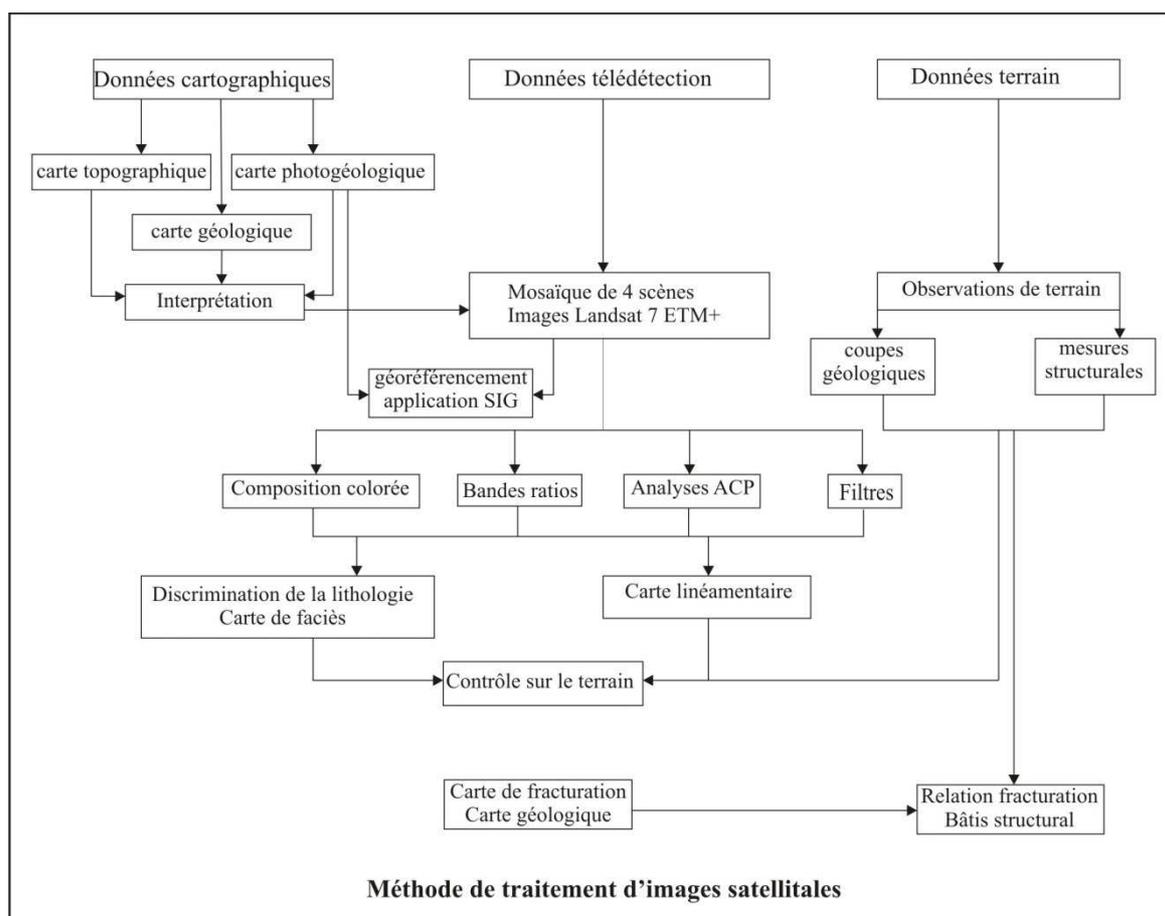
**Fig. 55 :** Zone d'étude en composition colorée 4 5 7

## 2. Méthodologie d'approche

Selon le problème thématique posé, la démarche adoptée dans une campagne de télédétection sera différente. D'une manière générale, les seules données de télédétection ne suffisent pas. Une étude de télédétection nécessite autant de données images que l'apport d'autres données exogènes. L'approche méthodologique adoptée de ces études fait appel aux travaux géologiques de terrain et travaux géologiques antérieurs des auteurs qui ont travaillé sur ces zones d'intérêt. Les supports ou les données auxiliaires restent un apport fondamental.

Dans cette étude, plusieurs logiciels ont été utilisés pour le calage (géoréférencement ou correction), pour le traitement des données cartographiques, des images satellitaires, des fractures et pour l'application du SIG. Ce sont les logiciels ENVI 4.5 pour le traitement des images satellitaires et pour le traitement du réseau de fractures; le logiciel MapInfo 7.5 aussi pour le traitement du réseau de fractures et pour la mise en place du SIG. Pour le calage, trois logiciels ont été utilisés ; le Paint Shop Pro 6, l'ENVI 4.5 et le MapInfo 7.5.

L'analyse et le traitement de ces données pour l'interprétation de la fracturation ont été effectués selon les étapes suivantes (Figure : 56, tableau) :



**Fig. 56 :** Méthode de traitement d'images satellitaires

La première étape consiste à élaborer une carte géoréférencée (calée) à partir de quatre cartes photogéologiques de Galmier au 1/100 000<sup>ème</sup> celles d'Aïn Séfra, de Forthassa Rharbia, de Djénien Bou Rezg et de Moghrar Foukania. Après les avoir corrigé nous les avons rassemblé pour en avoir une seule carte géoréférencée (fig. 58). Ce travail a été exécuté à l'aide de trois logiciels (PSP 6, l'ENVI 4.5 et le MapInfo 7.5).

La deuxième étape consiste dans un premier temps à numériser (vectoriser) toutes les fractures (linéaments) existantes sur la carte (les 4 cartes rassemblées de Galmier). Cette numérisation se fera par le logiciel MapInfo. Dans un deuxième temps, une base de données sera créée et qui englobera la direction de la fracture, sa longueur et l'âge de l'unité lithologique où la fracture a été observée.

La troisième étape consiste à traiter les images satellitaires (zone d'intérêt) (fig. 57) issues des quatre scènes. Ce traitement concerne la composition colorée (7 4 2 et 4 5 7), le rapport des bandes ou bandes ratios (5/3-4/2 et 3/1), l'analyse en composantes principales (ACP) et le traitement spécifique par les filtres directionnels sur les images traitées par l'ACP (uniquement pour l'extraction des linéaments). Cette étape a pour objectif la discrimination de la lithologie (fichiers Hdr) afin de caractériser les différentes formations géologiques suite aux traitements effectués sur l'image Landsat 7 ETM+ et de tracer les linéaments (fichiers vecteurs) tout en créant une base de données (des tables ou des couches) composée de la direction, la longueur et l'âge des linéaments. Ce travail se fera avec le logiciel ENVI 4.5.

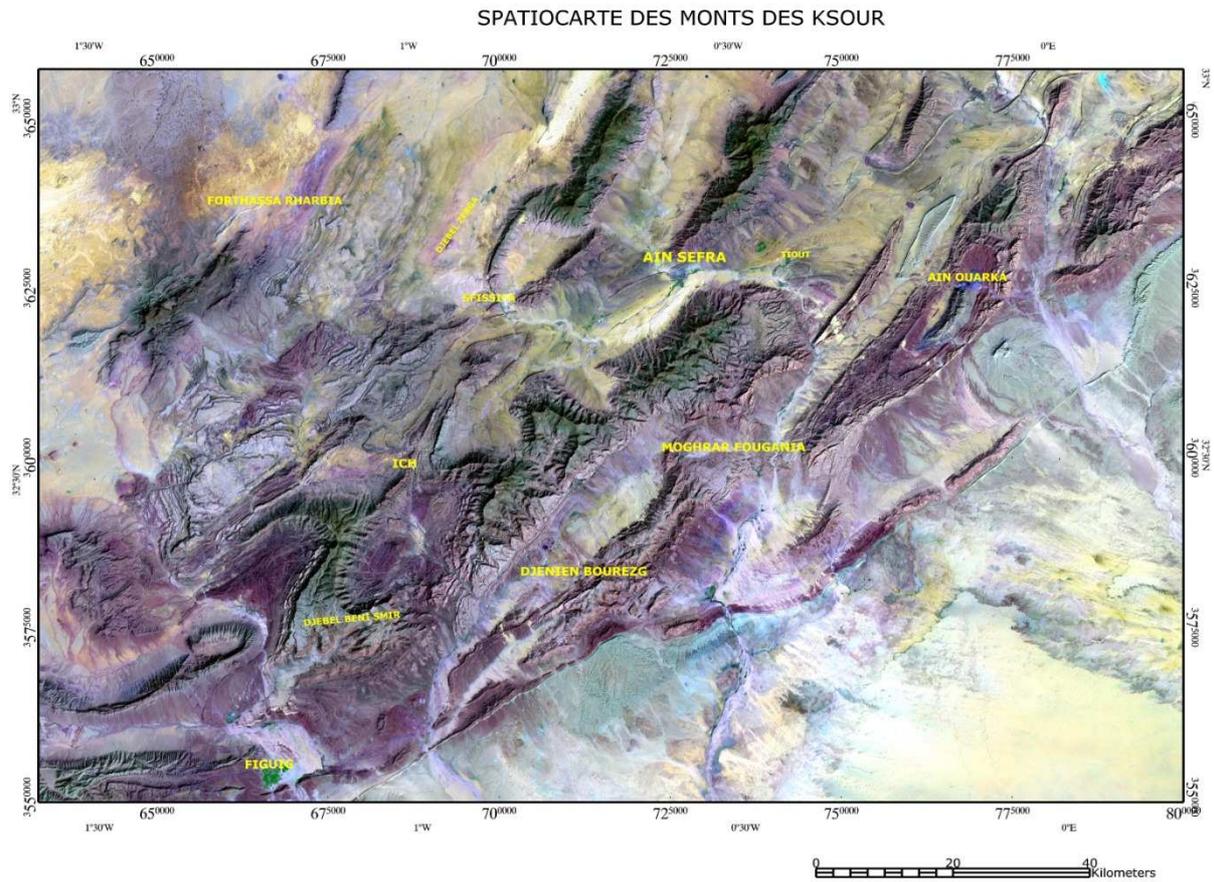
La cartographie des linéaments sera réalisée en traçant directement les structures linéaires arrachées sur les divers images filtrées, les images binaires, les bandes ratios, l'image en composé coloré et l'image des composantes principales.

La quatrième étape sera la superposition de toutes les cartes de linéaments obtenues par les différents traitements avec celle de Galmier (carte photogéologique rassemblée).

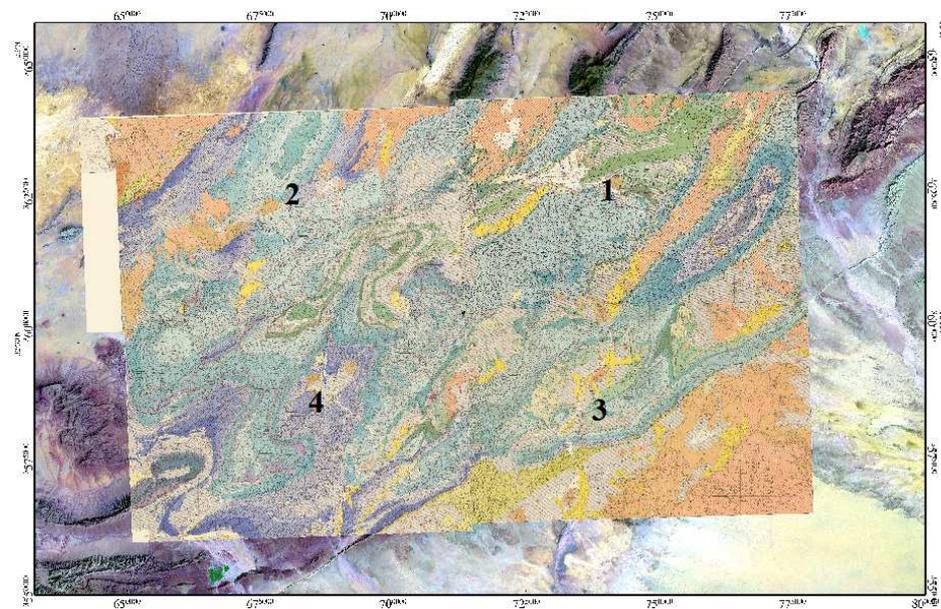
Enfin la dernière étape consiste à créer une carte de synthèse de linéaments.

Ces données seront ensuite utilisées pour tracer des rosaces de directions à l'aide d'autres logiciels (Excel, Rose, SPO, Stéréonet 32, ) pour une étude statistique de la fracturation.

Seuls les linéaments d'origine structurale ont un intérêt dans cette étude. Les linéaments identifiés à partir des images satellitaires font l'objet d'une analyse fréquentielle permettant de ressortir les directions principales pouvant ensuite être comparées à celles des accidents relevés sur le terrain (chapitre 3).



**Fig. 57 :** Spatiocarte issue d'une composition colorée 7 4 2



**Fig. 58 :** Fenêtre représentant les 4 cartes photogéologiques au 1/100.000<sup>ème</sup> (Galmier, 1971) géoréférencées et rassemblées, superposées sur une image satellitale issue d'une mosaïque de 4 scènes Landsat 7 ETM+ en composition colorée 742 : - 1 : Aïn Séfra, 2 : Forthassa Rharbia, 3 : Moghrar et 4 : Djénien

Ce travail sera complété par une analyse de cette carte de linéaments et une mise en évidence des relations fracturation-structures, fracturation-zones de cisaillement, fracturation-formations lithologiques, fracturation-âges, etc.

#### **D. Traitements numériques des images et résultats des traitements**

Le traitement d'images nécessite des logiciels spécifiques de traitement et de gestion de données numériques recueillies, comme l'ENVI, MapInfo, Excel, Corel, SPO, Rose, Stéréonet, etc. ). Il existe une procédure classique à suivre pour ce traitement (voir tableau, fig. 56). Elle englobe les compositions colorées, les rapports de bandes (ou bandes ratios), les analyses en composantes principales (ACP), les filtres directionnels, etc. C'est un travail qui nécessite beaucoup de temps surtout dans notre cas parce que nous avons une superficie de plus de 15.000 km<sup>2</sup> à traiter.

Le résultat de chaque traitement sera confronté aux linéaments déjà tracés sur les photogéologiques. Les caractéristiques de chaque linéament seront inventoriées pour créer une base de données composée de : direction, longueur et âge. Ce qui nous intéressera le plus c'est la fréquence de la fracturation.

#### **Résultats des traitements : discrimination lithologique des formations et distinction des linéaments**

Les résultats obtenus en se basant sur les différents traitements numériques appliqués aux images satellitales peuvent être présentées en deux grands axes, à savoir une discrimination de la lithologie des différentes formations de la région et un inventaire des linéaments, toutefois cette procédure est basée sur la photogéologie de Galmier seul support existant en plus des travaux de terrain.

A partir de la carte photogéologique de Galmier et des images satellitaires traitées nous pouvons faire une corrélation lithologique bien marquée qui nous serait très utile pour discerner les différents linéaments (accidents cassants).

##### **a. La composition colorée**

La composition colorée des canaux 7 4 2, le rouge, le vert et le bleu sont affectés respectivement aux bandes 7, 4, 2. Cette combinaison nous a permis de bien distinguer les formations du Cénomano-Turonien en vert clair (Cr. Sup.) ; Il s'agit de calcaires et de marnes. En vert pistache la série gréseuse du Barrémien-Aptien-Albien (Cr. Sup.) et les grés de la formation d'Aïssa en marron clair (Jur. sup.), enfin le jurassique moyen en marron foncée

(Jur. moy.) qui représente les formations de Teniet El Klakh et de Tifkirt. Ces deux dernières formations sont séparées du Trias par le Lias (Jur. inf.) en bleu (Dolomie de Chémariikh, Alternances d'Aïn Ouarka et les marno-calcaires d'Aïn Rhézala). Il faut bien souligner la bonne apparence des basaltes triasiques en violet (Trias) (fig. 59). Cette composition colorée nous a permis aussi de mettre en évidence quelques linéaments déterminés à partir de discontinuités linéaires et de contraste de couleurs (fig. 60).

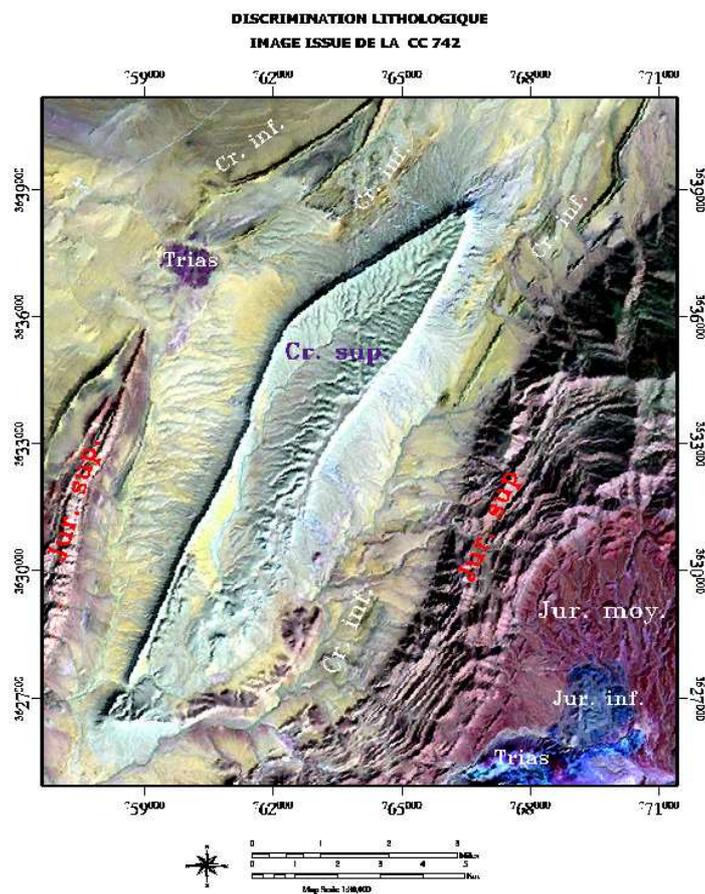
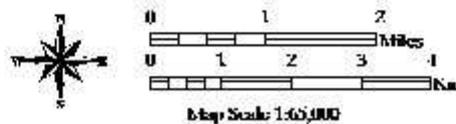
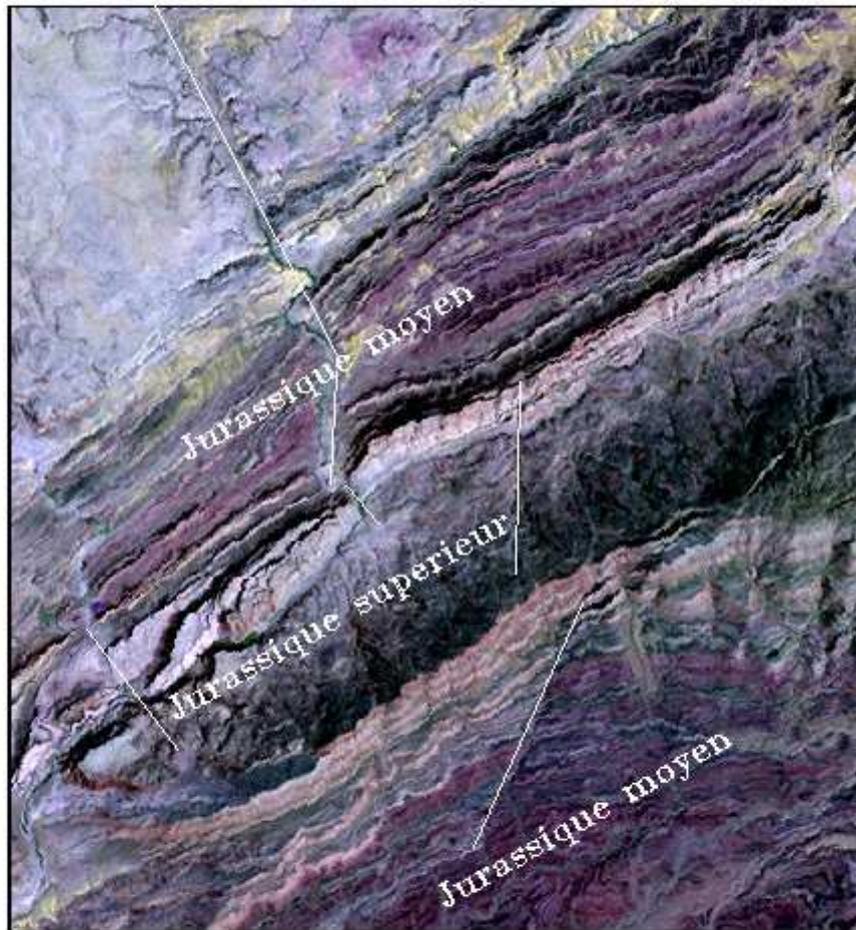


Fig. 59: Discrimination des différentes formations lithologiques issue des la composition colorée 7, 4 et 2 (Le synclinal perché de Rhoundjaïa d'âge Crétacé Supérieur.)

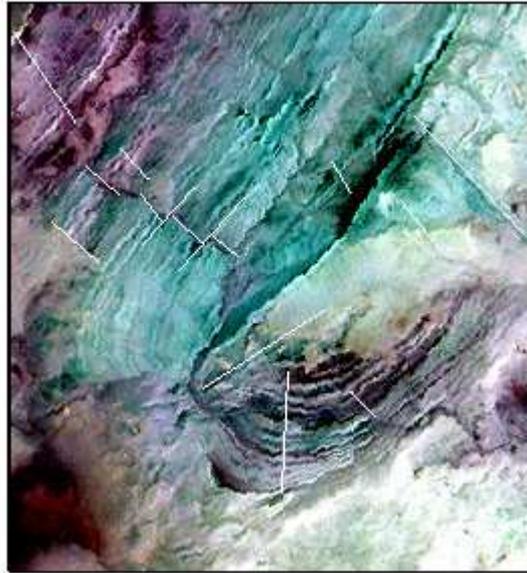
La composition colorée 7 4 2 nous a permis définir 23 linéaments.



**Fig. 60** : caractérisation de linéaments à base de contraste de couleur des différentes formations lithologiques issue des la composition colorée 7, 4 et 2

La composition colorée 4 5 7 a donné aussi de bons résultats surtout pour l'extraction des linéaments et la reconnaissance des grandes structures. L'exemple de l'anticlinal de Zerga de Sfisifa (fig. 61), la couleur verte représente le Jurassique inférieur et moyen, les linéaments représentent des fractures ; SW-NE, NW-SE et NS, la SW-NE est senestre.

Cette composition colorée a mis en évidence 83 nouveaux linéaments.



**Fig. 61** : caractérisation de linéaments basée sur le contraste et la discontinuité des couleurs des formations lithologiques issue des la composition colorée 4, 5 et 7

**b. Les bandes ratios**

L'étude des rapports de bandes (ratios) est utilisée pour augmenter la différence spectrale entre les bandes ; comparer des bandes spectrales produira une image avec une concentration de l'information. Pour cela nous avons choisi les rapports de bandes suivants : 5/3, 4/2, 3/1 ; ces derniers sont combinés selon cette ordre en R V B (**Fig. 62**). L'utilisation de ce traitement permet également d'établir une bonne discrimination des lithologies.



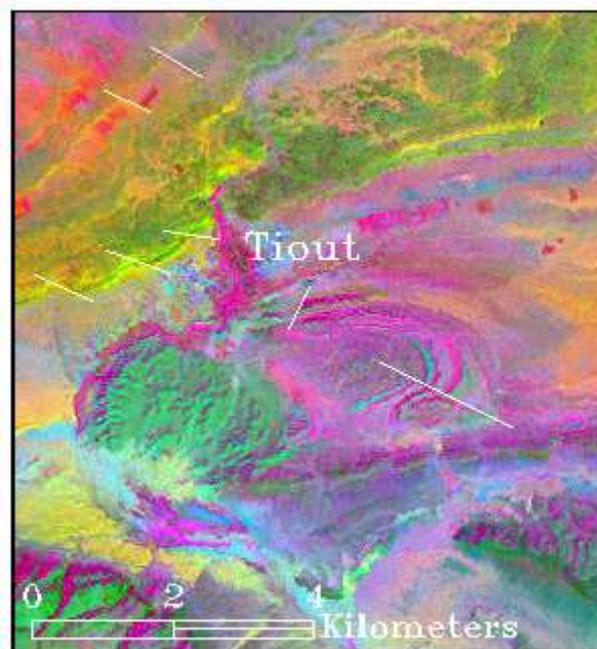
**Fig. 62** : Rapport de bandes 5/3, 4/2, 3/1

Site nord de la Raknet El Kahla

Ce traitement nous a permis de discriminer 27 linéaments

### c. Analyses en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales est une technique qui consiste à condenser les données numériques originelles en de nouveaux canaux de façon à ce qu'ils ne présentent pas de corrélation entre eux. L'utilisateur procède au choix des composantes en fonction de critères propres à son étude. Aucune règle générale n'est à admettre, le choix du nombre des composantes constitue l'étape la plus importante de l'ACP. Dans notre cas nous avons utilisé les trois premières composantes mais nous avons affecté la CP3 au rouge, la CP1 au vert et la CP2 au bleu. Ce traitement nous a donné 16 nouveaux linéaments (fig. 63).



**Fig. 63 :** L'ACP 3, 1 et 2 en composante colorée  
(Région de Tiout)

### d. Les filtres directionnels

L'objectif de l'application des filtres directionnels est de mettre en évidence le réseau linéaire de l'image satellitaire. Les filtres directionnels améliorent la perception des linéaments en provoquant un effet optique d'ombre portée sur l'image. Les filtres permettent de mieux discerner les linéaments dont les directions sont perpendiculaires à la direction du filtre.

Sur la zone étudiée, nous avons appliqué plusieurs filtres directionnels : *N-S (0°) avec une matrice 5×5 et 3×3, NE-SW (45°) avec une matrice 5×5 et 3×3, E-W (90°) avec une matrice 5×5 et 3×3, et NW-SE (135°) avec une matrice 7×7, 5×5 et 3×3*. Pour étudier les structures **plus fines** nous avons utilisé la matrice **3×3** et les structures *régionales, les matrices 7×7 et 5×5*.

La combinaison des différents filtres directionnels nous a permis d'obtenir 562 nouveaux linéaments :

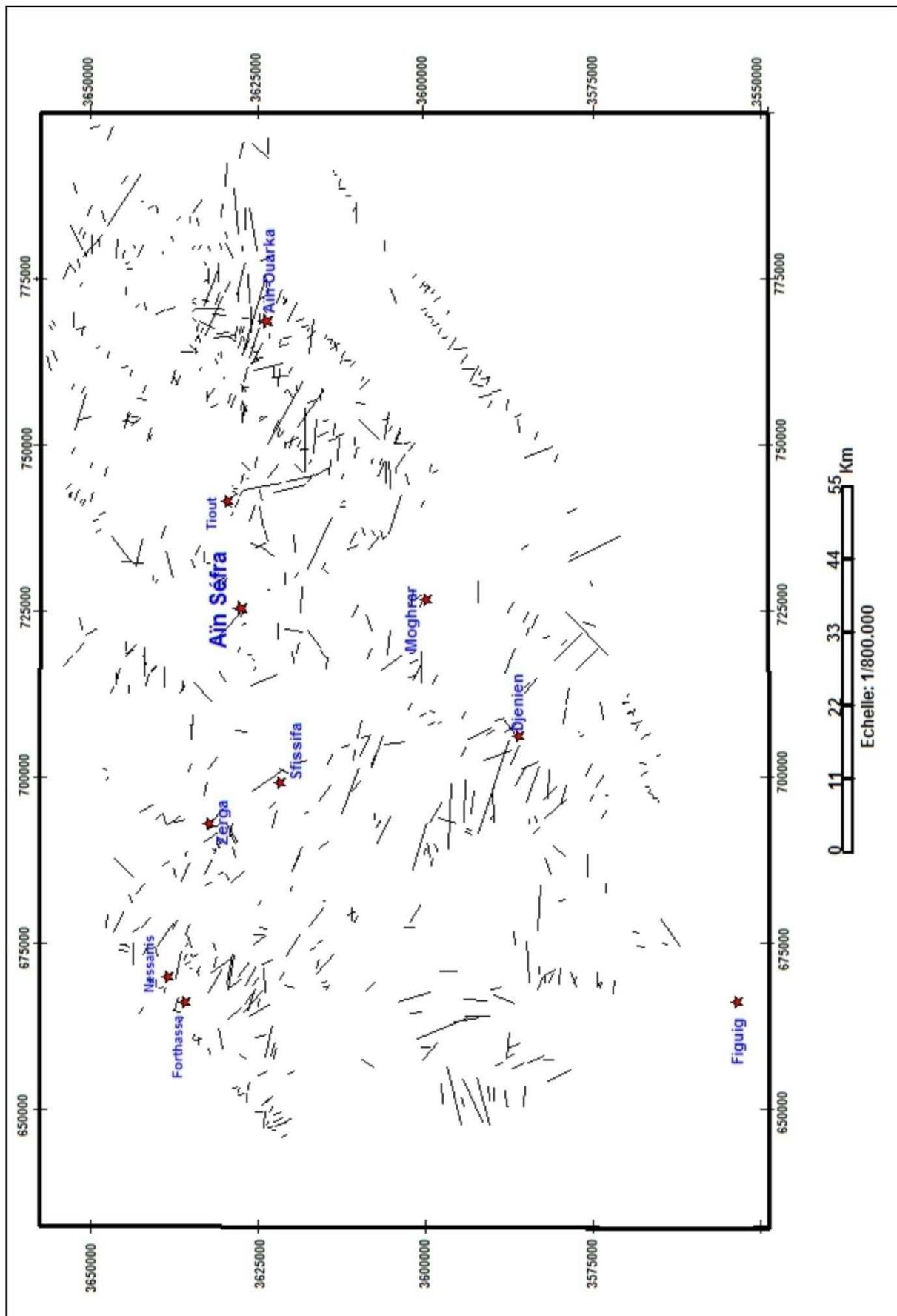
La direction N-S : 125 linéaments (matrice  $5 \times 5$  : 49 et matrice  $3 \times 3$  : 76)

La direction NE-SW : 239 linéaments (matrice  $5 \times 5$  : 165 et matrice  $3 \times 3$  : 74)

La direction E-W : 98 linéaments (matrice  $5 \times 5$  : 25 et matrice  $3 \times 3$  : 73)

La direction NW-SE : 100 linéaments (matrice  $7 \times 7$  : 11, matrice  $5 \times 5$  : 21 et matrice  $3 \times 3$  : 68).

#### **e. Les résultats obtenus**



**Fig. 64 : Carte de linéaments issue des images satellitaires**

Le résultat final du traitement des images satellitaires Landsat 7 ETM+ nous a donné un ensemble de 716 linéaments (Fig. 64).

La **première phase** de cette étude des linéaments est donc achevée par la localisation et l'extraction de 716 linéaments à partir des différentes techniques de traitement d'image ce qui nous a permis d'établir une première carte de linéaments issue des images satellitaires (fig. 64).

La **deuxième phase** concerne la numérisation (vectorisation) des fractures des quatre cartes photogéologiques rassemblées. Elle nous a donné 3743 accidents cassants.

La **Troisième phase** : Etapes d'analyses statistiques des linéaments de la carte linéamentaire globale (figure 65)

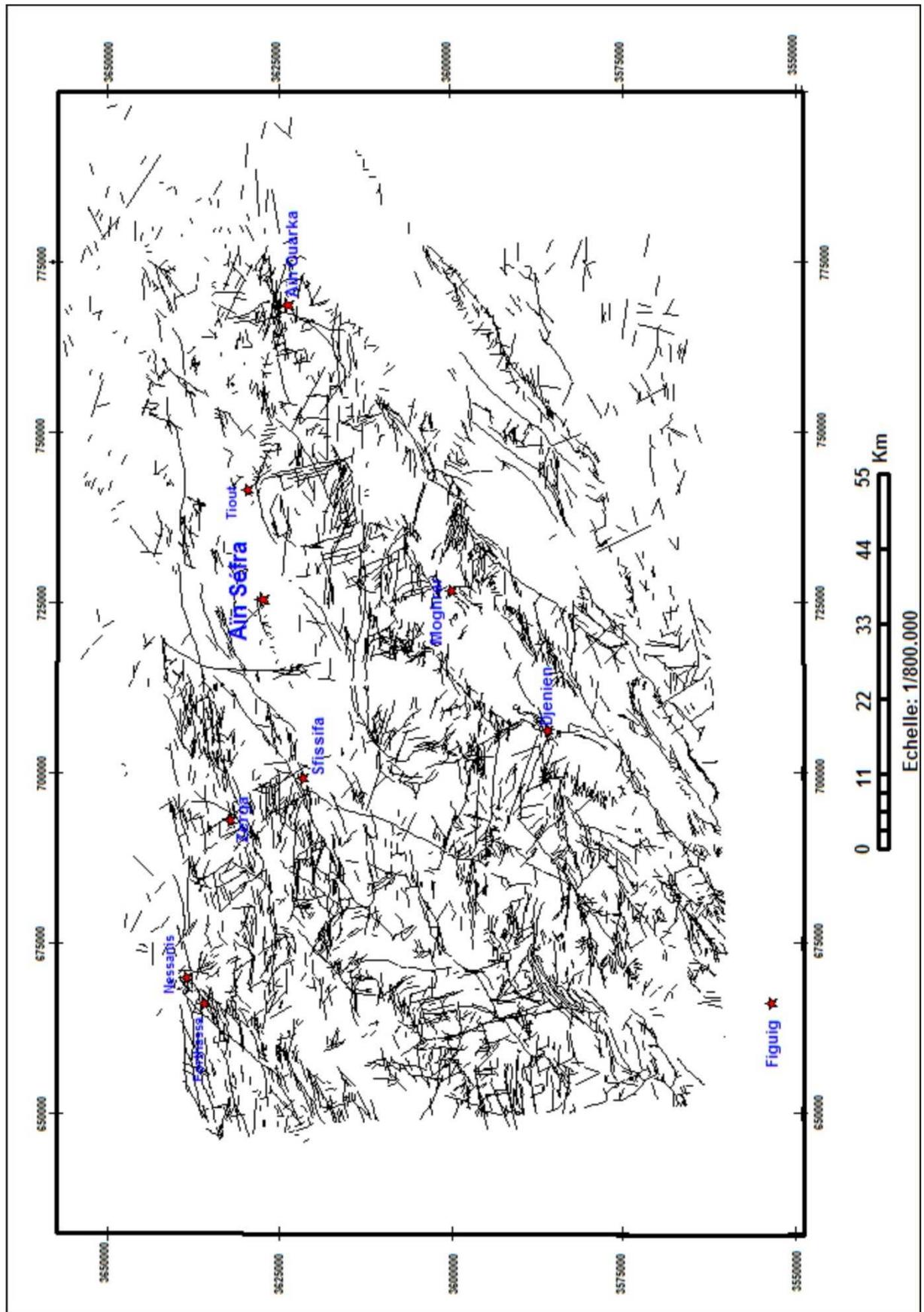
## **E. Etapes d'analyses statistiques des linéaments de la carte linéamentaire globale**

### **1. Une première interprétation visuelle des cartes :**

- Une concentration des linéaments dans le côté ouest, par contre le côté SE est moins dense.
- Les linéaments de direction SW-NE sont moins importants relativement aux directions N-S, E-W et NW-SE. La majorité des structures des monts des Ksour (notre terrain d'étude) sont orientées SW-NE tels que Djebel Boulaghfad, Djebel Aïssa, Djebel Morghad, Djebel Djara, Djebel Zerga, etc. Alors les linéaments n'apparaissent pas car elles sont longitudinales c'est-à-dire parallèles à ces structures, ce qui rend difficile leur distinction. Connaissant la géologie de notre terrain, ces grands accidents longitudinaux correspondent à des failles inverses décrochantes senestres ou à des décro-chevauchements. Par ailleurs, la discrimination des faciès (de la lithologie) grâce à la télédétection par les traitements spécifiques des images (CC 7.4.2, 4.5.7, les ACP, les bandes ratios, etc.) ne sont pas suffisants pour caractériser un membre d'un autre membre au sein d'une même formation, ou une formation d'une autre formation si ces entités géologiques sont gréseuses, telles que la formation de Djara et la formation d'Aïssa sur plus de 1000m de sédiments pour les deux.

Un exemple à signaler dans la formation d'Aïssa à Djebel Djara, une faille décrochante inverse longitudinale kilométrique avec un rejet vertical de 300m été mise en évidence sur le terrain, n'a pas été détectée par la télédétection. Il faut donc un traitement spécifique qui peut discriminer cette discontinuité dans les grès.

- Le nombre des linéaments est élevé dans les terrains gréseux du Jurassique moyen et supérieur (formations de Djara et Aïssa).
- Les linéaments de direction NW-SE possèdent un nombre plus ou moins élevés dans le côté NW.
- Les linéaments de direction E-W possèdent un nombre plus ou moins élevés dans le côté est et sud-est.
- Dans la carte de Galmier, les linéaments les plus longs sont situés dans les formations du tertiaire et occupent la partie nord de la carte.



**Fig. 65 : Carte de linéaments globale issue des images satellitales et des quatre cartes photogéologiques rassemblées**

## **2. Analyse thématique à l'aide des rosaces**

Notre objectif est d'établir une carte de linéaments et de l'interpréter. Ce travail a été effectué grâce à des méthodes diverses et complémentaires de laboratoire mais appuyées et confirmées par l'analyse de terrain.

L'analyse de ces linéaments a été établie en fonction de deux critères :

- par rapport au nombre (N) selon leurs orientations.
- par rapport à leurs longueurs (L) selon leurs orientations.

L'établissement des rosaces quantitatives (N) et qualitatives (L) et des histogrammes de fréquence tient compte des paramètres suivants :

- N : nombre de linéaments en fonction de leurs orientations.
- N% : pourcentage par rapport au nombre total.
- L : longueur de linéaments selon leurs orientations.
- L% : pourcentage par rapport à la longueur totale.
- C : classe avec un pas de 20°

L'analyse des différentes cartes linéamentaires sur lesquelles ont été reportés tous les linéaments visibles montre des directions surtout, WNW-ESE et NW-SE et d'autres directions ENE-WSW, E-W et N-S (figures: 64 et 65).

Cette analyse aboutit à la confection des rosaces et des histogrammes dont l'interprétation fait ressortir les principales directions des accidents qui caractérisent ce secteur.

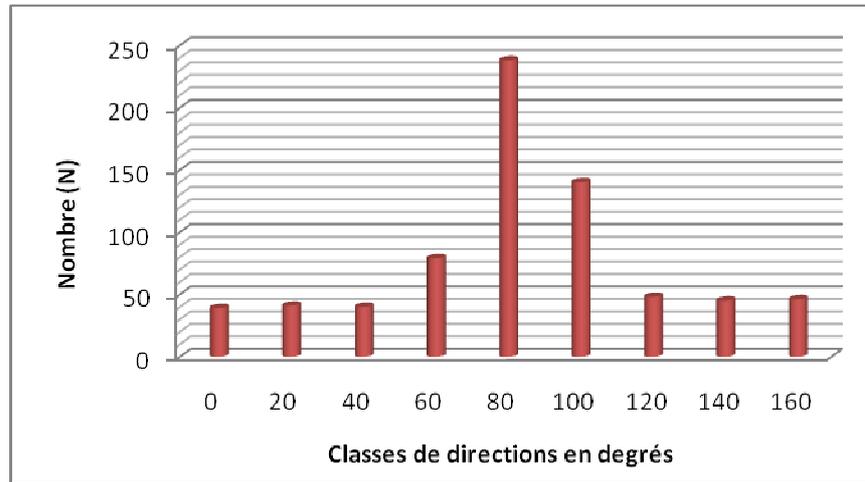
## **2.1 Analyses statistiques des linéaments et analyses spatiales**

### **- Linéaments issus de la carte d'Aïn Séfra de Galmier (fig. 66) :**

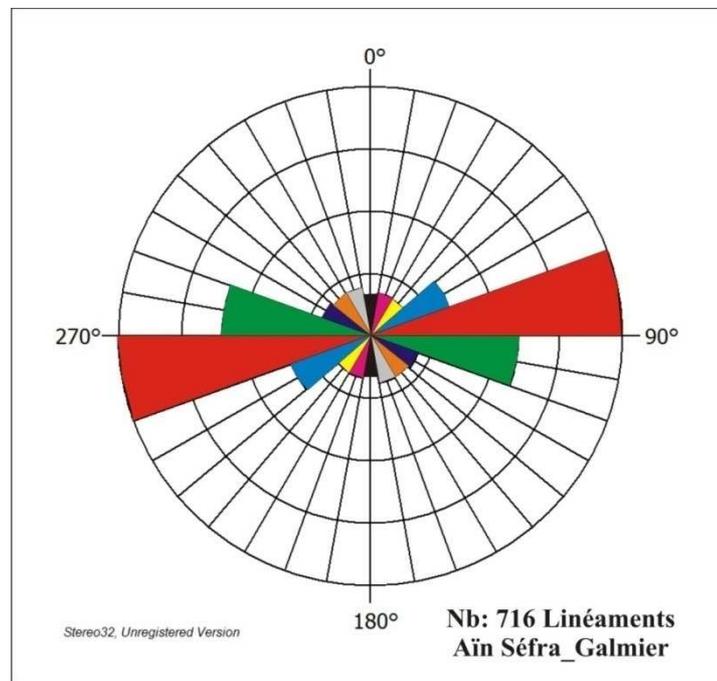
La rosace quantitative (N) de la carte linéamentaire est établie à partir de 716 mesures de linéaments pour la rosace N. Ces mesures sont réparties en 9 classes avec un pas de 20°.

L'aspect de la rosace de distribution directionnelle de fréquence (N) (figures : 66 et 67), indique que les directions ENE-WSW surtout et WNW-ESE sont dominantes d'où les fortes concentrations dans les classes N70° à N90° et N90° à N110°. Ces dernières sont suivies par la direction comprise entre N50° à N70°

Avec un degré moins important par rapport aux directions précédentes viennent les directions N-S et les autres classes qui sont presque de même taux.

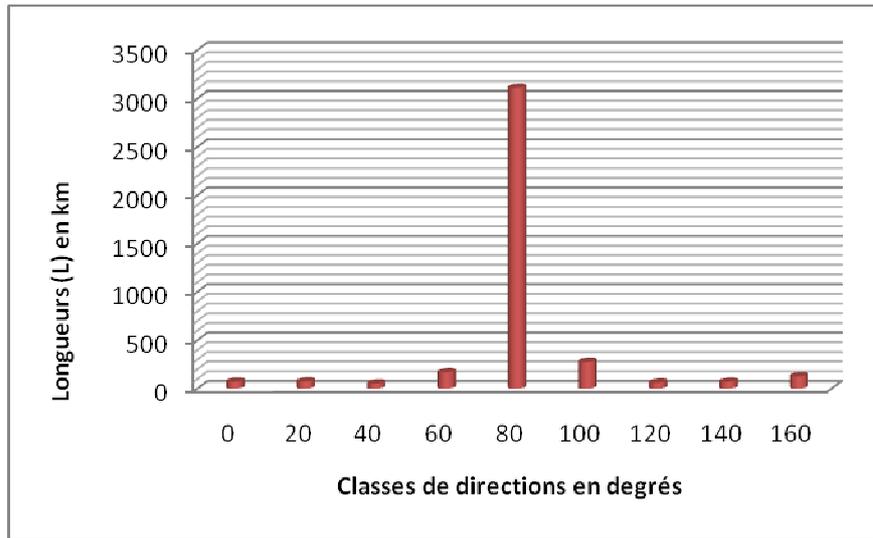


**Fig. 66:** Histogramme quantitatif des linéaments issus de la carte photogéologique d'Aïn Séfra (Galmier)



**Fig. 67:** Rosace quantitative (nombre de linéaments en fonction de leurs orientations), réalisée à partir de la carte linéamentaire de la photogéologie d'Aïn Séfra

La rosace et l'histogramme quantitatives (figure 66, 67) et, l'histogramme de distribution directionnelle qualitative (L) (figure 68), montrent que les classes qui présentent le plus grand nombre (N) sont celles qui présentent les plus grandes longueurs (L) (classe N70° à N90°).

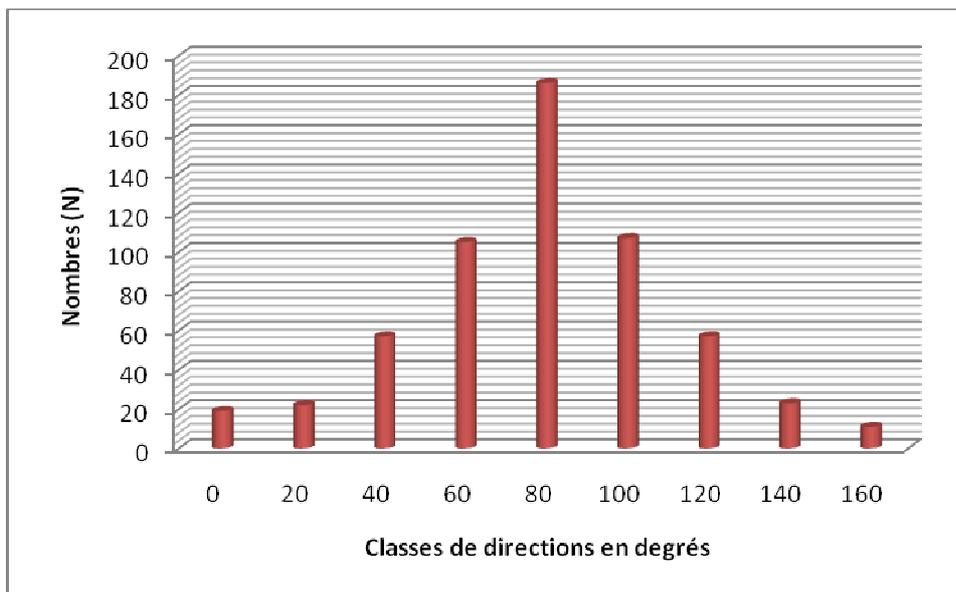


**Fig. 68:** Histogramme qualitatif des linéaments issus de la carte photogéologique d'Aïn Séfra

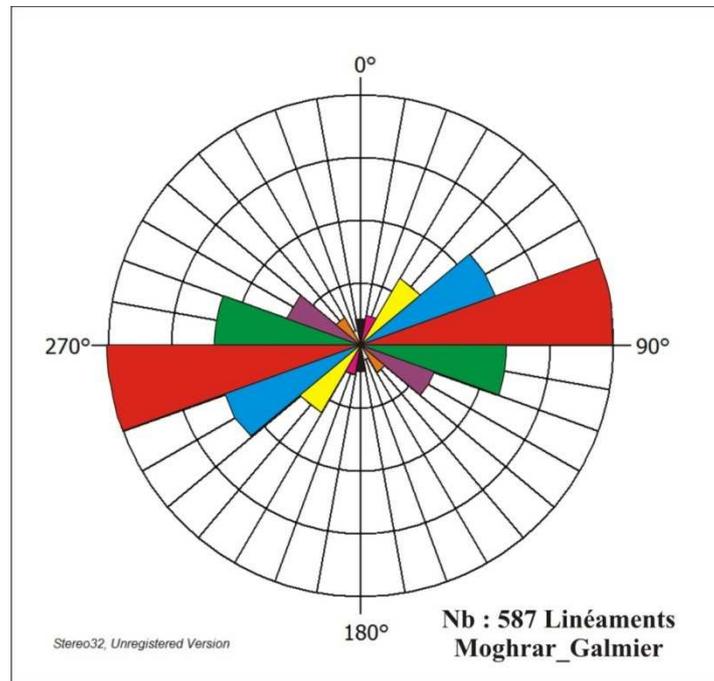
**- Linéaments issus de la carte de Moghrar de Galmier (fig. 69) :**

La rosace quantitative (N) de la carte linéamentaire est établie à partir de 587 mesures de linéaments qui sont réparties en 9 classes avec un pas de 20°.

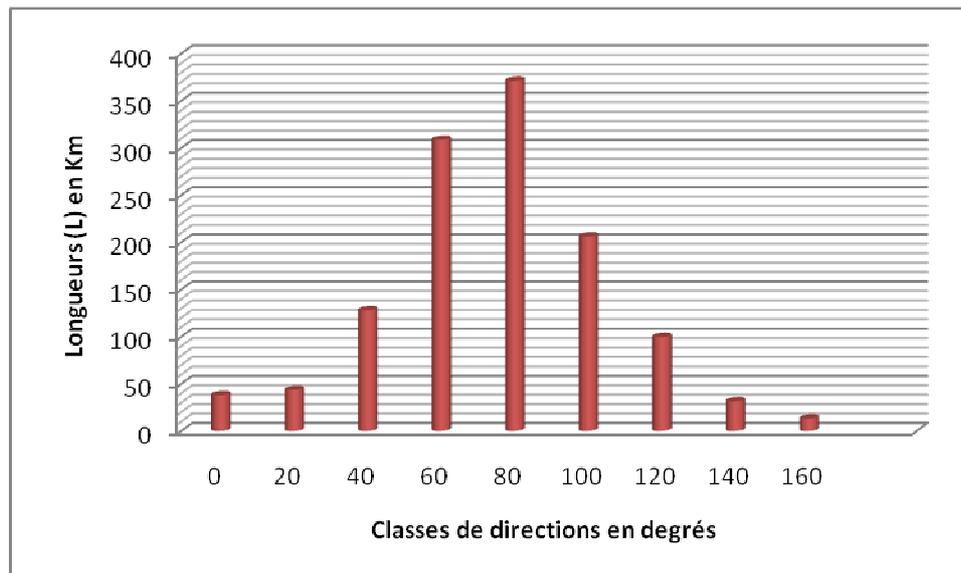
L'aspect de l'histogramme quantitatif (figures : 69) et de la rosace de distribution directionnelle de fréquence (N) (figures : 70), indique que les directions ENE-WSW sont les plus fréquentes, elles sont bien exprimées par la classe N70° à N90°. Ensuite viennent les classes N50° à N70° et N90° à N110° qui sont de même taux. Avec un degré moins important par rapport aux directions précédentes viennent les directions dont les classes sont comprises entre N30° à N50° et entre N110° à N130°. Ces deux classes sont de même taux.



**Fig. 69:** Histogramme quantitatif des linéaments issus de la carte photogéologique de Moghrar



**Fig. 70:** Rosace quantitative (nombre de linéaments en fonction de leurs orientations), réalisée à partir de la carte linéamentaire de la photogéologie de Moghrar



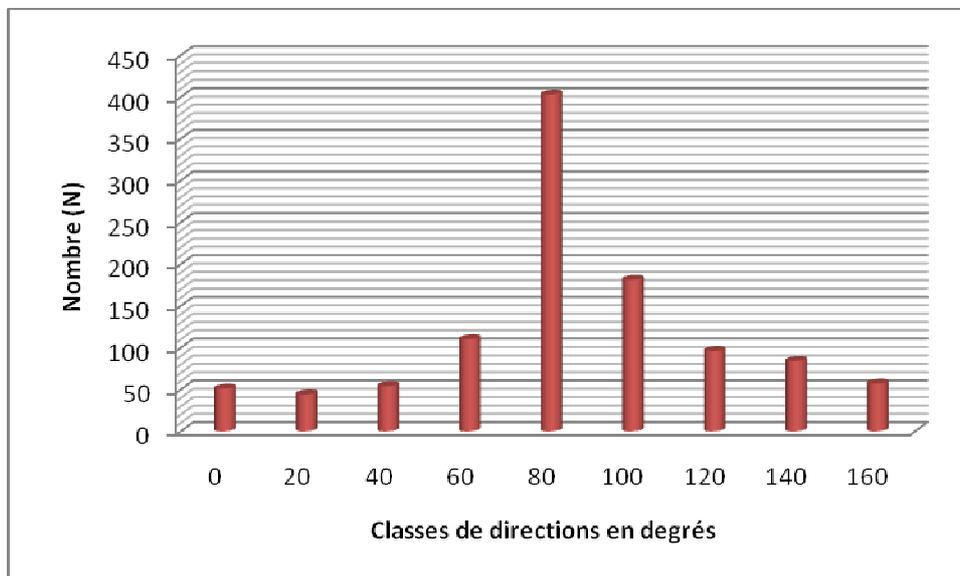
**Fig. 71:** Histogramme qualitatif des linéaments issus de la carte photogéologique de Moghrar

La rosace et l'histogramme quantitatives (figure 69, 70) et, l'histogramme de distribution directionnelle qualitative (L) (figure 71), montrent que les classes qui présentent le plus grand nombre (N) sont celles qui présentent les plus grandes longueurs (L).

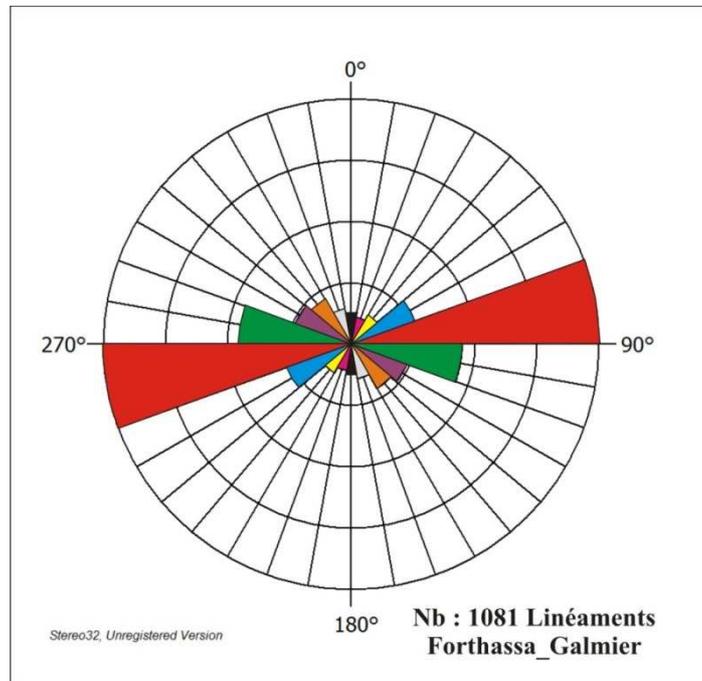
**- Linéaments issus de la carte de Forthassa (fig. 72) :**

L'histogramme quantitatif (N) (figure 72) et La rosace quantitative (N) (figure 73) de la carte linéamentaire de Forthassa est établie à partir de 1081 mesures de linéaments qui sont réparties en 9 classes avec un pas de 20°.

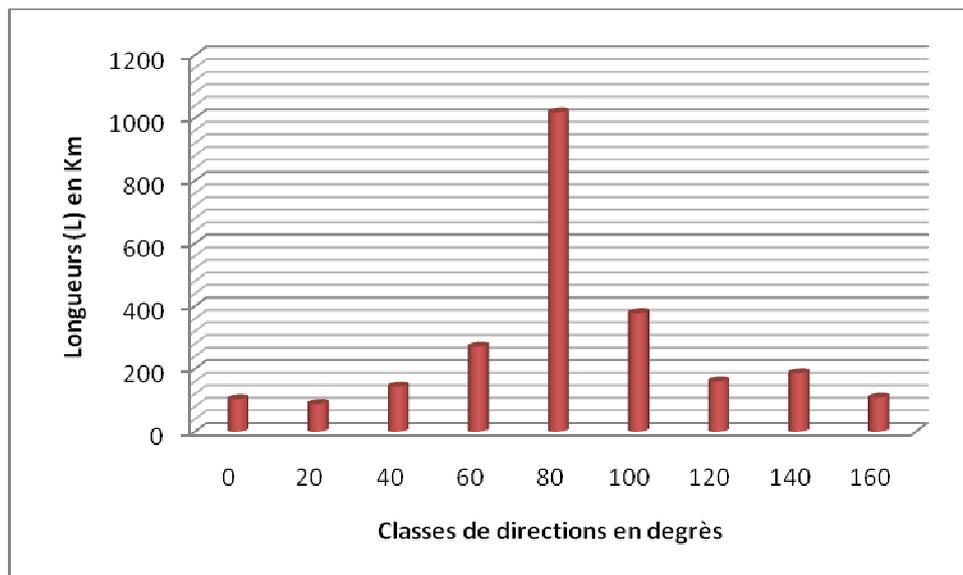
La répartition des linéaments montre une fréquence très élevée de la classe comprise entre N70° à N90°, suivie par la classe de direction N90° à N110°.



**Fig. 72 :** Histogramme quantitatif des linéaments issus de la carte photogéologique de Forthassa



**Fig. 73 :** Rosace quantitative (nombre de linéaments en fonction de leurs orientations), réalisée à partir de la carte linéamentaire de la photogéologie de Forthassa



**Fig. 74:** Histogramme qualitatif des linéaments issus de la carte photogéologique de Forthassa

On note que la classe moyenne N80 qui présente les plus grandes longueurs, suivie de la classe N100 et N60.

**- Linéaments issus de la carte de Djénien Bourezg (fig. 75, 76 et 77) :**

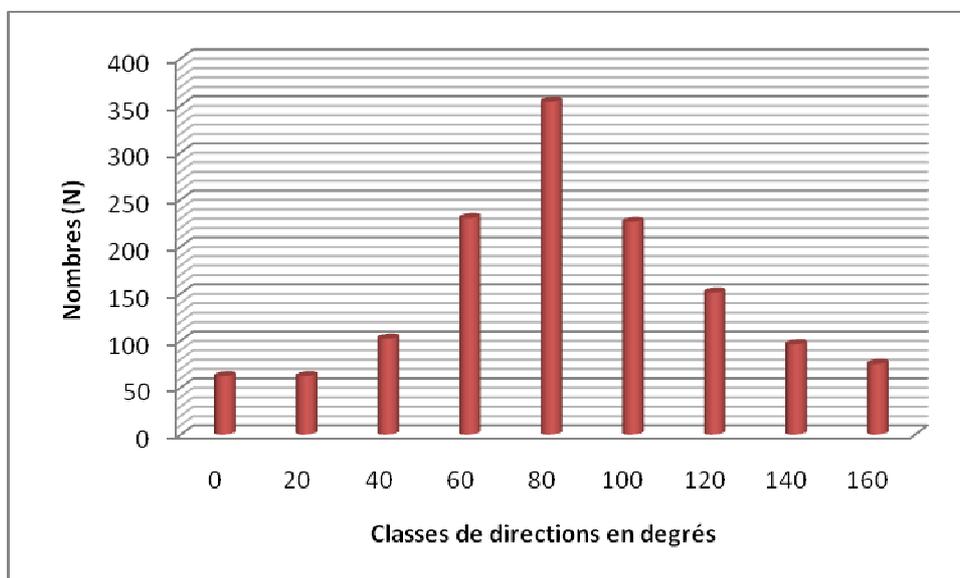
L'histogramme (figure 75) et la rosace quantitative (figure 76) (N) de la carte linéamentaire de Djénien Bourezg est établie à partir de 1359 mesures de linéaments qui sont réparties en 9 classes avec un pas de 20°.

L'aspect de la rosace de distribution directionnelle de fréquence (N) (figures : 75 et 76), indique que c'est toujours la classe de directions comprises entre N70° à N90° qui est la plus fréquente comme dans les cas précédents.

Cette classe est succédée par deux autres classes de même pourcentage ; la classe comprise entre N50° à N70° et la classe comprise entre N90° à N110°.

Une quatrième classe N110° à N130° vient ensuite avec un taux relativement moins important que les précédents.

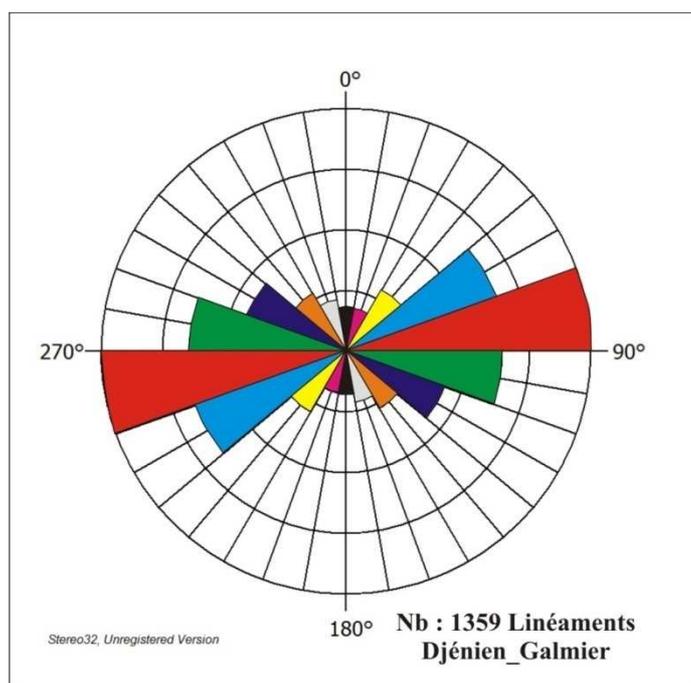
Enfin Avec un degré beaucoup moins important par rapport aux directions précédentes viennent les directions dont les classes sont comprises entre N30° à N50° et entre N130° à N150°.



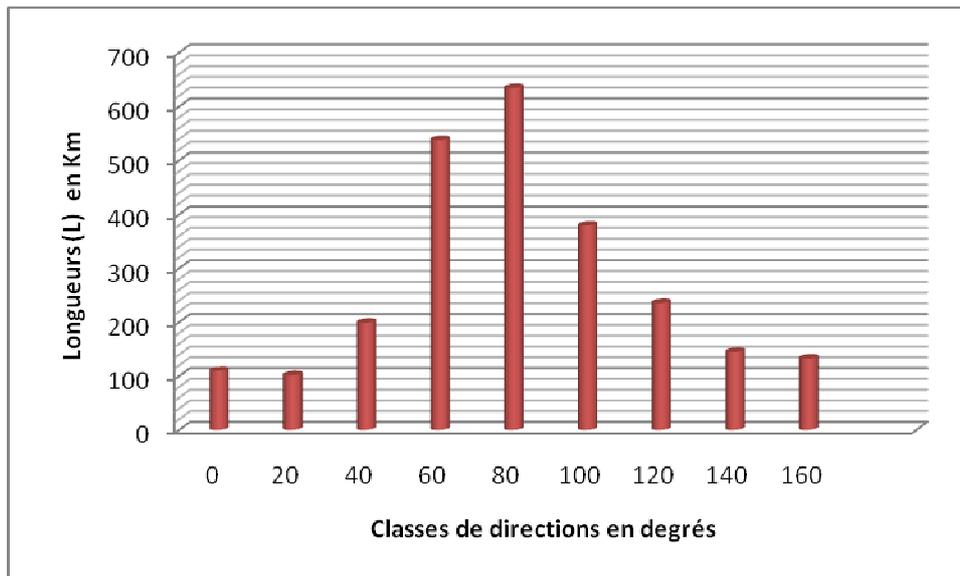
**Fig. 75 :** Histogramme quantitatif des linéaments issus de la carte photogéologique de Djénien Bourezg

La rosace et l'histogramme quantitatives (figure 75, 76) et, l'histogramme de distribution directionnelle qualitative (L) (figure 77), montrent que les classes qui présentent le plus grand nombre (N) sont celles qui présentent les plus grandes longueurs (L).

Il faut noter que nous avons presque la même distribution directionnelle des linéaments dans la zone nord que dans la zone sud, c'est-à-dire même distribution directionnelle de fréquence des linéaments dans la rosace d'Aïn Séfra et la rosace de Forthassa au Nord et même distribution directionnelle de fréquence des linéaments dans la rosace de Moghrar et la rosace de Djénien au Sud.



**Fig. 76** : Rosace quantitative (nombre de linéaments en fonction de leurs orientations), réalisée à partir de la carte linéamentaire de la photogéologie de Djénien Bou Rezg



**Fig. 77:** Histogramme qualitatif des linéaments issus de la carte photogéologique de Djénien

Nous avons remarqué aussi que la zone occidentale et surtout sud occidentale présente un réseau de fracture plus dense relativement à la partie orientale et surtout la partie sud orientale.

Le nombre de linéaments dans la partie nord est égale à 1797 linéaments (Forthassa : 1081 et Aïn Séfra : 716). Le nombre de linéaments dans la partie sud est égale à 1946 linéaments (Djénien : 1359 et Moghrar : 587).

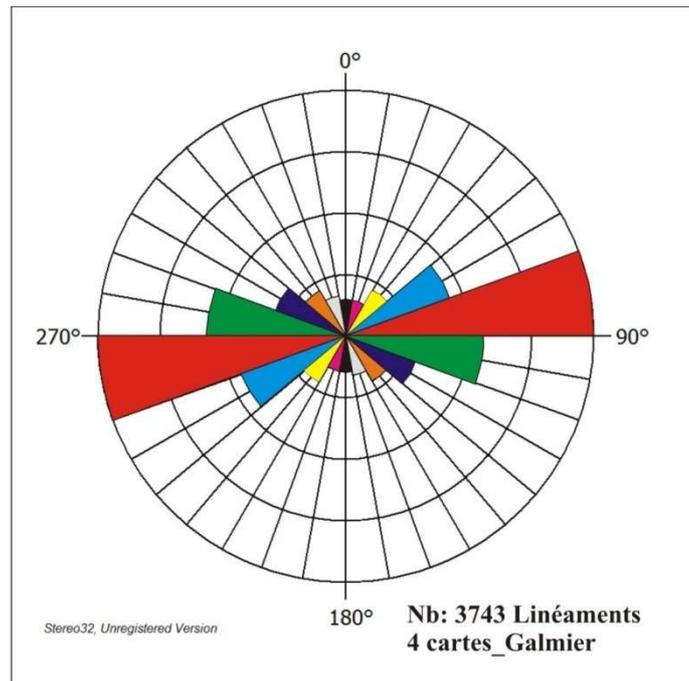
**- Linéaments issus des 4 cartes rassemblées (fig. 78) :**

La rosace quantitative (N) de la carte linéamentaire des quatre cartes photogéologiques rassemblées est établie à partir de 3743 mesures de linéaments (somme des 4) qui sont réparties en 9 classes avec un pas de 20°.

L'aspect de la rosace de distribution directionnelle de fréquence de fractures (N) indique une organisation en taux spécifiques pour chaque classe, répartis du taux le plus élevé vers le taux le moins élevé :

- La première classe la plus importante N70°-N90°
- La deuxième classe N90°-N110°
- La troisième classe N50°-N70°
- La quatrième classe N110°-N130°
- La cinquième classe N30°-N50°
- La sixième classe N130°-N150°

Les trois dernières positions sont représentées par les trois autres classes qui sont et restent presque de même taux (fig. 78).

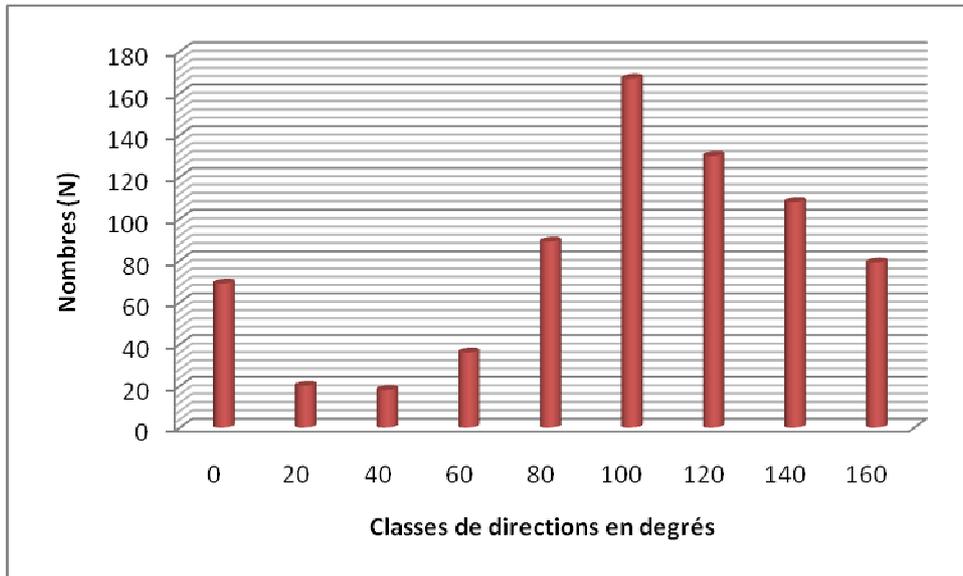


**Fig. 78:** Rosace quantitative (nombre de linéaments en fonction de leurs orientations), réalisée à partir de la carte linéamentaire des 4 cartes photogéologiques rassemblées

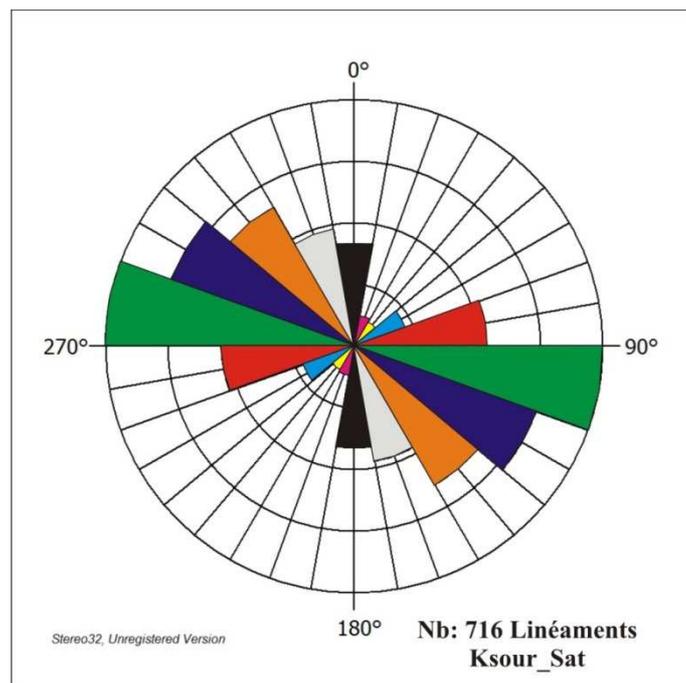
**- Linéaments issus de l'image satellitaire (fig. 79, 80 et 81) :**

L'histogramme quantitatif (figure 79) (N) et la rosace quantitative (figure 80) (N) de la carte linéamentaire issue de l'imagerie satellitaire sont établis à partir de 716 mesures de linéaments qui sont réparties en 9 classes avec un pas de 20°.

L'aspect de ces diagrammes de distribution directionnelle de fréquence de linéaments (N) indique que la classe N90°-N110° est la plus fréquente. Elle est suivie par la classe N110°-N130°, puis la classe N70°-N90°. En cinquième position vient la classe de direction comprise entre N150° et N170°, succédée par la classe N350°-N10° et enfin la classe comprise entre N50 et N70°. Les deux dernières classes sont de très faible taux.

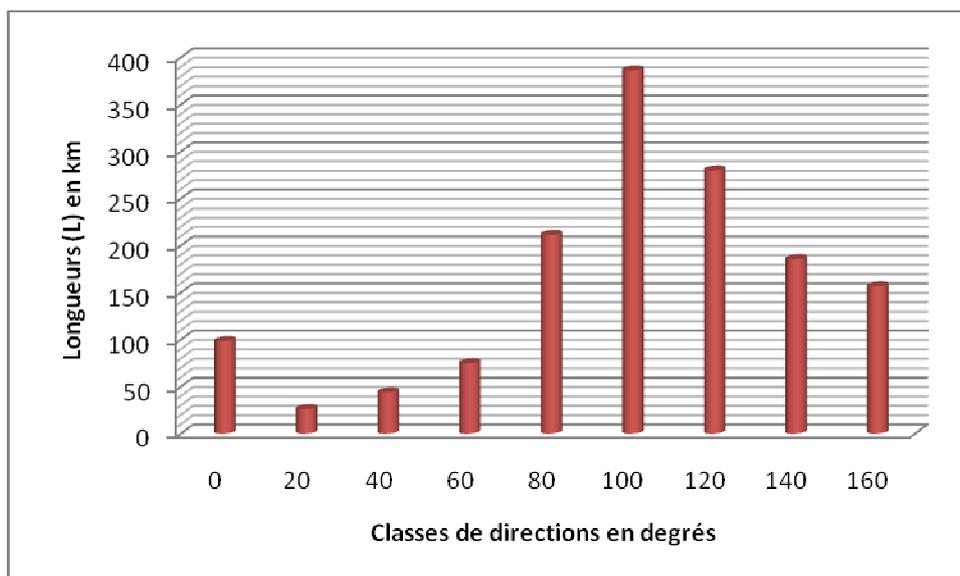


**Fig. 79 :** Histogramme quantitatif de la carte linéaire issue des images satellitaires



**Fig. 80:** Rosace quantitative (nombre de linéaments en fonction de leurs orientations), réalisée à partir de la carte linéaire de l'imagerie satellitaire.

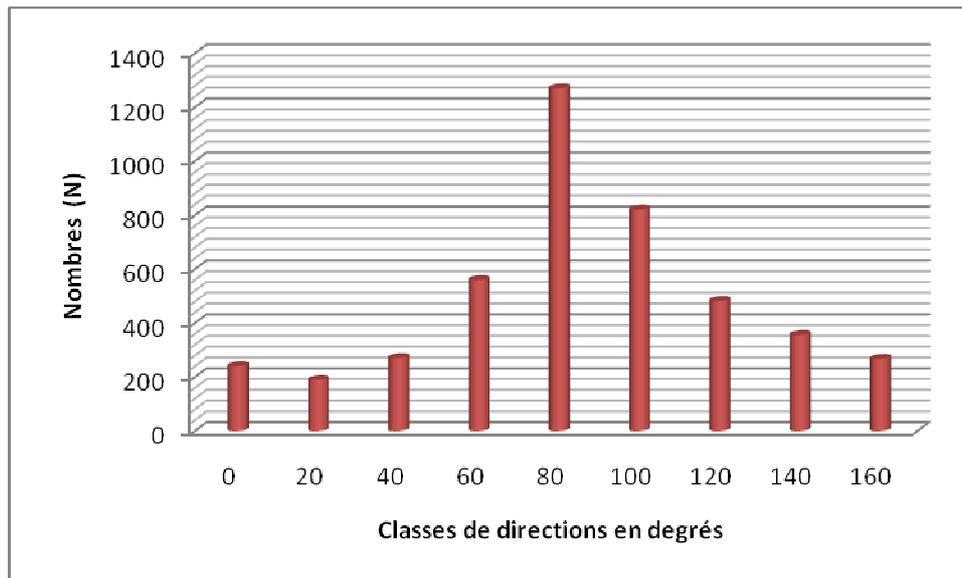
La rosace et l'histogramme quantitatives (figure 79, 80) et, l'histogramme de distribution directionnelle qualitative (L) (figure 81), montrent que les classes qui présentent le plus grand nombre (N) sont celles qui présentent les plus grandes longueurs (L).



**Fig.81:** Histogramme qualitatif de la carte linéaire issue des images satellitaires

- **Linéaments issus de la carte globale issue de la superposition des 4 cartes rassemblées et l'image satellitale (fig. 82, 83 et 84) :**

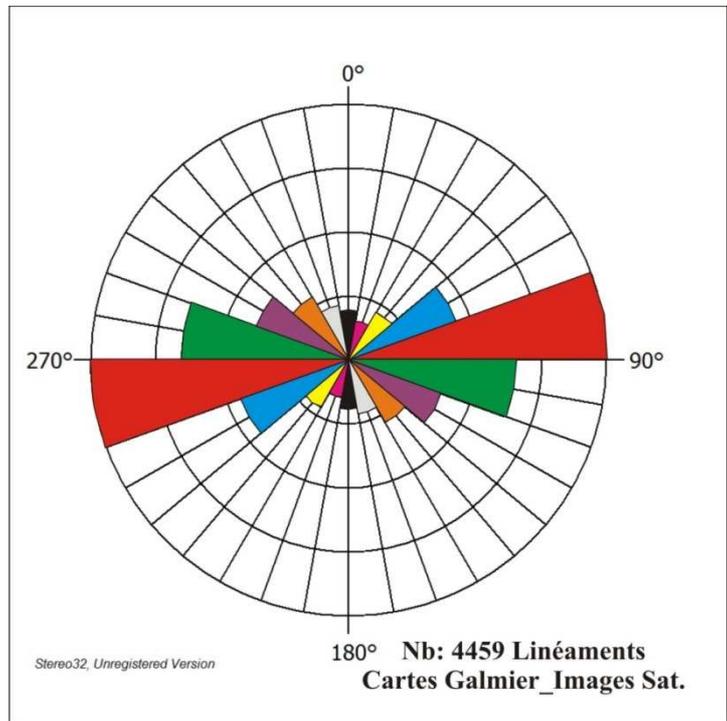
L'histogramme quantitatif (figure 82) et la rosace quantitative (N) (figure 83) de la carte linéaire issue de l'imagerie satellitale et les quatre cartes rassemblées sont établis à partir de 4459 mesures de linéaments qui sont réparties en 9 classes avec un pas de 20°.



**Fig. 82** : Histogramme quantitatif de la carte linéaire globale

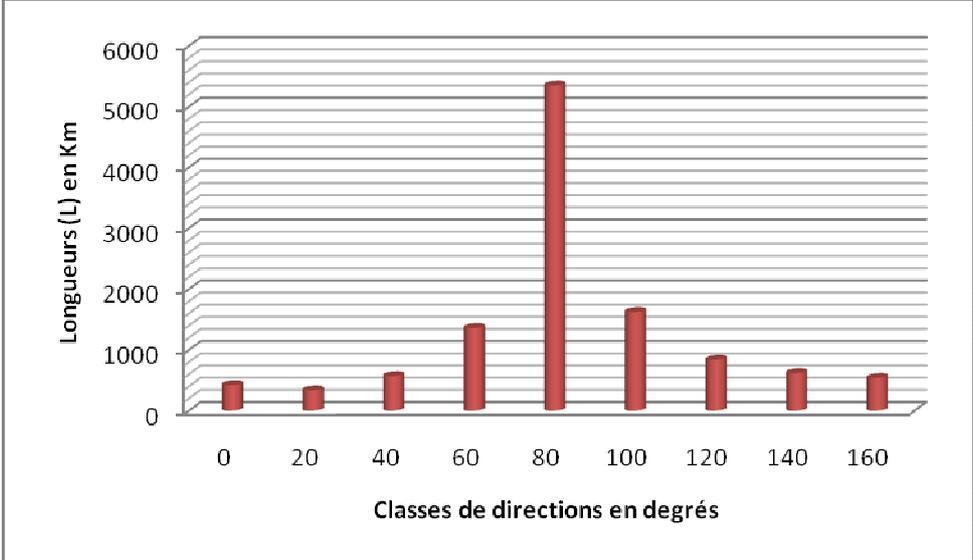
L'aspect de la rosace de distribution directionnelle de fréquence de linéaments (N) montre une nette organisation des différentes classes qui sont répartis comme suite ; de la classe la plus dominante à la classe la moins fréquente :

- La première classe N70°-N90°
- La deuxième classe N90°-N110°
- La troisième classe N50°-N70°
- La quatrième classe N110°-N130°
- La cinquième classe N130°-N150°
- La sixième classe N150°-N170° et la septième classe N30°-N50° occupe la même place.
- La huitième classe N350°-N10°
- La neuvième classe N10°-N30°



**Fig.83:** Rosace quantitative (nombre de linéaments en fonction de leurs orientations), réalisée à partir de la carte linéamentaire globale.

La rosace et l’histogramme quantitatives (figure 82, 83) et, l’histogramme de distribution directionnelle qualitative (L) (figure 84), montrent que les classes qui présentent le plus grand nombre (N) sont toujours celles qui présentent les plus grandes longueurs (L).



**Fig. 84:** Histogramme qualitatif de la carte linéamentaire globale

## **2.2 Confrontation des résultats aux données structurales de terrain :**

Les directions principales des fractures (accidents cassants) sublatitudinales (de N70° à N110°) que nous avons déterminé par le biais de la télédétection coïncident bien avec les données de terrain.

Les directions NE-SO ne sont pas bien exprimées sur l'image, car elles sont longitudinales aux structures. Nous les avons répertoriés par télédétection surtout dans les structures de direction E-O dans la partie sud occidentale de la zone d'étude.

Les directions NO-SE sont bien visibles sur l'image car elles sont perpendiculaires aux grandes structures, elles sont très faciles à répertorier.

La direction N-S est représentée que par un très faible pourcentage, sur terrain nous l'avons cartographié uniquement dans les séries du Trias et du Lias inférieur.

## **2.3 Mises en évidence des relations :**

Si on observe la carte de linéaments superposée sur la carte photogéologique (4 cartes rassemblée), on peut déduire que le Jurassique (la couleur bleue) comporte la grande partie des linéaments des Monts des Ksour.

Le pourcentage est de **74,14%** de la totalité des linéaments (Mouhiddine et Toumi, 2012).

La répartition des directions des linéaments selon l'âge est organisée de la manière suivante (Mouhiddine et Toumi, 2012) :

Au Jurassique : la classe N70°-N90° représente 28,90% et la classe N90°-N110° représente 18,60%, ce sont les classes les plus fréquentes des **74,14%**.

Au Crétacé : la classe N70°-N90° représente 24,13% et la classe N90°-N110° représente 15,92%, ce sont les classes les plus importantes.

Au Tertiaire : la classe N70°-N90° représente 36,30% et la classe N90°-N110° représente 15,75%, ce sont les classes les plus dominantes.

On peut déduire que c'est toujours les mêmes classes N70°-N90° et N90°-N110° qui présentent ces particularités structurales.

## **F. Conclusion**

Une contribution à la connaissance géologique de l'Atlas saharien occidental qui a consisté en la cartographie des linéaments (structurale) des Monts des Ksour, où nous avons combiné les méthodes classiques de prospection géologique à l'extraction linéamentaire à partir des images ETM+ de Landsat 7 superposées aux cartes photogéologiques. Ces approches ont montré une très grande complémentarité dans :

- La discrimination lithostratigraphique afin de déterminer de nouveaux accidents
- D'avoir un aperçu global et à grande échelle sur le bâti structural des monts des Ksour et l'organisation des orientations de la fracturation et des grands accidents.
- L'identification et l'interprétation de couloirs de cisaillement aux échelles locale (affleurement) et régionale.

L'évolution structurale établie à partir des travaux de terrain a permis de confirmer l'existence, dans le Mésozoïque des Monts des Ksour, des zones de cisaillement. Les formations géologiques subissent des épisodes de déformation cisailante. Le premier épisode de cisaillement engendre des couloirs senestres, orientés N85° à N100° au cours du Jurassique inférieur qui correspond à la période d'ouverture du bassin des Ksour.

**Les principales directions des linéaments identifiés à partir des images satellitaires sont N90° à N110° et N70° à N90°. Ces linéaments montrent une bonne correspondance géographique avec les couloirs de cisaillement (zones de cisaillement) que nous avons déterminé sur le terrain à partir des mesures microstructurales.**

**CINQUIEME CHAPITRE**

**CONCLUSION : SYNTHESE**

**GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE**

**CHAPITRE 5 : CONCLUSION**

**SYNTHESE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE**

**A. TECTONIQUE-SEDIMENTATION**

- a) La sédimentologie
  - b) La subsidence
  - c) La tectonique
- B. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN DES KSOUR**
- 1. La première phase ou phase de rifting
  - 2. La phase terminale
- C. CONCLUSION : ESSAI DE MODELISATION DU BASSIN DES KSOUR**

## **CINQUIEME CHAPITRE : CONCLUSION**

### **SYNTHESE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE**

#### **A. TECTONIQUE-SEDIMENTATION**

Les travaux de terrain réalisés dans les séries jurassiques dans ce tronçon de l'Atlas Saharien ont permis à proposer une analyse lithostructurale des formations du Jurassique inférieur, moyen et supérieur. Cette analyse montre l'existence d'une relation étroite entre la tectonique et la sédimentation.

L'analyse de ces formations et leurs corrélations, l'étude structurale (inventaire, géométrie et cinématique) ainsi que l'étude de la fracturation et l'étude par l'imagerie satellitale, permettent une synthèse géodynamique à l'échelle des Monts des Ksour déjà établis par les anciens auteurs (KAZI TANI, 1986 ; AÏT OUALI, 1991 ; MEKAHLI, 1995).

### **a) La sédimentologie**

Les données sédimentologiques montrent dans les trois secteurs d'étude (sillon atlasique ss, ride et sillon préatlasique) une évolution transgressive au cours du Lias inférieur et Lias moyen qui traduit un approfondissement rapide. Différents marqueurs lithostructuraux de distension ont été inventoriés au cours de cette période dans ces trois secteurs ; des failles normales fossilisées, des dépôts gravitaires, des dykes neptuniens, des variations spatio-temporelles de faciès et d'épaisseurs, etc.

Au Domérien supérieur cette évolution s'achève en liaison avec un ralentissement de la subsidence AÏT OUALI, 1991.

Au Lias Supérieur, un nouveau approfondissement brusque, parfois violent en quelques endroits (effondrement accompagné par des résédimentations remarquables dans le sillon préatlasique, Nessanis par exemple ou au nord du Chémarikh dans le sillon atlasique).

On assiste donc à une dislocation de la plate forme et une puissante sédimentation marneuse débutant une séquence de comblement dans un environnement transgressif. Cette transgression est liée à une réactivation de la subsidence dans un mouvement extensif. Les pulsations eustatiques contribuent aussi à cette évolution Aït Ouali (1991).

Une évolution régressive débute réellement avec cette séquence de comblement dans un contexte transgressif général du à l'approfondissement du bassin en cette période toarcienne. Cette tendance au comblement s'affirme au Dogger et dure jusqu'au Jurassique supérieur ; période régressive importante dans cette deuxième partie du cycle sédimentaire (plus de 2500m de sédiments).

### **b) La subsidence**

Les cartes de faciès et d'isopaques établies par AÏT OUALI, 1991 font apparaitre :

- Un bassin de forme rhombique très subsident dans la zone préatlasique, au SE de Mécheria, limité par des directions N45° (ANA et ASM) et EW ; il est séparé d'un bassin sud occidental (Réha-Gaâloul-Nessanis) apparemment moins subsident. Le sillon atlasique

proprement dit donne seulement l'image d'un demi-graben subsident où apparaissent très tôt des faciès de plate forme externe à silex au Chémarikh (Lias inférieur).

- Une structuration des rides de Souïga-Mélah au Lias moyen
- Une nouvelle organisation au **Lias supérieur** avec l'apparition de bassins plus limités (Chémarikh, Réha) très subsidents, tandis que partout ailleurs s'observe une stabilité. Cette période est caractérisée par la généralisation des faciès marneux à ammonites ; elle correspond au maximum d'extension du bassin.

Des courbes de subsidences construites dans trois secteurs (Chémarikh, Souïga et EBD) par AÏT OUALI, 1991 ; secteurs qui correspondent à des zones particulières ; le sillon atlasique ss., la ride ou la zone haute centrale et le sillon préatlasique. Ces courbes montrent :

- Au Chémarikh, la subsidence totale et la subsidence tectonique évoluent dans le même sens et indiquent un approfondissement progressif du substratum. La courbe de subsidence tectonique montre **deux phases distinctes** : un mouvement progressif qui s'**atténue au Lias moyen** et, une reprise au Toarcien avec un approfondissement important et brutal.

- Au Souïga, Après une subsidence faible à l'Hettangien on note une accélération au Sinémurien puis un ralentissement au Lias moyen qui continue jusqu'au Lias supérieur

D'autres courbes de subsidence établies dans les trois secteurs (Belfatmi et Benachour, 2006) montrent que la subsidence pour les secteurs de Chémarikh et de Souïga progresse dans le même sens jusqu'à 137 MA (fin du Jurassique), par contre le secteur préatlasique atteint son maximum avec 530m au Lias supérieur où la courbe sera presque constante au delà du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur.

Nous constatons que les évolutions sont définies avec une période de subsidence continue ou saccadée qui dure jusqu'au Domérien, un ralentissement qui se traduit par des condensations et une reprise locale qui correspond à une nouvelle organisation à partir du Toarcien qui continue jusqu'à la fin du Jurassique.

### c) La tectonique

Si l'étude de la géométrie des corps sédimentaires et la comparaison des épaisseurs et des faciès permettent de percevoir une succession d'épisodes distensifs contrôlant la sédimentation du Jurassique dans cette région de l'Atlas, l'étude des structures tectoniques et microtectoniques synsédimentaires nous a permis de préciser le régime tectonique (compressif ou distensif) et la direction des contraintes ( $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ ) qui ont contrôlé la cinématique des différents accidents mis en jeu.

L'évolution du bassin atlasique au cours du Mésozoïque est déterminée par les accidents majeurs du socle essentiellement hercyniens ou panafricains. La structuration du

bâti paléozoïque a engendré donc un héritage structural qui a guidé l'évolution lithostructurale de ces bassins. Ce sont les accidents tardi hercyniens qui ont été réactivés au début de l'ère alpin. La connaissance de la structure de l'Hercynien est donc indispensable pour reconstituer le cadre tectonique de ces bassins, puisque ce sont les structures anciennes qui conditionnent le développement de ces bassins.

#### - Avant le Trias

Le socle anté-triasique n'apparaît en larges affleurements dans le domaine atlasique qu'au Maroc et en partie dans le domaine tlemcenien (Monts de Rhar Rouban et Monts des Traras), dans le Sahara au niveau des boucliers du Hoggar et des Reguibats.

Les affleurements les plus anciens qui affleurent au niveau des monts des ksour sont d'âge triasique.

Les bassins du domaine atlasique oriental ne montrent aucun affleurements du bâti anté-triasique, les seules données concernant les accidents du socle sont d'ordre aéromagnétique. A l'intérieur des bassins la principale direction mise en évidence par les cartes de profondeur du socle est NNW/SSE à NW/SE et correspond à des failles hercyniennes (Herkat, 2000).

Dans le Hoggar les accidents d'âge panafricain qui affectent le socle précambrien sont de direction subméridienne (N04, N08, N10). Dans le Haut Atlas la direction de fracturation majeure est NNW-SSE (A. Michard, et al. 1975).

Dans le domaine tlemcenien : Un réseau de grandes fractures de direction moyenne (NNE-SSW) N20° et (SW-NE) N50° difficilement mis en évidence à cause des rejeux post hercyniens, (Guardia, 1975 ; Cizak, 1993).

Quelques directions de dykes aplitiques ont été mesurées dans les granites de Nédroma (Traras) et de Beni Snous (Rhar Rouban) : N170 à N20, N30 à N60, N90 à N120, N140 à N150.

Tous ces accidents se rattachent au **réseau de fracturation probablement tardi-hercynien**. La plupart de ces accidents ont été reconnus à travers les failles qui affectent la couverture mésozoïque et cénozoïque par R. LAFFITTE (1939), J. DEVAUX (1969), R. GUIRAUD (1970-1974), N. KAZI-TANI (1986), HERKAT (2000).

#### - Au Trias

Comment expliquer les directions **N80 à N100** des dykes hectométriques de nature basaltique et d'épaisseur métrique qui traversent les basaltes tholéïtiques du diapir triasique de Djénien. Ces dykes sont aussi recoupés par d'autres fractures décimétriques remplies d'amphiboles ou de quartz de directions transverses **N40 à N70, N170 à N20, N150 à N160** et enfin N120 à N135. Comment expliquer les failles normales matérialisées par de la brèche de faille de direction **N85** dans ces basaltes tholéïtiques ou entre les dômes basaltiques d'âge infrajurassique ? Est-ce que ce Trias n'a pas gardé sa structure originale pendant son ascension (le contact anormal avec les autres formations est de direction N135). Presque toutes ces directions ont été relevées dans le complexe triasique et sont des directions hercyniennes ou tardi hercyniennes.

Ce que nous pouvons conclure au moins c'est que les directions **N80 à N100 ont joué en décrochement en cette période du Trias supérieur et aussi en failles normales accompagnées d'un volcanisme tholéïtique intracontinental.**

Dans l'Atlas saharien, l'absence donc d'affleurements du Trias en position normale empêche une reconstitution de la structure des bassins pour cette époque.

Dans le Haut Atlas marocain la continuation de l'ouverture des bassins atlasiques au début du Jurassique en bassins de décrochements a été proposée par Mattauer *et al.* (1977)

Laville *et al.*, (1984) mettent en évidence le rôle des décrochements dans la genèse des bassins en, pull apart qui s'effectuerait dans un premier stade par le jeu senestre des failles N90 à N120 qui provoque dans les relais distensifs une extension NW-SE.

Beauchamp (1988) montre l'existence de rifts contrôlés par des failles N70 préexistants réactivée par un coulissement senestre et qui produisent des failles normales N30 engendrant des grabens produisant des blocs basculés vers l'Ouest

#### - **Au Lias inférieur et moyen**

Le Lias inférieur est caractérisé par deux directions : subméridienne (N175 à N15) et N35 à N50 qui ont fonctionné à l'Hettangien en failles normales bien marquées dans la « Dolomie de Chémarikh » avec un effondrement vers l'Ouest, des dykes neptunien (sédimentaires) de direction N45 sont aussi observables au sommet de ces dolomie au SO d'Aïn Rhézala. Ces failles témoignent d'une extension NO-SE et d'une extension E-O

Le Sinémurien est marqué par des failles normales synsédimentaires de directions transverses N130 à regard NE ou SO, bien exprimées dans les niveaux à Arnioceras au SO d'Aïn Rhézala.

Le Sinémurien inférieur est aussi caractérisé par des rides ou des haut fonds (exemple le secteur du Hammam Ouarka où il faut mentionner le « non dépôt » des membres a et b des « Alternances de Aïn Ouarka »

Des slumps à axe horizontal et de direction sensiblement égale à N170° sont aussi observables dans le Sinémurien supérieur témoignant d'un effondrement vers l'Ouest dans un contexte géodynamique distensif.

Les failles synsédimentaires longitudinales N35 à N45 sont très difficiles à distinguer.

Des fentes de tension et des stylolithes sont aussi observables donnant les directions de contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . La contrainte  $\sigma_1$  est toujours verticale en cette période du Lias inférieur mais,  $\sigma_3$  soit NO-SE, soit NE-SO qui prend la direction des stylolithes, perpendiculaire à celle des fentes de tension qui est égale à N135.

Il faut noter la présence des ondulations hectométriques à axe N135. Ces déformations synsédimentaires témoignent d'un effondrement vers le SO au cours de la sédimentation de sédiments encore gorgés (remplis) d'eau. Ce phénomène persiste jusqu'à la fin du Carixien.

**Les failles N35 à N50 assurent par le jeu des blocs basculés l'essentiel de la distension, où  $\sigma_1$  est verticale.**

Les mêmes directions des failles sont observées au niveau de la ride de Zerga N0 à N15, N35 à N45 et N80 à N90.

Dans le sillon préatlasique, deux directions importantes sont inventoriées dans le Sinémurien-Carixien : une direction NNO-SSE (N165-N175) et une direction SO-NE (N40-N60).

Le Domérien inférieur (Lias moyen) est caractérisé par un niveau condensé (ammonitico-rosso), le Domérien moyen et supérieur représenté par le membre g des « Alternances d'Aïn Ouarka » constitué d'une alternance de marnes et de calcaires noirâtres s'est généralisé avec une épaisseur moyenne. Cela témoigne d'un ralentissement de la subsidence.

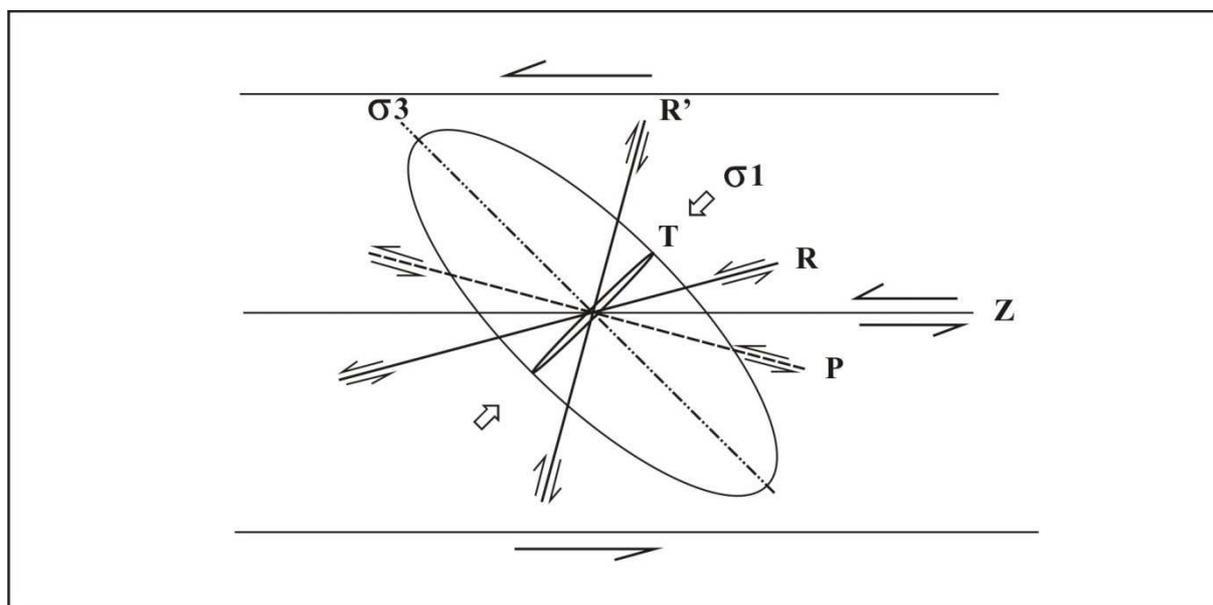
#### **- Au Lias supérieur**

L'inventaire structural dans les trois secteurs montre l'influence des directions suivantes : (N180 à N10), (N30 à N50), (N70 à N110) et (N125 à N130). Les failles NE-SO (N30 à N50) ne sont pas exprimées sur le terrain sur de longues distances mais sont bien caractérisées sur les miroirs de failles. Il s'agit de failles normales qui ont joué aussi en décrochements senestres. Les directions NNE-SSO (N180 à N10) ont joué en décrochements

dextres. Les directions sublatitudinales (N70 à N90 et N100 à N110) ont joué en décrochements senestres et parfois en failles normales quand elles sont situées à la périphérie du bassin (terminaison NE de Chémariikh flanc SE).

A Nessanis (sillon préatlasique) l'analyse structurale a mis en évidence à partir des fentes de tension en échelon dans plusieurs stations, une zone de cisaillement Est-Ouest senestre à partir du Lias supérieur.

Nous pouvons inscrire donc ce système de cisaillement dans un mégariedel où les accidents décrochants NNE-SSO (N180 à N10), les directions sublatitudinales (N70 à N90) et les directions ONO-ESE (N100 à N110), correspondent aux R', R et P engendrant ces bassins rhombiques ou « pull apart » ou encore « mégafente » au sens de KAZI TANI, 1986 (fig. 85).



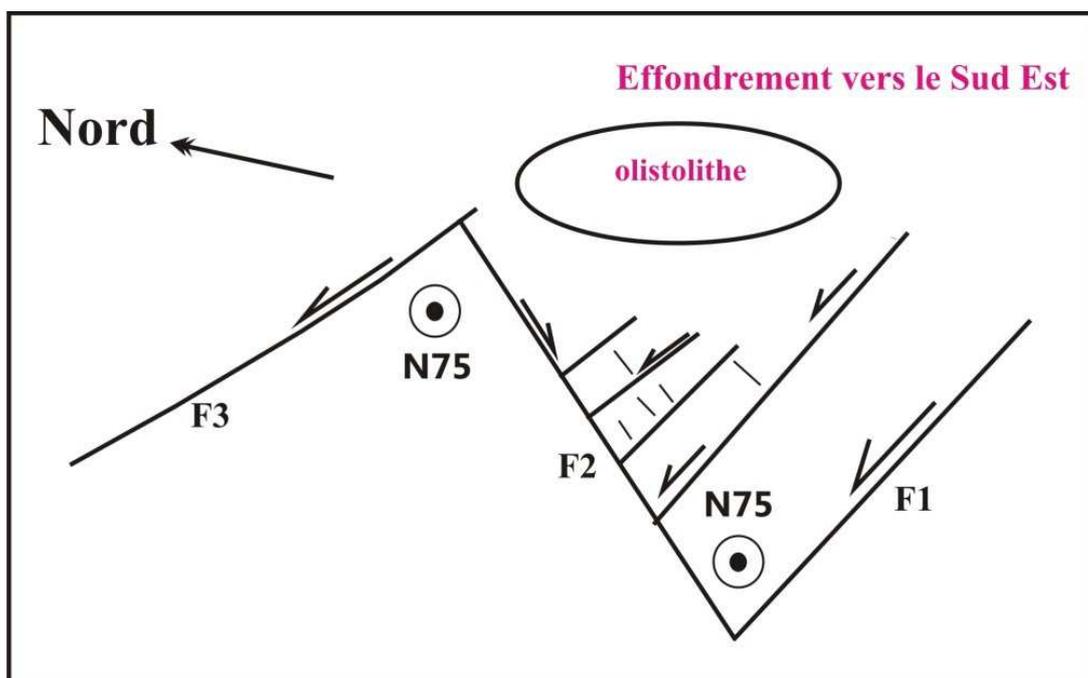
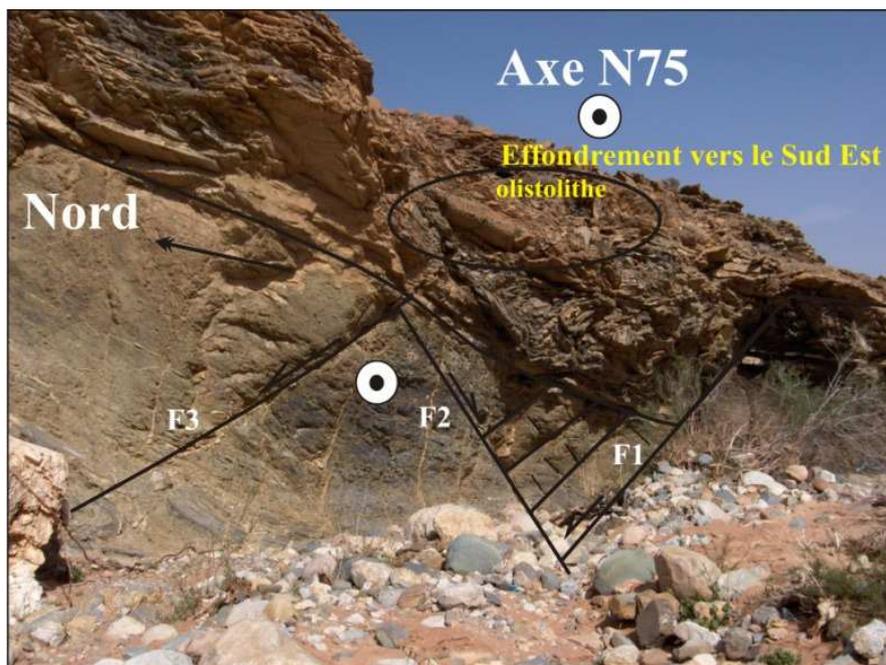
**Fig. 85 :** Répartition des accidents qui apparaissent dans la zone de cisaillement (Z) Est-Ouest senestre dans un mégariedel, déterminée à partir des fentes de tension en échelon dans le sillon préatlasique à Nessanis

Ce système qui a débuté au Lias supérieur a duré jusqu'à la fin du Jurassique.

Enfin les accidents ONO-ESE (N125 à N130) ont joué en décrochements dextres et en failles normales à effondrement SO et NE, ou seulement à effondrement NE sur les failles décrochantes N35 senestres dans un contexte transtensif particulier.

L'évolution distensive NO-SE du bassin est exprimée par des failles normales synthétiques N68 à N80 à regard Sud (F2) et des failles normales antithétiques F1 et F3 à regard Nord et de même direction que les précédentes, engendrant un effondrement vers le SE

et des grabens remplis de brèches à la base et des olistolithes. Ce type de structure a été observé dans la frontière nord orientale du bassin (fig. 86).



**Fig. 86 :** Schéma interprétatif marquant l'ouverture du bassin dans un contexte transtensif à partir des failles normales N70 sur des décrochements senestres sublatitudinales

F1 et F3 : failles normales antithétiques

F2 : faille normale synthétique

L'effondrement se fait vers le SE (voir planche photo)

- **Au passage Lias-Dogger**

Des rides transverses ont été mises en évidence pour la première fois à Djebel Zerga de Sfisifa et à Djebel Chémarikh précédant le dépôt de la formation de Téniet El Klakh, affectant le Toarcien supérieur, l'Aalénien et le Bajocien (Kacemi *et al.*, 2013). Cela nous conduit à envisager l'hypothèse que ces rides se sont formées dans un régime de compression avec une contrainte principale maximale  $\sigma_1$  logiquement subméridienne égale à N160- N180, dans un contexte tectonique global distensif au passage Lias-Dogger. Ce régime de compression est causé par deux décrochements conjugués N135 dextre et N30 senestre qui par conséquent les accidents E-O (N70 à N90) ont joué en failles inverses.

- **De la fin Dogger au Jurassique supérieur**

Dès la fin du Bathonien le centre de subsidence migre vers le NO, au Jurassique supérieur, l'axe de subsidence est inversé vers le SE.

L'activité tectonique distensive sur des failles normales NE-SO, combinées à des décrochements senestres sublatitudinaux dans un contexte transtensive persiste au cours de cette période.

## **B. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN DES Ksour**

Les analyses structurales, les relations lithostratigraphiques ou tectono-sédimentaires ainsi que les données sur la subsidence nous ramènent à expliquer les principales étapes de l'évolution du bassin des Ksour. AÏT OUALI, 1991 et AÏT OUALI et DELFAUD, 1995 proposent un **modèle de rift intracontinental**, qui combine tour à tour extension pure et décrochement **au Jurassique inférieur**.

Le bassin des Ksour a commencé à fonctionner au Trias. Le Mésozoïque voit ce bassin se développer avec principalement deux grandes phases au cours de la période Trias-Jurassique terminal ; une phase initiale qui correspond à la formation du rift durant la période Trias-Lias moyen et une phase terminale qui concerne l'étape post rift qui commence au Lias supérieur jusqu'à la fin du Jurassique c'est à dire avec l'évènement néo-Cimmérien.

Pendant toute cette période la région est sous l'influence de la dynamique de l'Atlantique. L'ouverture de l'océan Atlantique central combinée à la tectonique héritée à la fin du cycle hercynien a guidé toute la déformation extensive de direction NO-SE jusqu'à la fin du Jurassique.

## 1. La première phase ou phase de rifting

### a) Le Trias : (1<sup>ère</sup> étape de rifting)

La succession lithologique classique dans tous les bassins triasiques périméditerranéens selon G. Busson, 1974 et H.M Salvan 1974 est la suivante : Grès et argiles rouges-éaporites-carbonates. Elle évoque pour certains une mégaséquence tectonique liée à la naissance de rifts continentaux, X. Le Pichon, 1973.

Le complexe triasique est souvent marqué par une grande extension salifère et par des coulées de roches volcaniques de nature tholéïtique intracontinentale (basaltes généralement verdâtres) qui caractérisent les zones les plus subsidentes du bassin. En aucun endroit ces basaltes ont atteint les dolomies infraliasiques. Ces indices témoignent de la création d'un rift intracontinental. En cette période triasique les repères lithostructuraux de ce rift sont complexes à définir car ce complexe n'est pas en place. Quant à son mécanisme de déformation, l'extension NO-SE est causée par des décrochements conjugués NNW-SSE (dextres) et ONO-ESE (senestres). Il s'agit donc d'un régime transtensif contrôlé par une contrainte principale minimale ( $\sigma_3$ ) orientée NO-SE.

Nous assimilons cette période triasique (21Ma) (Trias supérieur d'après les auteurs) à une phase de **rifting** qui continue au Lias inférieur et moyen.

### b) Le Lias inférieur

Dans la majorité des affleurements rencontrés dans les monts des Ksour nous avons remarqué que l'infralias carbonaté accompagne toujours le Trias. La dolomie bleuâtre de l'infralias parfois à oncolites (milieu peu profond énergétique) présente généralement des slumps (Bel Hendjir, Djénien, Aïn Ouarka, Aïn Hadjadj au Sud de Djebel Djara, etc.). Ces déformations synsédimentaires (effondrement des bancs encore gorgés d'eau) témoignent d'une tectonique distensive toujours active.

Un début de structuration dès l'Hettangien est observé ; deux sillons séparés par une ride longitudinale : la ride de Zerga (Kacemi *et al.*, 2013)-Souiga-Mélah, c'est l'Accident Nord Atlasique. Les failles longitudinales SO-NE sont très actives.

Au Sinémurien inférieur, la différenciation commence, une tectonique transverse influe sur le bâti structural, les failles N130 influent sur l'organisation des dépôts. Des rides transverses persistent au Sinémurien inférieur (tel que le non dépôt des membres a et b des « Alternances d'Aïn Ouarka », à côté du Hammam d'Aïn Ouarka) jusqu'au Sinémurien supérieur avec le dépôt du membre des calcaires à silex slumpés (membre c).

Le Sinémurien est aussi marquée par une extension du SE vers le NO causée par le jeu des failles normales SO-NE (N40 à N75) tantôt synthétiques à regard SE, tantôt antithétiques à regard NO avec un approfondissement vers le SE.

Malgré la présence de décrochements NNE-SSO et OSO-ENE qui ont joué aussi en failles normales (Chémarikh). Il semble que ces mouvements décrochants sont faibles et localisés et que la distension pure ( $\sigma_1$  verticale) est principale au cours du stade de rifting au Lias inférieur.

### c) Le Lias moyen

Cette période est caractérisée par un approfondissement généralisé à tout le bassin. Le Carixien évolue dans le même sens que le **Lotharingien**.

Dans les trois secteurs, la période du Sinémurien au Carixien est caractérisée par un épaissement des dépôts vers le SO avec des effondrements vers le SO, provoqués par des failles subméridiennes, EO et NO-SE.

A partir du Domérien une inversion de la subsidence provoque un épaissement cette fois ci vers le NE, phénomène observé à l'échelle du bassin. Cette activité tectonique est induite par des failles de direction NO-SE (N130) à N70.

Le Domérien inférieur voit le développement de l'Ammonitico-rosso et l'inversion de la subsidence du SO vers le NE.

Enfin le lias moyen est caractérisé par l'extension maximale du domaine marin, lié à un mouvement eustatique (Aït Ouali, 1991).

La subsidence de grande ampleur à l'époque précédente semble ralentir au Lias moyen.

Le diapirisme modifie légèrement l'architecture du bassin (partie NE de Chémarikh).

Le membre g (« alternances des calcaires noirâtres et des marnes ») de la formation des « Alternances de Aïn Ouarka » termine le Lias moyen avec un arrêt de la subsidence (Aït Ouali, 1991) qui marque la fin du **rifting** liasique qui a duré 37Ma.

## 2. La phase terminale

Cette phase qui s'étale du Lias supérieure jusqu'à la fin du Jurassique a été subdivisée en deux étapes géodynamiques importantes.

### a) La première étape : Lias supérieur-Aalénien-Bajocien-Bathonien

Cette période est considérée comme un début d'une nouvelle histoire, qui commence par une séquence de comblement régressive dans un contexte global transgressive, où les apports silico-clastiques commencent à prendre de l'ampleur.

- **Le Lias supérieur** : correspond à une phase **d'homogénéisation des faciès**, la sédimentation devient plus marneuse et à ammonites avec vers le haut une tendance à un comblement généralisé. Cependant l'activité tectonique distensive connaît une nouvelle accélération qui conduit à l'individualisation des trois domaines :

- La zone de Nessanis (sillon préatlasique) qui s'inscrit dans un ombilic bien individualisé au pied de la bordure des Hautes plaines, elle se caractérise par l'importance de matériel déposé initialement en milieu de forte énergie puis remanié et resédimenté. Ce phénomène de resédimentation représente une sédimentation synsédimentaire (syntectonique) (slumps à axe N65 qui correspond à l'ouverture du bassin et une pente vers le SE, mégabrèches, etc.)

- La zone de Zerga de Sfisifa (Ride), bien que toujours moins subsidente, constitue un milieu plus ouvert,

- La zone d'Aïn Ouarka, (sillon atlasique) où la subsidence est la plus importante. Un phénomène comparable à celui de Nessanis est observable ; des slumps, des structures métriques déformés et resédimentés, toujours dans le Toarcien qui témoigne d'une pente vers le NO.

Ce qui rapproche ces domaines en plus de ces déformations synsédimentaires d'origine gravitaire c'est l'épaisse série marneuse qui se développe dans des bassins localisés de petites dimensions et de configuration rhombique engendrés par des accidents décrochants conjugués NNE dextres et ENE à EO senestres.

Enfin ce début du Lias supérieur correspond au début d'un stade de transtension où la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  est horizontale et de direction NE-SO et où la distension (sens de  $\sigma_3$ ) se fait perpendiculairement à  $\sigma_1$  c'est-à-dire NO-SE dans une zone de cisaillement Est-Ouest senestre.

Cette nouvelle organisation des Ksour s'inscrit dans un nouveau cadre structural extensif donc une nouvelle phase de subsidence caractérisée par des mouvements coulissants combinés à des failles normales dans une dynamique transtensive permanente qui dure jusqu'à la fin du Jurassique et qui s'accompagne de l'installation d'un énorme système deltaïque.

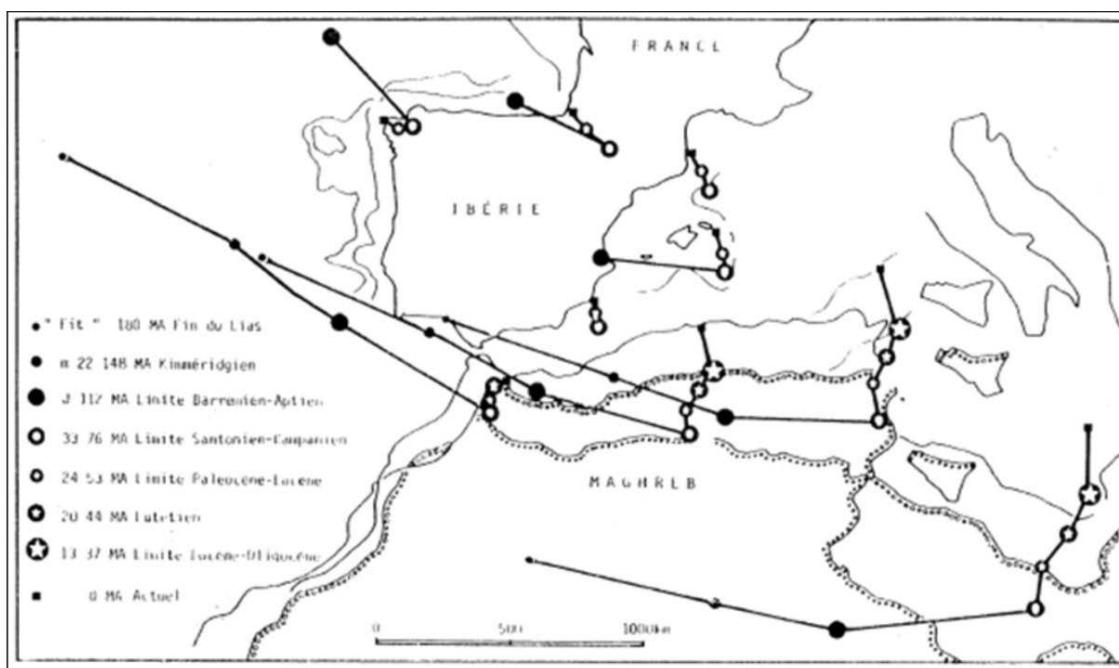
- **Au passage Lias-Dogger**, une structure synsédimentaire transverse en compression a été mise en évidence à Aïn Ouarka et à Zerga de Sfisifa. Cette tectonique synsédimentaire compressive est engendrée dans un régime globalement distensif (transtensif). Cette déformation serait liée à une faille décrochante de direction N125 à N130 dextre, conjuguée d'une autre faille décrochante de direction N40 à N45 senestre dont la direction de la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) est subméridienne. Alors au passage Lias-Dogger, au cours de la sédimentation de la « Formation de Mélah » à Zerga et des « Brèches

de la Raknet El Kahla » à Aïn Ouarka, une contrainte compressive induite a engendré un plissement local : une ride transverse de direction N075 à N80.

## b) La deuxième étape : Callovo-Oxfordien–fin du Jurassique

La continuation de l'ouverture et l'approfondissement des bassins au cours du Jurassique moyen et supérieur fait règle. Les failles normales de direction NE-SO paraissent traduire un mécanisme de distension selon des bassins losangiques dus au jeu de décrochements E-O à ESE-ONO combiné à un processus d'extension NO-SE débuté au Lias supérieur. Il s'agit d'un stade de bassin de plate forme deltaïque qui a commencé à fonctionner dès la fin du Lias et qui dure jusqu'au Crétacé inférieur. Cette évolution rapide en comblement par des apports silico-clastiques venant du SO est liée à l'installation du delta des Ksour (Delfaud, 1974), qui se termine par les dépôts fluviatiles de la « formation de Tiout ».

En résumé, l'ouverture et l'extension des bassins initiés au Trias et au Lias s'accroissent au Jurassique moyen et supérieur sous l'effet principalement de décrochements de direction sublatitudinale en relation avec le déplacement de la plaque africaine vers l'Est à Est Sud Est selon les modèles proposés par DEWEY (1973), BIJU DUVAL (1977), TAPPONIER (1977 et OLIVET (1978) (Fig. 87).



**Fig. 87:** Schéma des mouvements relatifs des plaques Eurasie et Afrique

Au cours du Mésozoïque. D'après Olivet (1978)

## C. CONCLUSION : ESSAI DE MODELISATION DU BASSIN DES KSOUR

1<sup>er</sup> stade de rifting au Trias supérieur, engendrant des bassins losangiques sur décrochements EW.

2<sup>ème</sup> stade de rifting :

Dès le Lias inférieur, une tectonique active en blocs basculés est la règle, distension pure ( $\sigma_1$  verticale), l'approfondissement est généralisé au Carixien morcellement du bassin effondrement vers le nord, il faut noter l'importance des accidents NNE-SSO.

Au Domérien la subsidence s'amortie, relativement à ce qui se passe ailleurs (émersion, sédimentation détritique grossière au Maroc), ceci témoigne d'une crise tectonique. Le Domérien est considéré comme la fin du stade de rifting. Les accidents E-O s'additionnent aux accidents NNE-SSO.

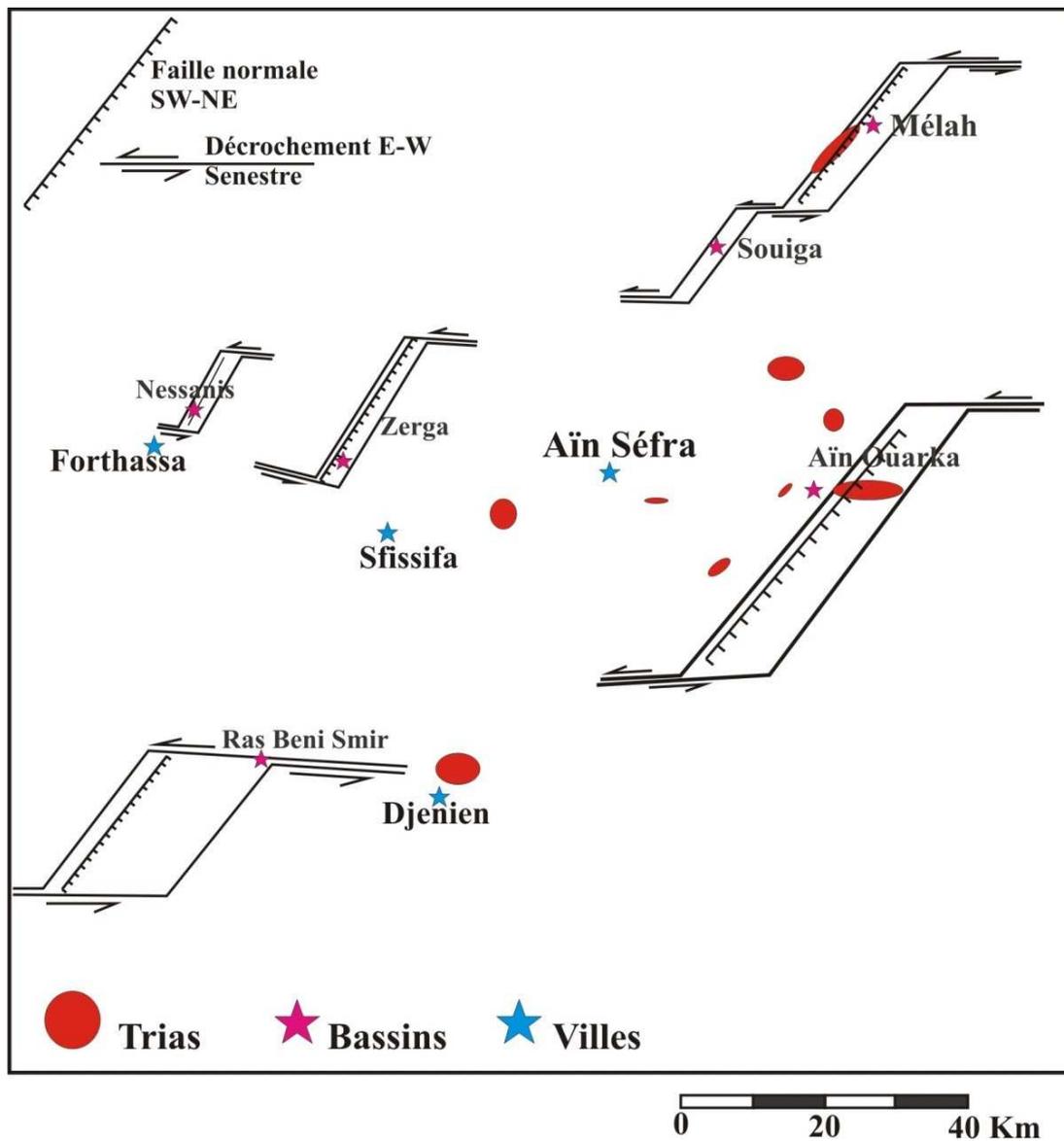
3<sup>ème</sup> stade :

A partir du Lias supérieur, on assiste à une réorganisation de tout le système, les mouvements de coulissement gèrent la dynamique du bassin dans un système transtensif engendrant des petits bassins rhombiques avec homogénéisation des faciès (marnes à ammonites) (fig. 88).

Cette ouverture en pull appart est contemporaine de la naissance de l'Atlantique et de la Téthys (Aït Ouali, 1991 ; Frizon de Lamotte et al. 2001).

Au passage Lias–Dogger des structures plicatives de direction sublatitudinale apparaissent (Zerga et Aïn Ouarka).

Au Jurassique moyen et supérieur, des dépôts post rift évoluent à partir du Dogger (Callovien) avec la « Formation de Djara » vers des dépôts de bassin transtensif en extension continue puis de bassins deltaïques jusqu'au crétacé inférieur (Albien).



**Fig. 88:** Modèle considéré à partir du Lias Supérieur Dans la région des Ksour  
 Petits bassins rhombiques engendrés dans une phase transtensive  
 (Zone de cisaillement E-O senestre)

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

**ABDELLALI A. & BENKERACHE M. (2011):** Étude Lithostratigraphique et structurologique du secteur Nord Est de Djebel Djara, Atlas Saharien Occidental. *Dipl. Ingéniorat univ. Tlemcen*, 80 p., 23 fig. 19 Tabl.

**ABED S. (1982).**- Lithostratigraphie et sédimentologie du Jurassique moyen et supérieur Dj. Amour (Atlas Saharien). *Thèse 3ème cycle, Univ. Pau.* 241p.

**ALLEN G.P. & MERCIER F. (1987) :** Les deltas: Sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. III, n°7, pp. 1247-1269.

**ALLEN G.P. (1988) :** Les deltas et les bassins deltaïques. In : PERRODON A. (édit.) : Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. *Technip (édi.)*, pp.382-418.

**ALLEN J.R.L (1984):** « Sedimentary structures ». *Develop. Sedimentology, Elsevier (edi.)*, 30, 663 pages.

**ANGELIER J. (1979):** Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. *Tectonophysics* 56, 17–26.

**ANGELIER J. (1984):** Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89 (B7), 5835– 5848.

**ANGELIER J. (1990):** Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. II: A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103, 363–376.

**AIT OUALI R. (1991) :** Le rifting des Monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagénèse des assises carbonatées. Place dans les ouvertures mésozoïques du Maghreb. *Thèse de Doctorat-ès-Sciences, Alger*, 297 p., 147 fig., 16 tabl. et 6 pl.

**AÏT OUALI R. et DELFAUD J. (1995). :** Les modalités d'ouverture du bassin des Ksour au Lias dans le cadre du « rifting » jurassique au Maghreb. *C.R.Acad Sci. Paris.* t. 20, série II a, p. 773 à 778.

**ALMERAS Y., ELMIS S., MEKAHLI L., OUALI MEHADJI A., SADKI D. & TLILI M., (1994) :** Biostratigraphie des Brachiopodes du Jurassique moyen dans le domaine atlasique (Maroc Algérie). Contraintes environnementales et relation avec l'évolution verticale des

peuplements d'ammonites. In: Cresta, S., Pavia, S. (Eds.), *Proceedings of 3rd International Meeting on Aalenian and Bajocian Stratigraphy, Marrakech*, 25–31 May 1994. *Miscellanea* 5, Roma 219–241

**ARDALLAH A. & BELHADJ L. (2008)** : Lithostratigraphie sédimentologie et structurologie de la région de Belafloufa (Aïn Séfra), Atlas saharien occidental. *Dipl. Ingéniorat univ. Tlemcen*, 68 p., 27 fig., 3 pl., 14 tab.

**AUBOIN J., BLANCHET T., STEPHAN J.F., TARDY M. (1977)** : Téthys permanente et Téthys de la reconquête. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 285, D., p. 1025-1028.

**BAICHE A. (1975)** : Etude sédimentologique du Jurassique supérieur des Djebels Mzi et Mir djebel, Monts des Ksour (Algérie). *Mém. D.E.A. Univ. D'Oran*, 55p.

**BAICHE A. & DELFAUD J. (1976)** : La sédimentation détritique de haut de delta dans le Jurassique de la région de Djénien (Monts des Ksour, Atlas Saharien, Algérie). *4<sup>ème</sup> Réun. Ann. Sci. Terre. Soc. Géol. France, Paris*, p. 27

**BASSOULET J.P & ILIOU J. (1967)** : Découverte de dinosauriens associés à des crocodiliens et des poissons dans le Crétacé inférieur de l'Atlas saharien. *C.R. Som. Soc. Géol. France*, (7), pp. 294-295.

**BASSOULET J.P (1973)** : Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse. Sci. Nat., Paris VI*, 497p., 50fig., 32pl.

**BEKHITI T. & KHELLOUFI F. (2010)** : Contribution à la cartographie géologique du secteur occidental des Monts des Ksour : flanc occidental du synclinal de Larouia-Aourak-Oulakak. *Dipl. Ingéniorat univ. Tlemcen*, 50 p., 10 fig. et Carte géologique.

**BELFAR F. (2002)** : Géométrie et Dynamique des bassins triasiques de L'Atlas Saharien Occidental et des Hauts Plateaux (Algérie). *Thèse Mag. USTHB ; Alger*. 102p.

**BELFATMI H. & BENACHOUR H.B. (2006)** : Essai de modélisation de la subsidence, exemple le bassin des Ksour (Algérie) au cours du Jurassique. *Dipl. Ingéniorat univ. Tlemcen*, 40p. 43 fig.

**BENEST M. (1982)** : Importance des décrochements senestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris* V. 23, fasc. 5, p. 17-35.

**BENEST M. (1985)** : Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord Est Marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n° 95, fasc. 1-2, 581p.

**BENEST M., ELMI S., OUARDAS T., PERRIAUX J., BENHAMOU M. (1997)** : Les facteurs de contrôle de la sédimentation de l'éventail détritique callovo-oxfordien du Djebel Nador de Tiaret sur la marge continentale sud-téthysienne en Algérie occidentale. *Bull. Serv. Géol. Algérie*. Vol. 8, n°1, pp.3-17, 4 fig.

**BETTAHAR A. et al. (1996)**.- Analyse structurale d'un tronçon de l'Accident Sud Atlasique El Kohol (Brézina) Atlas Saharien Occidental (Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* Vol.8.n 1, pp.81-94,14 fig., 1996.

**BETTAHAR A. et al.(2007)**.- Etude de la région de Djebel Er-Radjel à déformation polyphasée avec mise en évidence d'une inversion tectonique (Atlas Saharien Central-Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* Vol.18.n 1, pp.43-56,12 fig., 2007.

**BETTAHAR A. (2009)**. : Etude de l'accident Sud Atlasique et des structures associées, (Atlas Saharien Central), Géométrie, cinématique et interprétations. *Doctorat ès Sciences USTHB Alger*.

**BOUTERFA B. (1999)** : Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Mém. Magister. Univ. Oran*, 188p., 74fig, 4pl.

**BUSSON G. (1968)** : Le Trias gréseux du NE de la plate forme saharienne (Algérie et Tunisie) à la lumière des données de sondage et de l'étude des affleurements. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 267, D, n°25, p.2095-2098.

**BUSSON G. (1974)** : Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale, données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. *B.S.G.F.*, (7), XVI, n°6, p. 653-665.

**CHERIGUI A.(2002) :** Les Monts des Ksour, Atlas Saharien Occidental : Structure et tectonique. *Thèse Mag. USTHB ; Alger.*

**CISZAK R. (1993) :** Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 513 p.*

**CORNET A. (1952) :** l'Atlas saharien sud-oranais. *XIX congr. Géol. Intern. Alger, Monographies régionales, 1<sup>ère</sup> série, N°12, 51p, 9fig, 1pl.*

**DELFAUD J. (1972) :** Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., n°77, p. 593-611.*

**DELFAUD J. (1974b) :** La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. Coll. AGCO, sédimentation silico-clastique. Pau, décembre 1973. *Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA. Vol. 8, p. 241-262, 13fig.*

**DELFAUD J. (1974) :** Les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur *Bull. Soc. Géol. France, Suppl. au t. XVI, 6, pp.167-168.*

**DELFAUD J. (1974a) :** Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. France (7), XVI, n°6, pp.643-650.*

**DELFAUD J. (1975) :** Les grès des Ksour- un delta de plate-forme stable. *XI° congr. Intern. Sédim. Nice, pp. 159-162.*

**DELFAUD J. (1983) :** Les paléoclimats jurassiques en Europe occidentale. *Bull. Inst. Géol. Bas Aquitaine, 36, pp. 121-136.*

**DELFAUD J. (1984) :** Fondements d'une lithostratigraphie scalaire ; Séquences et discontinuités sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. France.*

**DELFAUD J. (1984) :** Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. *Bull. C.R. Explor-Prod. Elf Aquitaine*, 8, 1, pp.27-53. 16fig. 2 tabl. Pau, France.

**DELFAUD J., DOUIHASNI M. & ROLET J. (1974) :** Mise en évidence de tectoniques superposées dans la région d'Aïn Ouarka (Monts des Ksour, Algérie). *C.R.Acad. Sci. Paris*, sér. D, 278, pp. 1817-1820.

**DOUIHASNI M.& ROLET J. (1975) :** Sur quelques aspects de la fracturation dans la région d'Aïn Ouarka (Monts des Ksour), Atlas saharien occidental, Algérie. *1<sup>er</sup> Sémin. Nat. Sci. Terre, Alger*.

**DOUIHASNI M. (1976) :** Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka – Boussemghoun (Partie centrale des Monts des Ksour). Stratigraphie et Analyse structurale. *Thèse 3<sup>ème</sup> cyc., Univ. Oran*, 2t., 272p., 52fig., 4 pl. (inédit).

**DUEE G. et KAZI TANI N. (1982). :** Cinématique des plaques et tectonique intraplaque: exemple des chaînes intracontinentales d'Afrique du nord. *9<sup>ème</sup> R.A.S. Terre*, p. 214-215

**DU DRESNAY R. (1951) :** sur la présence d'un accident tectonique en bordure nord du Haut Atlas marocain-Atlas saharien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 232, pp. 997-999.

**DU DRESNAY R. (1975):** Influence of late Hercynian structural heritage and syntectonic events on Jurassic sedimentation. In the marine Trough of Central and Eastern High Atlas of Morocco. *9<sup>th</sup> int. sediment. Congr. (Nice, 1975)*, résumé thème 4, p. 6-7.

**DURAND DELGA. , M., (1969) :** Mise au point sur la structure du Nord est de la Berbérie. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. N.S.*, 39, p 89 à 131, Alger

**EL KOCHRI A. CHOROWICZ J. (1981) :** Tectonique synsédimentaire et style éjectif dans la couverture mésozoïque du Haut Atlas oriental (Maroc) : exemple de la Boutonnière de Mougueur, *Bull.Soc. Géol. France* 1 33-43.

**EL KOCHRI A. CHOROWICZ J. (1996):** Oblique extension in the Jurassic trough of the central and eastern High Atlas. *Journal of Canadian Earth Sciences* 33, 84–92.

**ELMI S. (1978) :** Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. geol. Nord, Lille*, 97, 1-4, pp. 315-323.

**ELMI S., ALMERAS Y., AMEUR M., BASSOULET J.P, BOUTAKIOUT M., BENHAMOU M., MAROK A., MEKAHLI L., MEKKAOUI A., MOUTERDE R., (1998):** Stratigraphic and Paléogéographic survey of the lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria. In: CRASQUIN-SOLEAU & E.BARRIER (eds), Péri-téthys. Mém. 4: Epicratonic bassins of peri-tethyan platforms, *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris*, 179, pp. 145-211.

**FABRE J. (1976) :** Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. *Soc. Nat. Edi. Dif. Alger*, n° éd.334-73. 374 p.

**FLAMAND G.B.M (1911):** Recherches géologiques et géographiques sur le « Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du sud). *Thèse Sci. Lyon*, n°47 et A. Rey (edit.), Lyon, 1001p., 157fig., 6 cartes et dpt, 16pl.

**FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BEZAR B., BRACENE R., & MERCIER E. (2001) :** The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the west Mediterranean. *Tectonics*, 19, 4, 740-761

**GALMIER D. (1951) :** Sur l'existence d'un accident tectonique nord atlasique dans la région de Forthassa. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 232, pp. 999-1001.

**GALMIER D. (1970) :** Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat. Fac. Sci. Paris*, 320 p., 9 cartes h.t. ronéot.

**GUARDIA P. 1975 :** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. *Thèse Doct. Etat, Nice*, n° AO 11417, 289 p., 141 fig., V pl., 1 carte h. t (inédit)

**GUIRAUD R (1970). :** Sur la présence de décrochements dextres dans l'Atlas Saharien. Interprétation mégamétrique. *C.Som. S.G.F.*, 8, p. 316-318.

**GUIRAUD R. (1986).** : Corrélations entre les principaux évènements géodynamiques enregistrés du Trias à nos jours sur les marges alpine et atlantique de la plaque africaine. *Mém. de la Fac. des Sci. de Marrakech*.

**GUIRAUD R. (1990).** : Evolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et les régions voisines. *Rev. Géogr. Phys. Et Géol. Dyn., Masson, éd., Paris*, vol. XVII, fasc. 4, p. 427-446, 12 fig.

**HABANI H. & HADDOUM H. (2006):** Etude comparative du comportement cinématique de l'accident Sud Atlasique. Exemples de la région d'El Kohol et de l'axe chaîne des Guerguits-Monts de Ferkane (Atlas Saharien Algérien). *Bull. Serv. Géol. Nat. Vol. 17, n° 1, pp.29-45, 12 fig.*

**HAFID M. (2000):** Triassic–Early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco), *Mar. Pet. Geol.* 17 409–429.

**HANNACHE F. & KOURI S. (2001) :** Sédimentation de cône détritique sous-marin et de plate-forme à barres multiples au cours du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (Formation de « Teniet El Klakh » et de « Tifkirt ») dans la région d'Aïn Ouarka (Atlas saharien occidental, Algérie). *Dipl. Ingéniorat. Univ. Oran*, 69 p., 28 fig.

**KACEMI A. (2005):** Cartographie et dynamique sédimentaire de la série fin Dogger début Crétacé (Djara - Rhoundjaïa) des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Dipl.. Mag. Univ. Oran* 194 p. 47 fig., 15 pl.

**KACEMI A. TALBI D. & BENSALAH M. (2013) :** Structure synsédimentaire transverse en compression au passage Lias-Dogger (secteur de Zerga-Monts des Ksour, Atlas Saharien, Algérie). *Bull. Serv. Géol. Nat. Vol. 24, n° 1, pp.27-39, 4 fig. 1pl.*

**KAZI TANI N. (1986) :** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doctorat d'Etat, Pau*, 2 tomes, 784 p., 361 fig.

**KAZI TANI N. (1987) :** Les 9 ordres séquentiels et leur significations. *8th Int. Ass. Sédim. Regional Meeting of sedimentology, Tunis*, p. 299-300.

**KOLLI O. (1984) :** Contribution à l'étude des minéralisations cuprifères des sédiments détritiques Mésozoïques de la région d'Ain-Sefra (Monts des Ksour – Algérie). *Thèse 3<sup>ème</sup> cyc. Univ. Alger*, 202p., 67fig., 9pl.

**LAFFITE R. (1939)** : Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bull. Soc. Géol. France*, (5), 9, pp. 135-139, 1 pl., 8 fig.

**LAFFITE R. (1939)**.- Etude géologique de l'Aurès. *Thèse es science, Paris, Bull. Paris, Pub. Serv. carte geol. Nouv. Série*, N°46, t.I, 217p, et t.II 281p.

**LASNIER (1965)** : Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du Jurassique des Hautes Plaines algériennes (Aïn Séfra, Mécheria, Nador, Hodna). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris*, 171p.

**LAVILLE E. (1981)** : Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocains au cours des temps triasiques et liasiques. *Bull. Soc. Géol. France*, **1980**, (7), 23, 303-312

**LAVILLE E., HARMAND C. (1982)** : Evolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut Atlas (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7 (19), 213–227.

**LAVILLE E. (1985)** : Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas: modèle en relais multiples de décrochements. *Thèse d'Etat, USTL Montpellier*: 1 –168.

**LE PICHON X. (1987)** : Subsidence, transgressions, régressions : notions élémentaires sur les mécanismes physiques in : Stratigraphie : Méthodes, principes, applications C. Pomerol et al. 1987, Doin édit. Paris.

**MAHAMMED F., MAMI L., MEKAHLI L., BENHAMOU M., BOUTERFA B., KACEMI A., CHERIEF S.A., (2002)** : Le géant des Ksour: un dinosaure sauropode dans le Jurassique moyen de l'ouest de l'Algérie. *Bull. Ser. géol. (Algérie)*. Vol. 13, n°1, pp.3 – 19, 3fig., 4pl.

**MAKANI A. (2007)** : Sédimentologie et organisation de dépôts : Formation de Tiloula et passage à la Formation de Tiout fin Jurassique supérieur début Crétacé Inférieur, région de Tiout (Atlas Saharien Occidental). *Mém. Ing. Univ. Tlemcen*, 79 p., 24 fig., 3 pl.

**MAROK A. 1996** – Stratigraphie, Sédimentologie et interprétations géodynamiques du Lias-début Dogger : exemple de Sédimentation carbonatée de plate forme en Oranie (Monts de Sid El Abed, Hautes plaines, Algérie occidentale). *Documents des Laboratoires de géologie de Lyon*, 147 : 319 p. , 67 fig., 49 pl.

**MATTAUER M., PROUST F., and TAPPONIER P. (1972)**: Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature*, 23, 160-162.

**MATTAUER M., TAPPONIER P. et PROUST F. (1977).** : Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Géol. France.* (7) XIX, n° 3, p. 521-526.

**MEDDAH A. (1998)** : Etude géologique des appareils diapiriques de l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour). Essai de synthèse sur les diapirs atlasiques. *Thèse Magister, USTHB, Alger.* 174 p, 52fig.

**MEDDAH A., ELMI S. (1999)** : L'appareil diapirique de Tiout (Atlas saharien occidental, Algérie) : Activités volcaniques et phénomènes halocinétiques, in : *1er Coll. nat. Jurass., Rabat, Maroc.*

**MEDDAH A., BERTRAND H., ELMI S. (2007)** : La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie), *C. R. Géoscience* 339 24–30, *Science direct Elsevier.*

**MEKAHLI L. (1995)** : Hettangien, Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, évolution paléogéographique et stratigraphie séquentielle. *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Oran*, 358 p., 67 fig., 49pl. h.t.

**MEKAHLI L. (1998)** : Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Doc. Lab. Géol., Lyon, France*, n°147, 319 p., 67 fig., 49 pl. h.t.

**MENCHIKOFF N. (1946)** : Sur les dépôts post-turonien des confins algéro-marocains du Sud. *C.R.Somm. Séanc. Géol. France*, pp.53-54.

**MENCHIKOFF N. (1957)** : Les grandes lignes de la géologie saharienne. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.* , Paris, sér. 2, 1, 1, pp. 37-47.

**MOHIDDINE F. & TOUMI M. A. (2012)** : Etudes par imagerie satellitale Landsat ETM+ de la zone ouest des Monts des Ksour (Atlas Saharien)-Algérie. *Dipl. Ingéniorat univ. Tlemcen*, 124 p., 41 fig. et 16 Tabl.

**MONBARON M., RUSSELL. DALE A., TAQUET P. (1999)** : Atlasaurus imelakei n.g., n.sp., un sauropode à allure de brachiosauridé du Jurassique moyen du Maroc. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences*, 1999. 329, 519-526.

**MORIZET M. (1970)** : Contribution à l'étude géologique de la carte au 1/200.000 de Brézina (Algérie). *Mémoire de D.E.A. de géologie stratigraphique. Fac. Des Sciences de Paris*, 84 p., 13 pl.

**OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.M. (1982).** : Cinématique des plaques et paléogéographie : une revue. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXIV, n° 5-6, p. 875-892.

**OUAHIB K., SMAHI M. (2008)** : Etude lithostratigraphique et structurologique de la région de Zerga de Sfisifa (Atlas Saharien Occidental) Algérie. *Mémoire d'ingéniorat d'état, Université de Tlemcen*, 78p. 28 fig., 12 tab. et 3 pl.

**OUALI MEHADJI A. (1995)** : Brachiopodes des Monts des Ksour (Bajocien supérieur, Bathonien inférieur) (Atlas saharien occidental, Algérie). *Mémoire de Magister Univ. Oran*. 220p, 90fig, 3pl.

**PIQUET A., AÏT BRAHIM L., AÏT OUALI R., AMRHAR M., CHARROUD M., GOURMELAN C., LAVILLE E., REKHISS F.& TRICART P. 1998**-Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 797-810.

**PIQUET A., TRICART P., GUIRAUD R., LAVILLE E., BOUAZIZ S., AMRHAR M. & AÏT OUALI R. (2002)**:The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa) : an overview. *Geodynamica Acta*, p.185-208, 11 fig.

**RITTER E. (1901)** : Le Djebel Amour et les Monts des Oulad Naïl. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), 3, 100 p., 4pl. h. t.

**SALVAN H.M. (1974) :** Les séries salifères du Trias marocain : caractères généraux et possibilités d'interprétation. *B.S.G.F.*, (7), XVI, n°6, p.724-732.

**SEBANE A., MAROK A. & ELMIS. 2007 :** Evolution des peuplements des foraminifères pendant la crise toarciennne à l'exemple des données des monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *C.R. Palevol.*, vol. 6, n°3, p. 189-196.

**SEBANE A. 2007 :** Les foraminifères du Jurassique des monts des Ksour. Etude biostratigraphique et paléocéologique. (Atlas saharien occidental, Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat Es-Sciences, Université d'Oran*. 212 p., 45 fig. et 25 pl.

**S.N.REPAL (1952) :** Région sud tellienne et Atlas saharien, *XIXème Congr. Géol. Intern. Alger. Monogr. Région.* , 1, n°2.

**STUDER M., DU DRESNAY R. (1980):** Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc) *Bull. Soc. Géol. France*, 1980, (7), N°3

**TLILI M. (1995):** Le phénomène récifal du Bajocien de la bordure méridionale de l'Atlas saharien occidental (secteur Aïn Ouarka). Lithostratigraphie, sédimentologie et implications paléocéologiques et paléogéographiques. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 154p., 48fig, 9pl.

**YELLES-CHAUCHE A.K., AIT OUALI R., BRACENE R., DERDER M.E.M. et DJELLIT H., (2001) :** Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bull. Soc. Géol., France*. T. 172. n° 3. pp.285-293.

**ملخص:** هاته الدراسة تخص الحوض الرسوبي لجبال القصور (الحوض الأطلسي الغربي) الذي يتألف من أخدودين مفصولان عن بعضهما البعض بسلسلة جبلية أحديبية الشكل باتجاه شمال شرقي-جنوب غربي لسلسلة الزرقة لسفيسيفة (قاسمي والأخرون، 2013) تتمثل في الحقيقة الفالق الشمال الأطلسي الدراسة الليتوستراتيغرافية لهذه المنطقة مكنت لأول مرة من اكتشاف تكوينات جيولوجية في منطقة النسانيس (الأخدود الأطلسي الأمامي) تعود إلى الحقبة الجيولوجية لياس المتوسط والعلوي، وأخرى في الجزء الأوسط لسلسلة الزرقة تعود إلى حقبة اللياس السفلي والمتوسطة الأخدود (الشق) الأطلسي الأمامي امتلأ بالرسوبيات خلال الجو راسي العلوي وذلك قبل الأخدود الأطلسي الذي امتلأ خلال العصر الطباشيري السفلي. التحليل الهيكلي للسلسلة الرسوبية الجو راسية يبين أن خلال فترة اللياس السفلي أغلب الفوالق ذات الاتجاه شمال شرقي-جنوب غربي وشبه زوالي هي فوالق عادية وهي تعكس نظام تكتوني انفتاحي باتجاه شمال غربي-جنوب شرقي وشرق غرب أقصى الانفتاح هو شاقولي. إن وجود فالق باتجاه شمال غرب-جنوب شرقي يعكس انفتاح باتجاه جنوب غربي-شمال شرقي الذي حدث في نفس زمن انفتاح باتجاهات شمال غربي-جنوب شرقي وشمال شرقي-جنوب غربي كانوا سبب في تفكك المنصة البحرية خلال اللياس سفلي والمتوسط. وقد حدث أيضا تعمقا باتجاه جنوب غربي خلال سينموريا-كاريسيا وانعكاس لهبوط القاع المحيطي خلال الدوميريا مع تعمق باتجاه شمال شرقي الذي توصل في الحقبة أألينيا-باجوسيا. وخلال فترة اللياس العليا، منطقة كسور ذات اتجاه شرق-غرب حدثت فينيسانيس لوجود شقوق انفتاح ريدل (R', R, TF, P) واضحة. هذا التسلسل المنطقي للشقوق يدخل في ديناميكية انفتاح للحوض الرسوبي في حقبة اللياس العليا أو الدوميريا. بنية ظاغطة بنيت خلال اللياس-الدوقر ذات اتجاه شبه عرض ومولفة من تكوينات جيولوجية تعود إلى ما قبل أألينيا والترياس. كل هذا يشير ربما بان الظاهرة الديابيرية بدأت باكرا في عين ورقة وعلى الأقل مع نهاية اللياس في منطقة الزرقة لسفيسيفة. أن هاته الدراسة سلطت الضوء على بنية ترسيبية ظاغطة في حدود اللياس-دوقر (قاسمي والأخرون، 2013). إن تحليل الكسور عبر القياسات الميدانية تبين تسلسل متجانس لتشوهات الحوض الرسوبي في الأراضي الجو راسية. إن جرد لاتجاهات الكسور والفوالق عبر صور الأقمار الصناعية تسمح لنا أن نقارن بين البيانات المتحصل عليها من الميدان وبيانات الاستشعار عن بعد. وأخيرا التركيب الجيولوجي والجيوديناميكي في جبال القصور تسمح بتصميم نموذج لهذا الحوض الرسوبي أين حركات التمديد والانفتاح تبدو أنها تتحكم في نظام ترسيبي بشكل بول-أبارت.

الكلمات المفتاحية: الجور راسي، جبال القصور، سلسلة الزرقة، ليتوستركتيرال، جيوديناميك، ديناميك، ظاغطة، انفتاح، إشعار عن بعد، نموذج تكتوني، بول أبارت.

**Résumé:** Le secteur d'étude concerne le bassin des Ksour (bassin atlasique occidental), il est composé de deux sillons séparés par une ride anticlinale de direction SO-NE, la ride de Zerga de Sfissifa (Kacemi *et al.*, 2013). Cette dernière correspond en fait à l'Accident Nord Atlasique (ANA).

L'étude lithostratigraphique met en évidence, pour la première fois, le Lias moyen et supérieur dans le secteur de Nessanis (sillon préatlasique) et le Lias inférieur et moyen dans la partie médiane de la ride de Zerga. Le sillon préatlasique a été comblé au Jurassique supérieur, avant le sillon atlasique qui a été comblé au Crétacé inférieur.

Une analyse structurale fine dans les séries jurassiques a montré qu'au cours du Lias inférieur, la majorité des accidents NE-SO et subméridiens sont des failles normales, témoignant d'un régime tectonique distensif pur NO-SE et E-O, où  $\sigma_1$  la contrainte principale maximale est verticale. La présence de failles NO-SE témoigne d'une distension pure SO-NE contemporaine de celles NO-SE et E-O. Les directions SO-NE, N-S et NE-SO sont à l'origine de la dislocation de la plate forme au Lias inférieur et moyen. Les failles normales subméridiennes et NO-SE paraissent aussi importantes dans la structuration du bassin qui se traduit par un approfondissement vers le SO au cours du Sinémurien-Carixien et une inversion de la subsidence à partir du Domérien avec un approfondissement vers le NE qui s'est poursuivi à l'Aalénien-Bajocien. Au Lias supérieur, une zone de cisaillement E-O senestre a été définie dans la région de Nessanis. Elle a été déterminée grâce à des fentes de tension en échelon, où les fractures de Riedel (R', R, P et FT) sont bien exprimées. Cette suite logique de fractures s'intègre dans une dynamique d'ouverture transtensive du bassin à partir du Lias supérieur ou probablement du Domérien.

Une structure compressive édifée au passage Lias-Dogger, de direction sublatitudinale dont le cœur est occupé par des formations anté-aaléniennes et triasiques laisse penser que le phénomène diapirique a commencé très tôt dans le secteur d'Aïn Ouarka, au moins à la fin du Lias. Dans le secteur de Zerga de Sfissifa, une structure synsédimentaire transverse en compression au passage Lias-Dogger, dont la direction de la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) est subméridienne, a été mise en évidence (Kacemi *et al.*, 2013). L'analyse de la fracturation à partir des mesures de terrain montre une organisation homogène de la succession des déformations du bassin dans les terrains jurassiques. Un inventaire des linéaments à partir de l'imagerie satellitaire a permis de comparer les données de terrain avec les données de télédétection.

Enfin une synthèse géologique et géodynamique, à l'échelle des Monts des Ksour, nous a menés à concevoir un essai de modélisation du bassin, où des mouvements d'extension pure et de transtension semblent contrôler un système de dépôt en pull apart.

**Mots-clés :** Jurassique – Monts des Ksour – Ride de Zerga - Lithostratigraphique – Géodynamique – Cinématique – Compression - Transtension - Télédétection – Modèle tectonique – Pull apart.

**Abstract:** The Ksour basin study area (Western Atlas Basin) which is composed of two furrows separated by an anticlinal ridge with SW-NE direction, the Zerga of Sfissifa ridge (Kacemi *et al.*, 2013). The latter is in fact the Atlasic North Accident (ANA).

The lithostratigraphic study shows, for the first time, the middle and upper Lias in the Nessanis sector (preatlasian trench) and the middle and lower Lias in the middle part of the Zerga ridge. The preatlasian trench was filled in the Upper Jurassic, before the atlasian trench that was filled in the Early Cretaceous.

A fine structural analysis in the Jurassic series showed that, in the Lower Lias, the majority of NE-SW and submeridian accidents are normal faults, indicating a pure extensional tectonic NW-SE and EW regime, where  $\sigma_1$ , the maximum principal stress, is vertical. The presence of NW-SE faults indicate a pure SW-NE distension contemporary with the NW-SE and E-W ones. SW-NE, NS and NE-SW directions are the cause of the platform dislocation in the middle and lower Lias. The submeridian normal faults and NW-SE appear also important in structuring the basin shown by the deepening to the SW in the Sinemurian - Carixian and a reversal of the subsidence from Domesian with a deepening in the NE which continued during the Aalenian - Bajocian. The Upper Lias, a sinistral E-W shear zone has been defined in the Nessanis region. It was determined through leveled stress slots where Riedel fractures (R', R, P and FT) are well expressed. This faults logical series is part of a dynamic transtensive opening from the beginning in the Higher Lias or probably the Domesian.

A compressive structure built in the Lias-Dogger transition, of sublatitudinal direction which middle is occupied by ante Aalenian and Triassic formations suggests that the diapiric phenomenon began early in the Aïn Ouarka area, at least at the end of Lias. In the Zerga Sfissifa area, a transverse synsédimentary compression structure during the Lias-Dogger transition has been demonstrated (Kacemi *et al.*, 2013) where the direction of the maximum principal stress ( $\sigma_1$ ) is submeridian.

Faulting analysis, from the field survey, shows a homogeneous organization of the sequence of the basin deformations in the Jurassic terrain. An inventory of lineaments from satellite imagery was used to compare field data with remote sensing data.

Finally a geological synthesis and geodynamics, at the Ksour Mountains scale, lead us to design a test model of the basin, where pure extension and transtensional movements seem to control a pull apart basin.

**Keywords:** Jurassic – Ksour Mountains – Zerga ridge – Lithostratigraphical – Geodynamics – Kinematics – Compression – Transtensional – Remote sensing – Tectonic model – Pull apart.