



N° d'ordre 29/2016

## THESE DE DOCTORAT

Présentée par

**Mr : Driss SADKAOUI**

Spécialité : Géo-ressources et Génie Géologique

### **Etude géomorpho-structurale de la région d'Ifrane-Guigou (Moyen Atlas, Maroc)**

Thèse présentée et soutenue

Le 15/10/2016 devant le jury composé de

Nom Prénom	Titre	Etablissement	
Lahrach Abderrahim	PES	FST-Fès	Président
Dridri Abdellah	PES	FSDM-Fès	Rapporteur
Masrour Aïssa	PES	FS-Meknès	Rapporteur
El Arrim Abdelkarim	PES	FST-Tanger	Rapporteur
Deffontaines Benoît	Prof des Universités	Univ. Paris-Est Marne-La-Vallée, France	Examineur
Chaouni Abdel-Ali	PES	FST-Fès	Examineur
El Arabi Hassan	PES	FSDM-Fès	Examineur
Benabdelhadi Mohammed	PES	FST-Fès	Directeurs
Gourai Lahcen	PES	FSDM-Fès	de thèse

Laboratoire d'accueil : Géo-Ressources et Environnement

Etablissement : Faculté des Sciences et Techniques- Fès

## Résumé

L'accident de Tizi n'Terhtene (ATT) est un faisceau de failles, orienté NE-SW, qui subdivise le Causse Moyen Atlasique en deux compartiments distincts. Entre le lac Ifrah, au NE, et la ville d'Azrou, au SW, cet accident se matérialise par la ride anticlinale de Taïliloute dont le sommet domine à plus de 2000 m par endroit.

Héritée de l'orogénèse hercynienne, cette structure séparait deux blocs basculés au Lias moyen : le bloc de Guigou au SE et le bloc d'Ifrane au NW. À partir du Domérien, elle s'est inversée en une ride anticlinale et par la suite, elle a enregistré les phases de l'orogénèse alpine. Elle présente aujourd'hui des indices néotectoniques au NE. Les résultats de ces épisodes tectoniques sont matérialisés par un poljé à la terminaison NE de la ride, une structure en fleur positive caractérise la grande majorité de la ride, localement (dans le secteur de la cuvette de Michlifene), une virgation transpressive dédoublant la ride jusqu'à sa limite SW et enfin un volcanisme quaternaire en bordure sud. Dans le contexte de rapprochement des plaques Afrique/Eurasie, la ride de Taïliloute correspond donc à un décrochement sénestre transpressif inversant un ancien système de failles normales Atlantique et Téthysien.

A proximité de cet accident, plusieurs modelés karstiques se sont développés selon certaines directions et dans des terrains carbonatés privilégiés. Les poljés et les dolines, occupés parfois par des lacs, sont en général parallèles à l'accident de Tizi n'Terhtene, les vallées sèches présentent des pertes alignées sur les failles. Les paysages ruiniformes sont concentrés dans des terrains où affleurent les dolomies saccharoïdes du Lias moyen. Les abris sous roches de Boutkhoubaye sont aussi creusés dans les mêmes dolomies saccharoïdes et sur les flancs des failles N045°E. Ceci laisse suggérer que le développement de ces formes karstiques est contrôlé par le jeu multiple des failles du réseau de l'accident de Tizi n'Terhtene et par la nature saccharoïde des dolomies du Lias Moyen.

Au cours du quaternaire, le serrage Afrique-Europe s'est manifesté par le jeu des failles du réseau de l'ATT en décrochements entraînant l'ouverture de grandes fentes N170°E dans le plateau d'Azrou et de petites fentes le long de l'ATT. Les premières ont édifié la majorité des volcans du plateau d'Azrou, les secondes ont permis l'épanchement de petits volcans insolites.

Ce faisceau de failles continue à rejouer jusqu'à l'actuel. En effet plusieurs grandes dépressions jalonnent l'ATT et sont comblées par des cônes alluviaux, des travertins d'âge Quaternaire et quelques-unes abritent des lacs offrant de précieux archives lacustres. Les archives sédimentaires et les coulées basaltiques sont affectées par les déformations néotectoniques comme en témoigne de nombreux indices néotectoniques mis en évidence dans la coupe de rivage du lac Ifrah et dans les basaltes et les brèches volcaniques du Plateau d'Azrou.

Mots-Clefs : Néotectonique, Inversion, Géologie, Géomorphologie structurale, Structure en fleur, Ride transpressive, Causse Moyen Atlasique, ride anticlinale de Taïliloute, Formes karstiques, Moyen Atlas.

## Abstract

The accident Tizi n'Terhtene (ATT) is a bundle of faults, oriented NE-SW, which divides the Causse Middle Atlasic into two separate compartments. Between Lake Ifrah, NE, and the city of Azrou, SW, this accident is materialized by the anticlinal ridge Taïliloute whose summit dominates over 2000m in some places.

Inherited from the Hercynian orogeny, this structure separated two blocks switched at the Middle Lias: Guigou the block and the block SE Ifrane NW. From Domerian, it was reversed in an anticlinal ridge and later it recorded the phases of the Alpine orogeny. It now has neotectonic indications at the NE. The result of these tectonic events are represented by a poljé to the NE termination of the wrinkle, a positive flower structure characterizes the majority of the wrinkle, locally (in the area of the Michlifene basin), a transpressional virgation splitting the wrinkle SW to its limit and finally a quaternary volcanism at southern edge. In the context of the approximation of Africa / Eurasia plates. The Taïliloute wrinkle corresponds to a sinister transpressional thrust faults reversing an ancient system of normal Atlantic and Tethyan faults.

Close to this accident, several karst features have developed in directions and some preferred carbonate terrains. Poljes and sinkholes, sometimes occupied by lakes, are generally parallel to the Tizi n'Terhtene accident; dry valleys have lost aligned holes. The ruiniform landscapes are concentrated in places where the saccharoid dolomites of the Middle Lias flush. The shelters Boutkhoubay rocks are also dug in saccharoid dolomites and sides of the N045 ° E faults. This suggests that the development of these karst forms is controlled by the multiple replay of the faults of the network of the Tizi n'Terhtene accident and the saccharoid nature of the dolomites of the Middle Lias.

During the Quaternary Age, the Africa-Europe tightening was reflected in the interplay of the ATT network through faults causing setbacks in the opening of large cracks towards the N170 ° E in the Azrou tray and small slits along the ATT. The former have built the majority of volcanoes of the Azrou plateau, the latter allowed of the effusion of small unusual volcanoes.

The network fault continues to replay this day. Indeed several major depressions mark the ATT and are filled by alluvial cones, the Quaternary age travertine and some one are home to lake offering valuable archives. The sedimentary archives and basaltic flows are affected by neotectonic deformation as witnessed many neotectonic indicators highlighted in the lake shore and cutting Ifrah in basalts and volcanic breccias of the Azrou Plateau.

**Keywords:** Neotectonics, Inversion, Geology, Structural geomorphology, flower structure, Ridge transpressional, Causse Middle Atlasic, anticlinal ridge Taïliloute, karst forms, .Means Atlas.

## ***REMERCIEMENTS***

Le travail de recherche présenté dans cette thèse a été réalisé au sein du laboratoire de Géo-ressources et Environnement. Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont permis d'aller à bien ce travail. Tout d'abord j'exprime ma gratitude à mes encadrants. Monsieur **Mohammed BENABDELHADI** m'a confié ce travail et m'a apporté son soutien tout au long des campagnes de terrain, des travaux de laboratoire et de la rédaction de cette thèse. Il m'a donné accès à toute la documentation nécessaire pour cerner au mieux la problématique du sujet. Je n'oublie pas son aide logistique, ses directives, ces corrections instantanées de résumés de communications et d'articles. Grand merci M. BENABDELHADI. Je remercie également Monsieur **Lahcen GOURARI** pour son aide, surtout sur le terrain où les discussions ouvertes ont été fructueuses pour l'avancement du travail. Merci M. Lahcen.

Je tiens à remercier vivement les membres du jury qui ont accepté de lire et juger ce modeste travail. Il s'agit de **A. LAHRACH, A. DRIDRI, A. MASROUR, A. EL ARRIM, B. DEFFONTAINES, A. CHAOUNI** et **H. EL ARABI**.

Au cours de la réalisation de ce travail, plusieurs personnes m'ont apporté leur aide par leur savoir scientifique et par leur soutien moral. L'ordre de leur présentation dans cette page n'est qu'aléatoire, chacun mérite le même remerciement pour leur contribution :

**Abderrahim LAHRACH, Abdalali CHAOUNI, Hassan TABYAOUI**, du laboratoire de Géo-ressources et Environnement, m'ont fourni un soutien moral et m'ont aidé à la réalisation des cartes de la zone d'étude. Merci beaucoup.

**Benoît DEFFONTAINES** m'a fait confiance depuis mes premiers pas en tectonique. Son soutien a été sans faille, il m'a accompagné sur le terrain pour les descriptions microtectoniques. Ses conseils et sa méthode de travail m'ont permis d'améliorer mes connaissances en géologie structurale.

**J'ai bénéficié des conseils d'orientation et des compétences d'Ahmed NTARMOUCHANT, d'Hassan EL ARABI, de Bennasser BAALI et de Rachida Mahjoubi ;** qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude.

**Brahim BENZOUAGH** a toujours été mon compagnon de terrain. C'est avec lui que j'ai passé de longues journées agréables et fructueuses au cœur de la forêt dense du Moyen Atlas. Merci cher ami pour ta présence et ton soutien.

M remerciements s'adressent également à de nombreuses autres personnes : **AKil El ABOUDI, Ahlam MOUNADEL, Ferdaousse LKHLILI, Latifa LAADEL, Khadouje BENLAMINE.....**

Enfin, j'adresse une pensée toute particulière à **ma femme et mes enfants**, que je remercie chaleureusement pour leur soutien sans faille, leur patience et leurs sacrifices qui m'ont permis de mener à bien ce travail de thèse.

*Je dédie ce mémoire  
à toute ma famille et particulièrement à ma femme,  
et à mes enfants,  
pour leur sacrifice et leur soutien*

## **TABLE DES MATIERES**

Résumé.....	i
Remerciements.....	iii
Table des Matières.....	v
CHAPITRE I .....	1
INTRODUCTION .....	1
I. Les domaines structuraux du Maroc .....	2
1. Place du Moyen Atlas .....	2
2. Les subdivisions du Moyen Atlas .....	4
II. Historique des recherches .....	6
III. Problèmes posés, méthodes utilisées et plan du sujet .....	7
CHAPITRE II : Cadre géographique, géomorphologique et géologique.....	11
I. Cadre géographique.....	11
II. Le cadre géomorphologique.....	12
1. Le tronçon nord-occidental .....	12
1.1. Le plateau d'Adrarh .....	12
1.2. Le haut plateau de Tazioualt-Tamrabta .....	13
1.3. Le plateau d'Afekfak .....	13
1.4. La ride anticlinale de Taïliloute .....	13
2. Le tronçon central et nord-oriental .....	15
2.1. Le causse d'Amekla .....	15
2.2. Le causse de Guigou .....	16
2.3. Le plateau d'Azrou .....	17
III. L'évolution du climat et de l'environnement dans le CMA.....	18
1. Les surfaces miocènes témoignent d'un paléoclimat spécifique .....	18
2. La méthode d'étude des séquences sédimentaires des lacs Ifrah .....	18
2.1. La susceptibilité magnétique .....	19
2.2. La sédimentation organique .....	20
2.3. Les carbonates .....	20
2.4. La palynologie .....	20

3. Les périodes climatiques.....	22
3.1. La période antérieure à 21 000 ans BP .....	22
3.2. L'unité comprise entre 21 et 10 000 ans BP .....	23
3.3. L'unité comprise entre 10000 et 6000 ans BP .....	24
3.4. L'unité comprise entre 6000 et 4600 ans BP .....	26
3.5. L'unité comprise entre 4600 et 2000 ans BP .....	27
3.6. L'unité comprise entre 2500 ans BP et l'Actuel .....	28
4. Changements environnementaux au cours du dernier siècle .....	29
4.1. Reconstruction dendroclimatique de la variation de température moyenne depuis 1776 AD .....	29
4.2. Analyse des archives lacustres .....	30
4.3. Changements environnementaux entre 1845 et 1900 .....	30
4.4. La deuxième phase (comprise entre 1920 et 1965 environ).....	31
4.5. La troisième phase (comprise entre 1965 environ et 2000).....	31
Conclusion .....	33
IV. Contexte géologique.....	33
1. Le socle hercynien.....	34
2. Evolution structuro-sédimentaire du CMA au cours du trias.....	35
2.1. La coupe d'Aïcha Hmad. ....	36
2.2. La coupe de Tagounite.....	37
2.3. La coupe d'Azrou.....	38
3. Installation de la Plate-forme carbonatée au Lias.....	39
3.1. L'Infra-Lias .....	40
3.2. Installation de la plate-forme carbonatée au cours du Lias inférieur.....	42
3.3. Evolution de la plate-forme carbonatée au cours du Lias moyen.....	46
3.4. Les dépôts du Toarcien-Aalénien dans le CMA.....	53
Conclusion .....	56
4. Evolution Plio-Quaternaire du CMA.....	56
CHAPITRE III : LA RIDE ANTICLINALE DE TAÏLILOUTE : EVOLUTION GEOMORPHO STRUCTURALE .....	61
I. Données de surface sur les rides anticlinales .....	61

1. Les failles associées aux rides .....	62
2. Les plis en échelon .....	64
II. Caractérisation d'un décrochement en coupe.....	65
1. Analyse de profils sismiques.....	65
2. Modèles analogiques des structures en fleur.....	67
3. Modèles analogiques relatifs aux terminaisons de décrochements et aux relais de décrochements .....	68
3.1. Notion de relais de décrochements.....	68
3.2. Les modèles analogiques .....	68
3.2.1. Modèle de Rispoli(1980) .....	68
3.2.2. Le modèle de Liu Xiaohan (1983).....	69
3.3. Modèle en queue de cheval de Granier(1982).....	70
4. Les structures associées aux relais décrochements .....	70
1. Les structures compressives.....	71
2. Les structures distensives.....	71
III. La correspondance entre les modèles et les structures observées .....	72
1. La cartographie de la ride de Taïliloute.....	72
2. Cadre lithostratigraphique .....	73
2.1. Le Trias.....	73
2.2. Le Lias inferieur.....	74
2.3. Le Lias moyen.....	74
2.4. Le Lias supérieur.....	75
3. Le modèle d'évolution de la ride de Taïliloute .....	76
3.1. Le cadre structural de la ride de Taïliloute.....	76
3.2. Le modèle d'évolution de la ride de Taïliloute.....	77
IV. Evolution post-Lias de la ride anticlinale de Taïliloute .....	79
1. Photo-interprétation et géomorphométrie.....	79
2. Etude structurale.....	83
3. Discussion.....	86
Conclusion .....	91
Chapitre IV : LES PHENOMENES VOLCANIQUES LIES A L'EVOLUTION DE LA RIDE DE TAÏLILOUTE	92

I. Description des volcans et des épanchements basaltiques .....	93
1. Les édifices volcaniques élémentaires .....	94
2. Les cratères d'explosion et caldeira .....	95
2.1. La cavité de Michlifene .....	95
2.2. La cuvette de Lechmine Lkettane .....	97
3. Les volcans isolés .....	100
II. Les épanchements volcaniques .....	101
III. La nature des épanchements volcaniques et leur datation .....	102
IV. Discussion et conclusion.....	104
CHAPITRE V : LES PHENOMENES KARSTIQUES LIES AU REJEU DE L'ATT.....	108
Introduction .....	108
I. Conditions et processus de karstification .....	109
1. La circulation des eaux et les mécanismes de dissolution .....	109
2. Les roches vulnérables à la karstification .....	112
3. Rôle de la tectonique .....	114
3.1. L'action du pendage sur la distribution des dolines .....	114
3.2. Les charnières des synclinaux .....	115
3.3. Le rôle de la fracturation .....	115
II. Districts karstiques de la zone d'étude.....	117
1. Poljés et grandes cuvettes karstiques .....	117
2. Dolines .....	121
3. Reliefs ruiniformes .....	125
4. Lapiés.....	126
5. Vallées sèches .....	131
6. Formes endokarstiques .....	134
7. Les crypto- karsts.....	135
III. DISCUSSION .....	136
1. Rôle de la structure sur la karstification .....	136
2. Influences climatiques sur les processus karstiques .....	139
CHAPITRE VI : La néotectonique de la ride de Taïliloute.....	141
I. Les indices néotectoniques dans les archives lacustres.....	141
1. Cadre géographique et contexte géologique.....	142
1.1. Cadre géographique .....	142
1.2. Contexte géologique .....	143
2. Analyse et réinterprétation des données anciennes .....	145
3. Discussion .....	154
Conclusion .....	156

II. Les indices néotectoniques de l'ATT dans les épanchements basaltiques.....	156
1. La zone de la cuvette de Michlifene.....	157
2. La cuvette de Lechmine Lkettane.....	158
3. Le site de Tit Ougmar au SE de Jbel Hebri.....	159
III. Analyse de la fracturation et détermination des paléocontraintes responsables de l'évolution de la ride de Taïliloute.....	161
1. Méthode de calcul mathématique de tenseur de contraintes .....	161
2. Analyse de la fracturation et détermination de champ de contraintes néogène et quaternaire dans le secteur d'Ifrane -Guigou .....	162
2.1 – Période d'âge Vallésien – Miocène supérieur.....	163
2.2 – Période d'âge Miocène terminal – Pliocène.....	164
2.3– Période d'âge Pliocène moyen – Supérieur.....	165
2.4 – Période d'âge Quaternaire ancien à moyen.....	165
2.5 – Période d'âge Quaternaire moyen à récent.....	166
CONCLUSION .....	166
CHAPITRE VII : INTERPRETATION ET DISCUSSION.....	169
I. De point de vue tectono-sédimentaire .....	169
1. Au Paléozoïque .....	169
2. La phase triasico-Jurassique .....	171
2.1. Le Trias.....	172
2.2. Le Lias .....	174
2.2.1. Lias inférieur .....	175
2.2.2. Lias moyen-supérieur.....	175
3. Phase Crétacée-Néogène .....	177
3.1. Tectonique anté-Miocène supérieur.....	178
3.2. Tectonique Miocène supérieur-Quaternaire .....	180
II. Phénomènes karstiques .....	180
1. Influence de la lithologie sur la karstification .....	181
2. Influence de la tectonique .....	181
III. Phénomènes volcaniques .....	182
CONCLUSION.....	184
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	191
LISTE DES FIGURES .....	207

# **CHAPITRE I**

**Les  
domaines  
structuraux**

**Historique  
des  
recherches**

**Problèmes  
et  
méthodes**

# **CHAPITRE II**

**Cadre  
géographique**

**Evolution  
climatique**

**Contexte  
géologique**

# **CHAPITRE III**

## **Evolution morpho- structurale de la ride de Taililoute**

# **CHAPITRE IV**

## **Les phénomènes volcaniques liés à l'ATT**

# **CHAPITRE V**

## **Les phénomènes karstiques liés à l'ATT**

## **CHAPITRE VII**

# **Intèrprétation et discussion**

# **CHAPITRE VI**

## **La néotectonique de la ride de Taililoute**

# CHAPITRE I

## Introduction

Le Moyen Atlas appartient au domaine structural Atlasique et Mésétien, situé entre l'accident sud atlasique et la limite sud du Prérif. Cette chaîne intracontinentale, édifiée au cours de l'orogénèse alpine, s'individualise par des lignes structurales orientées NE-SW. La plus importante de ces lignes est l'accident nord moyen atlasique (ANMA) qui sépare la Cause moyen atlasique au NW du Moyen Atlas plissé au SE (Termier, 1936; Colo, 1961). Le style structural général de la chaîne se caractérise par l'existence de rides anticlinales, expression superficielle d'accidents de socle hercynien, qui séparent de larges dépocentres à sédimentation post-liasique.

Le Causse moyen atlasique, peu déformé, est matérialisé par une structure tabulaire monoclinale qui devient par endroit perturbé par des accidents recoupants comme celui de Tizi n'Terhtene (ATT). Dans sa partie méridionale, ce réseau de faille montre un relief surélevé entre les causses d'Ifrane et de Guigou ; il s'agit de la ride de Taïliloute délimitée au NE par le lac Ifrah et au SW par le Massif central près de la ville d'Azrou.

Depuis quelques années, des études ponctuelles dans différentes disciplines ont permis d'apporter des précisions précieuses d'ordre stratigraphique, géodynamique, paléogéographique et volcaniques. Mais dans l'ensemble, les données géologiques relatives à la zone d'Ifrane-Guigou restent encore insuffisantes notamment en ce qui concerne les données structurales. Le choix de l'étude de l'évolution de cette zone s'inscrit dans la même optique. En traversant la région d'Ifrane-Guigou, on remarque qu'on est en présence, d'abord, d'une ride sinueuse qui sépare deux plateaux, puis, la ride se termine au NE par un poljé abritant un lac et au sud des cônes et des épanchements basaltiques couvrent les formations jurassiques. Cette diversité de formes de relief et de structures nous incite à proposer une interprétation à cette diversité dans une zone restreinte.

L'étude menée dans ce travail cherche à mettre en évidence d'éventuelle relation entre les formes de relief, les formations géologiques et les jeux successifs de l'Accident de Tizi n'Terhtene. Elle va donc porter sur une révision synthétique des travaux antérieurs menés sur la chaîne atlasique en général et sur le causse moyen atlasique en particulier. Des compagnes de terrain sur des sites précis vont nous permettre de récolter des échantillons pour des études sédimentologiques et de chercher et étudier des indices microtectoniques.

## **I/ Les domaines structuraux du Maroc**

### **1. Place du Moyen Atlas**

Le Maroc est situé à l'extrémité nord-ouest de la partie continentale de la plaque africaine, il est entouré par les plaques mobiles de la mer méditerranée au nord et l'océan atlantique à l'ouest. Au cours de sa longue histoire géologique plusieurs cycles orogéniques se sont succédés, contribuant chacun, par son contexte géodynamique et son ampleur, à façonner les grands domaines structuraux du Maroc. Ces domaines structuraux (Michard, 1976) sont, du nord au sud (fig. I. 1) :

- le domaine rifain. Le Rif est une chaîne de montagne récente, formée au Tertiaire. Elle fait partie des chaînes alpines qui résultent de la collision Afrique-Eurasie et plus précisément à la chaîne rifo-tellienne d'Afrique du nord. Cette chaîne est constituée d'unités allochtones charriées sur la marge de la plaque Afrique.

- le domaine atlasique et mésétien. Les Atlas, Moyen Atlas et Haut Atlas, font partie de la chaîne atlasique, formée au Tertiaire. C'est une chaîne intracontinentale, située dans le continent africain. Elle s'étend du Maroc à la Tunisie et constitue l'avant-pays déformé de la chaîne rif-tellienne. Les sédiments du Méso-Cénozoïque, autochtones, sont faillés et plissés. Ils constituent la couverture d'un socle paléozoïque plissé, métamorphisé, granitisé pendant la formation de la chaîne hercynienne. Ce socle hercynien apparaît dans des « boutonnières ». On distingue la Meseta occidentale et la Meseta orientale séparées par le Moyen Atlas.

- le domaine anti-atlasique et son prolongement saharien. On distingue l'Anti Atlas, région montagneuse au sud du Haut Atlas résultant d'un vaste plissement anticlinal récent et, au-delà, le Sahara proprement dit représente une région de vastes plaines et plateaux désertiques. Ce domaine est caractérisé par un socle précambrien (Archéen et Protérozoïque) déformé par les orogènes éburnéenne et panafricaine et recouvert par une couverture paléozoïque faiblement déformée pendant l'orogène hercynienne. La couverture Méso-Cénozoïque, peu épaisse, est tabulaire (hamadas) (Michard, 1976).

Ces domaines sont séparés les uns des autres, par l'accident sud-atlasique d'une part et la limite des charriages tertiaires venus du nord, d'autre part. Les deux premiers domaines sont caractérisés par l'empreinte prédominante laissée par les orogènes varisque et alpine tandis que le dernier domaine a été essentiellement façonné par les orogènes précambriennes et varisque. Le domaine atlasique et Mésétien, situé entre l'accident sud atlasique et la limite sud du Prérif, est constitué par :

- Un socle paléozoïque (les Mesetas) d'âge allant du Cambrien jusqu'au Carbonifère. Ce socle a été structuré par l'orogénèse hercynienne responsable aussi de la mise en place de nombreuses intrusions de granitoïdes.

- Une couverture, formée de terrains essentiellement carbonatés, mésozoïques et cénozoïques comportant deux unités structurales : une zone à couverture plissée comprenant le Haut Atlas et le Moyen Atlas Plissé, qui ont subi une tectonique alpine précoce. Une zone à couverture tabulaire comprenant le causse moyen atlasique, les hauts plateaux et le pays des horsts dans le Maroc oriental.

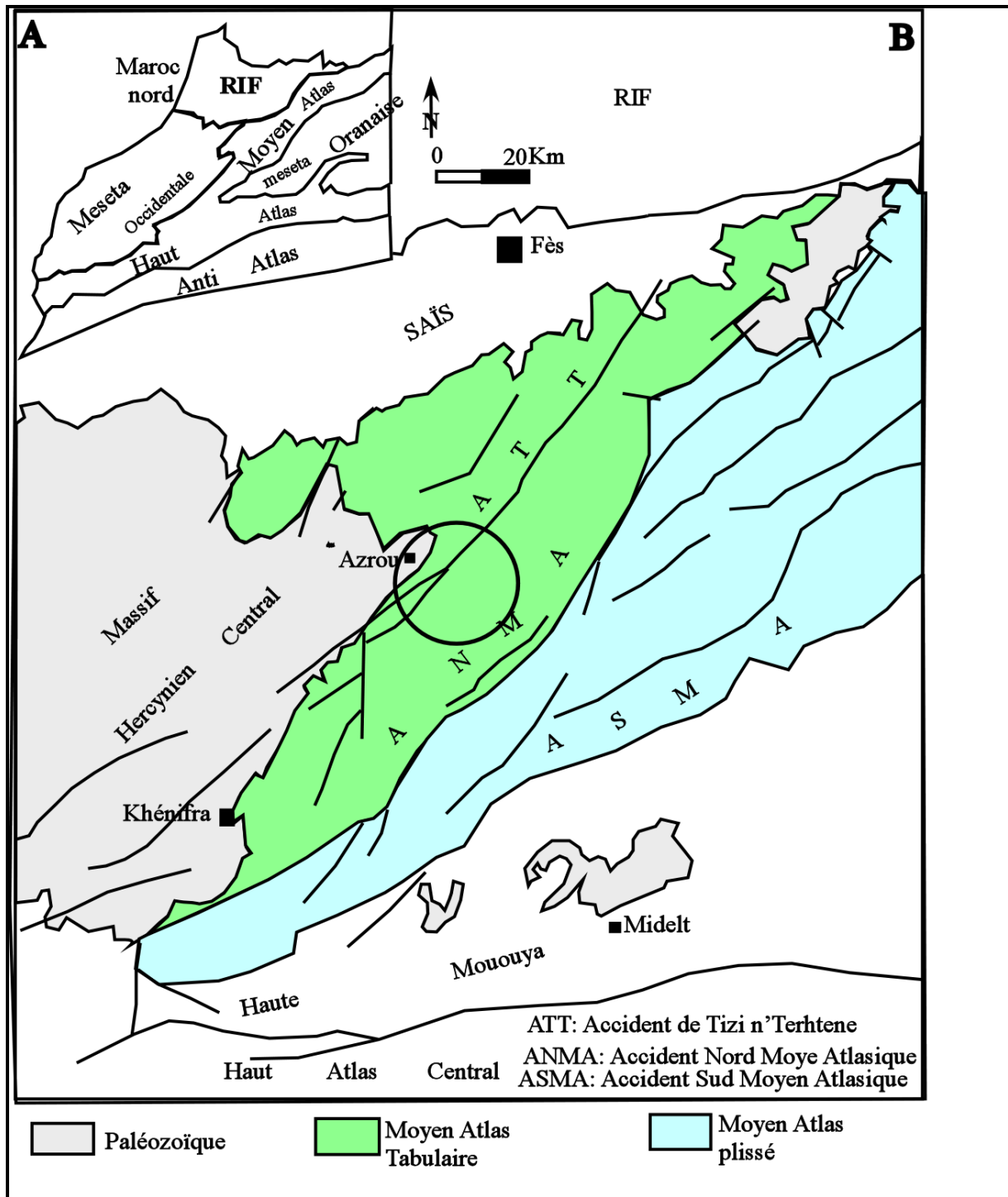


Figure I. 1: Carte structurale du Moyen Atlas. A : carte structurale du Maroc, B : Moyen Atlas

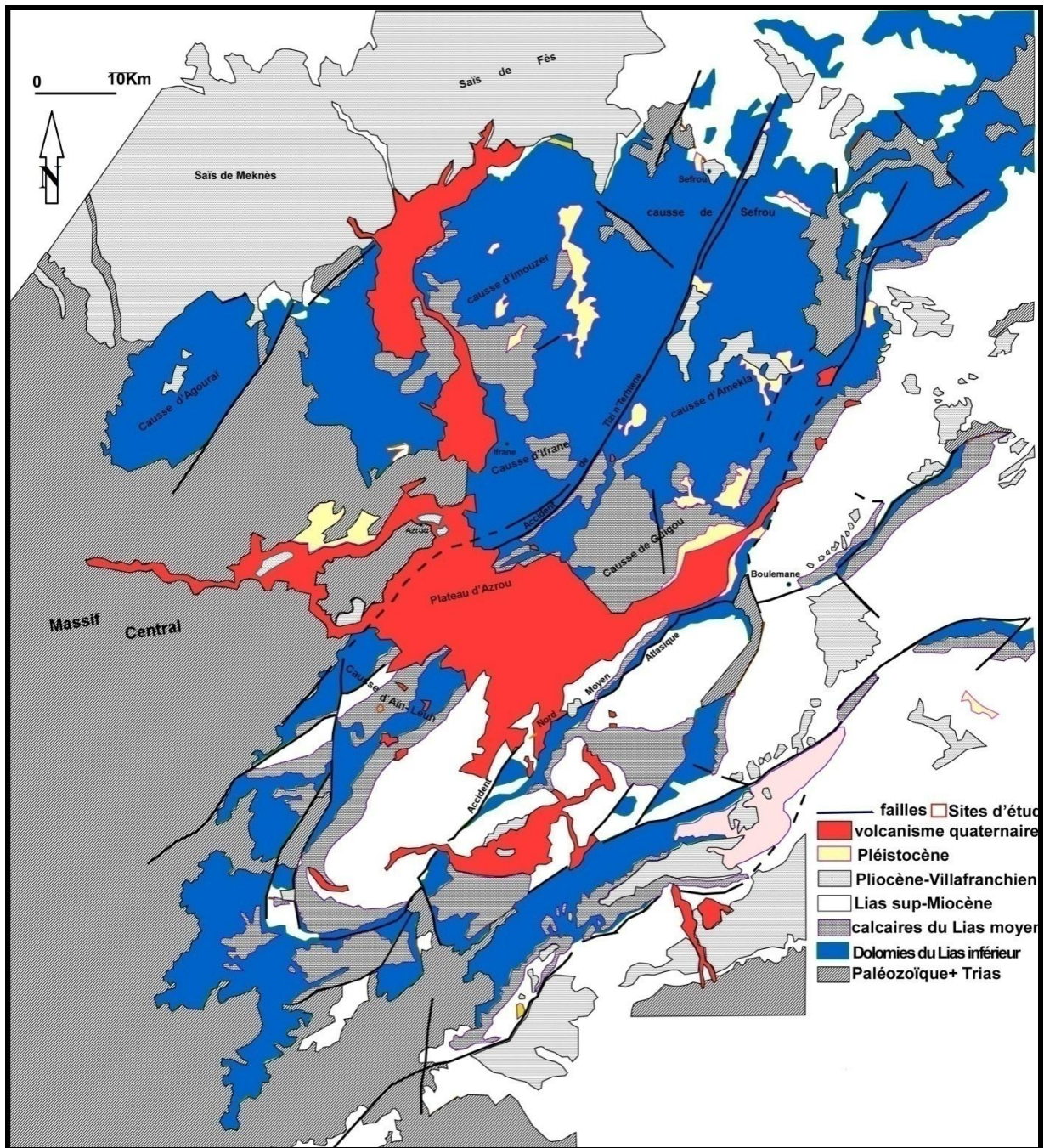
L'Afrique de l'ouest, à laquelle le Maroc appartient, montre des signes d'activités mésozoïques se manifestant par un abondant magmatisme sur les bordures du craton West-africain. Ce magmatisme alcalin semble indiquer qu'un contrôle asthénosphérique est à l'origine de la chaîne atlasique (Missenard, 2006). La topographie de la chaîne atlasique peut être aussi associée à un régime compressif dû à la collision Afrique-Europe. La conséquence

de ces deux manifestations est l'édification des chaînes atlasiques. Dans le domaine de ces chaînes, la couverture est formée de dépôts surtout d'âge jurassique ; elle est déformée dans le Moyen Atlas plissé et dans le Haut Atlas. Dans le Causse moyen atlasique et les hauts Plateaux elle est restée horizontale. Le socle paléozoïque, structuré lors de l'orogénèse hercynienne, n'affleure qu'à la faveur de boutonnières (Fedan, 1988 ; Sabaoui, 1987).

Le domaine des chaînes atlasiques comprend le Haut Atlas, la meseta orientale, le Moyen Atlas et le Maroc nord-oriental. Le Moyen Atlas (fig. III.1B) est limité au nord par le domaine rifain et à l'ouest par le domaine Mésétien. A l'est et au sud, il est séparé du Haut Atlas et de la Meseta orientale par la dépression sub-atlasique de Moulouya. Vers le nord-est il s'ennoie sous les dépôts néogènes du bassin de Guercif.

## 2. Les subdivisions du Moyen Atlas

Le Moyen Atlas est une chaîne intracontinentale édifiée au cours de l'orogénèse alpine. Elle s'individualise par des structures orientées NE-SW et montre deux zones séparées par l'accident nord moyen atlasique (ANMA). Ces zones sont au NW le Causse moyen atlasique et au SE le Moyen Atlas plissé (Termier, 1936 ; Colo, 1961). Dans le Moyen Atlas plissé, les dépôts du Méso-Cénozoïque sont très épais. Le style structural général se caractérise par l'existence de rides anticlinales, expression superficielle d'accidents du socle hercynien, qui séparent de larges dépo-centres (Fedan, 1988). Le Causse moyen atlasique, peu déformé, est matérialisé par une structure tabulaire monoclinale qui devient par endroit perturbé par des accidents recoupant comme celui de Tizi n'Terhtene. Sur le causse affleurent des carbonates de plate-forme du Lias inférieur et moyen. On y décèle une structure en blocs basculés (El Arabi, 2001) qui se traduit dans la topographie par une succession de plateaux étagés. Un régime karstique y est bien développé. Notons enfin de nombreux appareils volcaniques dont les coulées basaltiques couvrent une grande partie du causse et s'étalent le long des principales vallées (fig.I.2).



**Figure I. 2: Carte des affleurements du Causse Moyen Atlasique.**

La zone d'étude est située à la bordure occidentale du Causse moyen atlasique, à la limite avec le Massif Central hercynien. Son évolution serait conditionnée à la fois par le rejeu postérieur des accidents du socle, par une sédimentation de plate-forme interne et par l'orogénèse alpine.

## II. Historique des recherches

Le Moyen Atlas en général et le Causse en particulier a fait l'objet de nombreux travaux qui ont servi à :

- L'établissement de la stratigraphie, les grandes structures de la chaîne et les travaux cartographiques (Gentil, 1912; Savornin, 1921 ; Russo, 1926 ; Termier, 1936 ; Gardet et Gerard, 1946 ; Roch, 1950). La présentation des grands traits stratigraphiques et structuraux de la couverture jurassique accompagnée d'une approche paléogéographique (Colo, 1961; Chevalier, 1962 ; Choubert & Faure-Muret, 1967 ; Dresnay, 1971; Dubar, 1932) ;Mettre en évidence la relation tectonique-sédimentation (Laville, 1977-1988 ; Fedan, 1986-1988 ; Dué et al., 1977 ; Robillard,1979 ; Laadila, 1982-1996 ; Nassili, 1982 ; Charrière, 1985-1990 ; El Arabi,1987-2001 ; Sabaoui, 1987-1998, Ouarhache,1987- 2002 ; Benshili, 1987 ; Charroud, 1995 ; Gourari, 2001.....Mettre en évidence le rôle de la tectonique dans la genèse des lacs du Moyen Atlas et les aquifères (Baali, 1998, Hinaje ,2001-2004), et la caractérisation des nappes liasiqes (Margat, 1952 ; Bentayeb et Leclerc, 1977) ;

- L'établissement du paléoenvironnement Quaternaire sur les archives lacustres et mobiliers archéologiques (Damnati, 1993-2004, Cheddadi,1998-2012, Rhoujjati,2007, Ettabai,2009-2012, Benabdelhadi et al., 2005-2007) ;

- L'établissement d'une analyse géomorphologique (Martin, 1977-1982 ; Labhar, 1985 ; Benjelloul, 1990 ; Sadkaoui, 2011) ; Mettre en évidence la relation entre collision Afrique – Europe et les éruptions volcaniques Plio-quaternaire (Harmand, Contagrel et Moukadiri, 1984 -1986 ; El Azzab et Wartiti, 1998 ; El Azzouzi et al., 2010, Missenard, 2006).

Ces travaux et d'autres ont été réalisées sur le Moyen Atlas Plissé et la partie septentrionale du Causse moyen Atlasique. La ride de Taïliloute n'a pas bénéficié de ces travaux à l'exception d'une coupe réalisée par Colo (1963) et les études sur le volcanisme.

### III. Problématique et méthodologie

L'évolution du Moyen Atlas s'est déroulée en deux étapes (Fedan, 1988) ; une étape de bassin jurassique et une étape de chaîne intracontinentale. La première étape se caractérise par l'individualisation du bassin moyen atlasique jurassique entre l'accident Nord Moyen Atlasique à l'ouest et l'accident Sud Moyen Atlasique à l'est. Le fond de ce bassin est constitué de hauts fonds ou rides, orientées NE-SW à E-W, et dépo-centres. Au cours de cette étape jurassique, le Causse moyen atlasique était une plate-forme supratidale à infratidale. La ride de Taïliloute a les mêmes caractéristiques morphologiques et stratigraphiques que celles du bassin jurassique malgré son appartenance à la plate-forme bordière. Ceci pose la question de la relation de cette zone de Taïliloute avec le bassin jurassique et la limite occidentale de ce bassin. L'examen de la région de cette ride du NE vers le SW, permet de relever les remarques suivantes :

La limite nord-orientale de la ride est un poljé qui abrite le lac Ifrah. Les archives sédimentaires de ce lac ont été étudiées par Rhoujjati (2007) en se basant sur des carottes prélevées à l'intérieur du lac et dont le diamètre ne dépasse pas 10 cm. Ces archives ont permis de définir le paléoenvironnement du bassin versant sans rendre compte de la néotectonique vue la nature de l'échantillonnage. Au sud du lac, un ravin (Ighzer Amokrane) a entaillé son lit dans les dépôts lacustres sur cinquantaine de mètre de distance. Le long de ce ravin, nous avons pu mettre en évidence des indices de la néotectonique.

La ride suit la direction NE-SW de l'accident Tizi n'Terhtene, mais en allant vers le sud, et à partir de la station du Michlifene, la direction change et devient E-W. Au sud de la ride on observe de nombreux appareils volcaniques Quaternaires orientés NNW-SSE.

La ride de Taïliloute est un segment de l'Accident de Tizi n'Terhtene qui sépare le causse d'Ifrane au NW du causse de Guigou au SE. Le causse d'Ifrane présente plusieurs sources pérennes ou temporaires alors qu'elles sont absentes sur le causse de Guigou.

Toutes ces observations montrent qu'il existe un lien génétique entre la ride et la tectonique et notamment l'Accident Tizi n'Terhtene. Ceci conduit à poser des questions sur le modèle expliquant la formation de la ride de Taïliloute, la relation de la virgation avec le volcanisme quaternaire du plateau d'Azrou.

Pour répondre à ces questions, nous allons étudier et caractériser la ride de Taïliloute. Cette étude porte sur les affleurements et sur les modèles explicatifs pour les raisons suivantes :

L'accident de Tizi n'Terhtene, hérité de l'orogénèse hercynienne, continue de jouer en failles normales et en décrochement senestre au cours du Méso-Cénozoïque. André Charrière (1990) a signalé le rejeu quaternaire de cet accident dans des cônes alluviaux et dans des travertins au NE du Causse moyen atlasique. La mise en évidence de la néotectonique à partir des archives lacustre d'Ifrah nécessite une analyse granulométrique, une comparaison avec le log stratigraphique de la carotte prélevée dans le lac Ifrah et une analyse des structures tectoniques que montre la coupe de rivage.

Les deux causses présentent une distribution de paysages ruiniformes à Tidrine (cause d'Ifrane) et à Idmrane (cause de Guigou) localisée uniquement au niveau des dolomies. Une campagne de terrain suivie de confection de lames minces et d'analyse aux rayons X des échantillons de ces dolomies supérieures d'Ifrane permettraient d'apporter les éléments pétrographiques qui expliqueraient la concentration des paysages ruiniformes au niveau de Tidrine et d'Idmrane.

Pour mener à bien ce travail sur la zone de Taïliloute nous avons subdivisé en sept chapitres. Dans le premier, nous allons définir la zone d'étude par rapport aux domaines structuraux, exposer les problèmes d'ordre géologiques soulevés dans la zone d'étude et l'approche adoptée, le cadre géographique, l'évolution climatique et le contexte géologique et environnementale.

Le deuxième chapitre développe la caractérisation de la ride de Taïliloute en comparaison avec celles du Moyen Atlas Plissé en utilisant les modèles explicatifs de Rispoli et d'autres. Puis les phénomènes karstiques et leur remplissage sédimentaires dans le but de définir le rejeu néotectonique de l'accident de Tizi n'Terhtene. Les trois suivants sont consacrés à la mise en évidence de la relation entre les phénomènes karstiques, le volcanisme et les jeux successifs de l'accident de Tizi n'Terhtene. Enfin une étude des archives lacustres et des laves basaltiques quaternaires va permettre de définir la néotectonique de l'accident de Tizi n'Terhtene. Le septième chapitre est consacré aux interprétations et aux discussions.

**Abréviations utilisées :**

A.T.T	: Accident de Tizi n'Terhtene
ANMA	: Accident Nord moyen Atlasique
ASMA	: Accident Sud Moyen Atlasique ADA : Accident de Dayet Aoua
CMA	: Causse Moyen Atlasique

## **CHAPITRE II : CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE, CLIMATIQUE ET GÉOLOGIQUE**

### **I. Cadre géographique**

De point de vue topographique, le Moyen Atlas est un ensemble montagneux encadré au nord par le couloir sud-rifain, au sud par le Haut Atlas et la vallée de la Haute Moulouya, à l'est par la vallée de la Moyenne Moulouya et à l'ouest par la Mesta marocaine (Colo, 1961). Cet ensemble montagneux de direction NE-SW, est subdivisé en deux grands sous-ensembles : le Causse moyen atlasique à caractère tabulaire au NW et le Moyen Atlas plissé avec quatre rides parallèles au SE. De point de vue structural les deux ensembles sont séparés par l'accident nord moyen atlasique (Colo, 1961).

Le Causse moyen atlasique est considéré comme un pays tabulaire constitué de plusieurs unités géographiques, mais de point de vue structural, l'accident de Tizi n'Terhtene le subdivise en deux tronçons : un tronçon nord-occidental et un tronçon sud-oriental (Colo, 1961). Cette limite est une ligne d'accidents tectoniques, elle s'étend depuis la région d'Ouiouane au SW jusqu'au Saïs oriental. La zone d'étude correspond à la région d'Ifrane-Guigou. Elle se situe entre les villes d'Azrou au SW, la ville d'Ifrane à l'ouest, le village d'Almis-Guigou à l'est (fig. II.1). Cette zone est constituée du relief de Taïliloute, des causses d'Ifrane et de Guigou et du plateau d'Azrou. La ride de Taïliloute, couverte d'une forêt dense de chênes verts et de cèdres. Elle est limitée au SW, par la ville d'Azrou située dans le Massif Central et au NE par le poljé d'Ifrane.

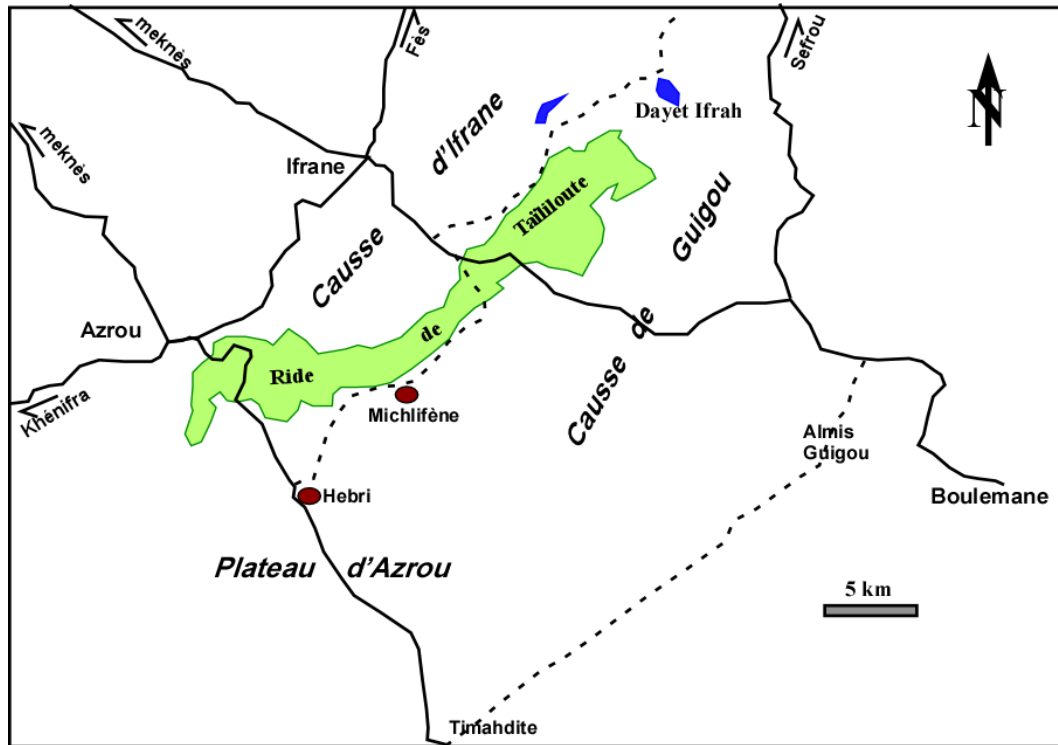


Figure II.1: Localisation de la zone d'étude.

## II. Cadre géomorphologique

La région d'Ifrane-Guigou est constituée de deux surfaces planes séparées par un relief de direction générale NE-SW. D'un point de vue géomorphologique, on peut subdiviser cette zone en tronçons : un nord-occidental et l'autre sud-oriental.

### 1. Le tronçon nord-occidental

Il correspond à l'ensemble des causses d'El-Hajeb, d'Imouzzer, d'Ifrane, à la partie occidentale du causse de Séfrou et le causse d'Agouraï. A l'est, ce tronçon est limité par l'accident du Tizi-n-Terhtene dont la ride anticlinale faillée (ride du Taïliloute) prend en écharpe toute la partie centrale du causse, selon une direction NNE-SSW. Le causse d'Ifrane, auquel appartient la zone d'étude, se décompose en quatre éléments structuraux qui sont : le plateau d'Adrarh, le haut plateau de Tazioualt-Tamrabta, le plateau d'Afèkfak et la ride anticlinale de Taïliloute (fig. II.2).

#### 1.1. Plateau d'Adrarh

Situé au nord d'Ifrane, est constitué de formations calcaires et dolomitiques du Lias moyen. Ce plateau, tronqué par une surface d'aplanissement, est affecté par un réseau dense

de fracturations et de petites failles. Au nord, la cuvette de Dayet Maskère est inscrite dans un repli synclinal SW-NE. Au SW, la structure du plateau Adrarh se prolonge au-delà d'Ifrane, mais seules affleurent, sous les basaltes d'El-Koudiate et du Bou-Jirih, les dolomies du Lias inférieur.

## **1.2. Le haut plateau de Tazioualt-Tamrabta**

IL s'allonge, du sud au nord, jusqu'au fossé de Dayet Aoua et à l'est jusqu'au couloir de Dayet Hachlaf. Structuralement, il s'agit d'un dôme trapu, où les dolomies du lias inférieur, ondulées sont affectées par des failles. Au sud de Tamrabta, des ondulations et un léger repli synclinal ont permis la conservation des dolomies supérieures ruiniformes du Lias moyen, très spectaculaires sur la bordure du plateau de Tidrine. Vers le sud-ouest, la structure du plateau ondulé se résoud à deux alignements de croupes formant la petite ride de Jbel El-Timdikine faillé sur son flanc nord-ouest et le bombement surbaissé de Lrhabt. La dépression de Ras-El-Ma, entre les deux bombements correspond à un synclinal logeant deux petits étangs orientés SW-NE.

## **1.3. Plateau d' Afekfak**

IL correspond à un synclinal peu marqué, limité au sud-est par la ride de Taïliloute. Les affleurements de ce plateau sont des dolomies, à l'exception de quelques placages calcaires conservés à la faveur de petites failles (Aïn Tarmelète). Au nord-est, le long de la route de Dayet Hachlaf, affleurent les calcaires lités et les dolomies ruiniformes très karstifiées du Carixien.

## **1.4. Ride anticlinale de Taïliloute**

Il constitue la limite inférieure du tronçon nord-occidental. Elle dessine un alignement élevé de croupes et de crêtes approchant ou dépassant 2000 m d'altitude. De point de vue structural, il s'agit d'une ride anticlinale complexe, pincée entre deux champs de failles. Les couches du Lias inférieur et moyen sont redressées à la verticale, broyées, réduites en sable et de ce fait déblayées en partie par l'érosion surtout aux cols de Tizi n'Terhtene et de Taïliloute (Martin, 1981). L'affleurement de pointements d'argiles du Trias témoigne de la vigueur de la compression tectonique. Au SW, l'accident de Tizi n'Terhtene se répartit en plusieurs failles divergentes masquées par les coulées basaltiques quaternaires du plateau d'Azrou. Au nord-est la ride se termine par Koudiate Timzourhine qui cache le poljé du la Ifrah. Cette ride

correspond à une ligne de partage des eaux entre trois bassins versants qui sont le bassin d'Oued Guigou à l'est et les bassins des Oueds Tizguite et Tigrigra à l'ouest.

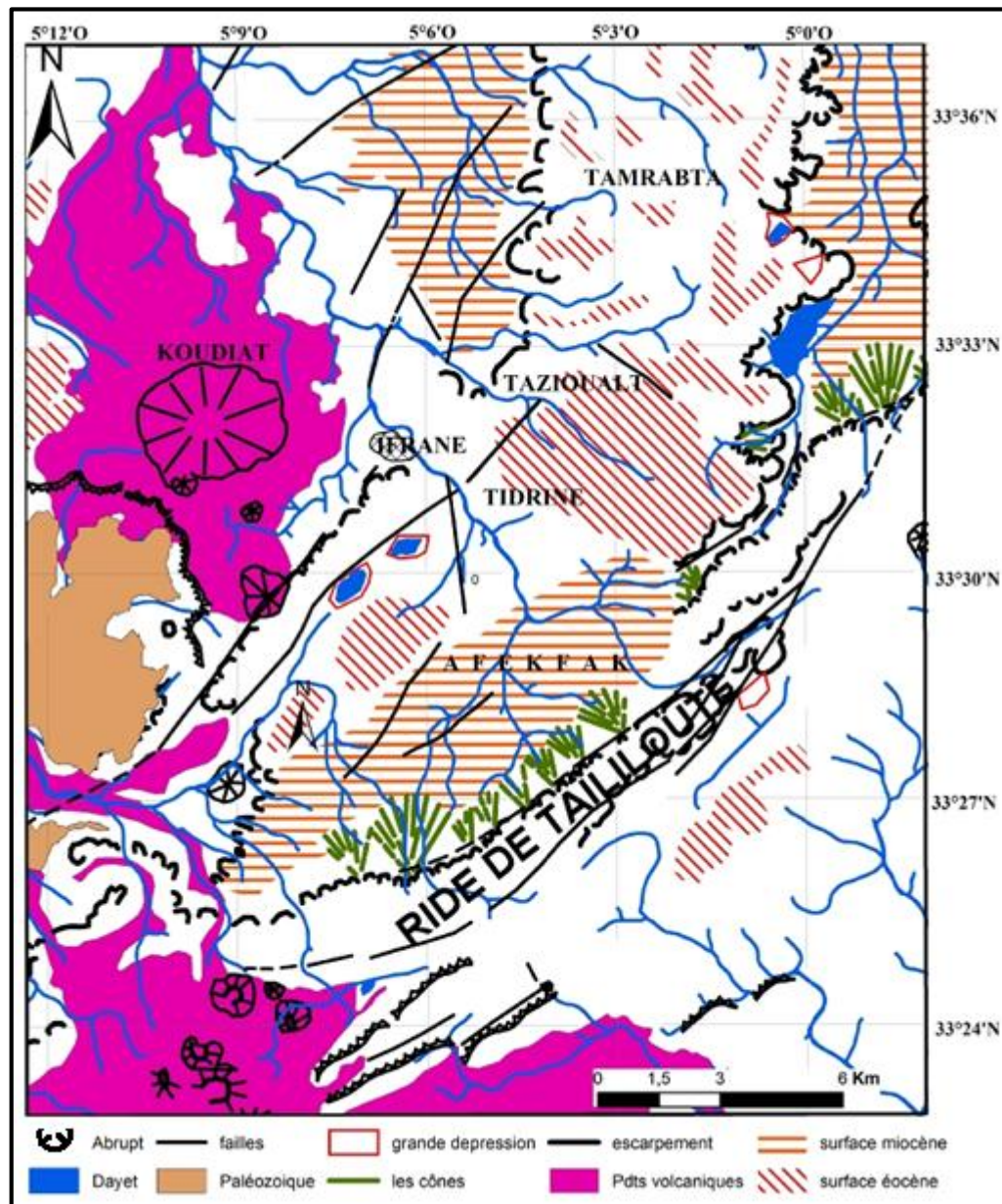


Figure II. 2: Causse d'Ifrane (Martin, 1981).

Le causse d'Ifrane est encadré par les accidents Bou-Jirih à l'ouest et l'ATT à l'Est qui ont une direction NE-SW et comprennent des Dayets orientées elles aussi NE-SW. Ce panneau est drainé par Oued Tizguite au NW et par Oued Tigrigra à l'ouest.

## 2. Tronçon central et nord-oriental

Ce tronçon s'étend depuis le Causse d'Aïn Leuh, au sud-ouest, jusqu'aux plateaux d'El-Menzel et de Tahla, au nord-est. Ce tronçon s'étire entre l'accident de Tizi n'Terhtene et l'escarpement occidental d'une part et l'accident nord moyen atlasique d'autre part. Les causses d'Amekla, du Guigou et le plateau d'Azrou englobent une partie de la zone d'étude et seront traités dans ce paragraphe (fig. II.3).

### 2.1. Causse d'Amekla

Il est situé entre l'accident de Tizi n'Terhtene à l'ouest, l'escarpement de Bsabis à l'est et la partie orientale du causse de Séfrou au nord. De point de vue structural ce causse, fortement broyé par un réseau de failles, encadré par des flexures et présente des ondulations synclinales exploitées par les vallées sèches. Ce causse présente à son extrémité occidentale, au pied de l'ATT, un alignement de lacs orientés NE-SW (Sadkaoui et al., 2015), comme il est drainé par deux affluents d'Oued Sebou (Oued Afourgagh et Oued Gueltat- El-Khil).

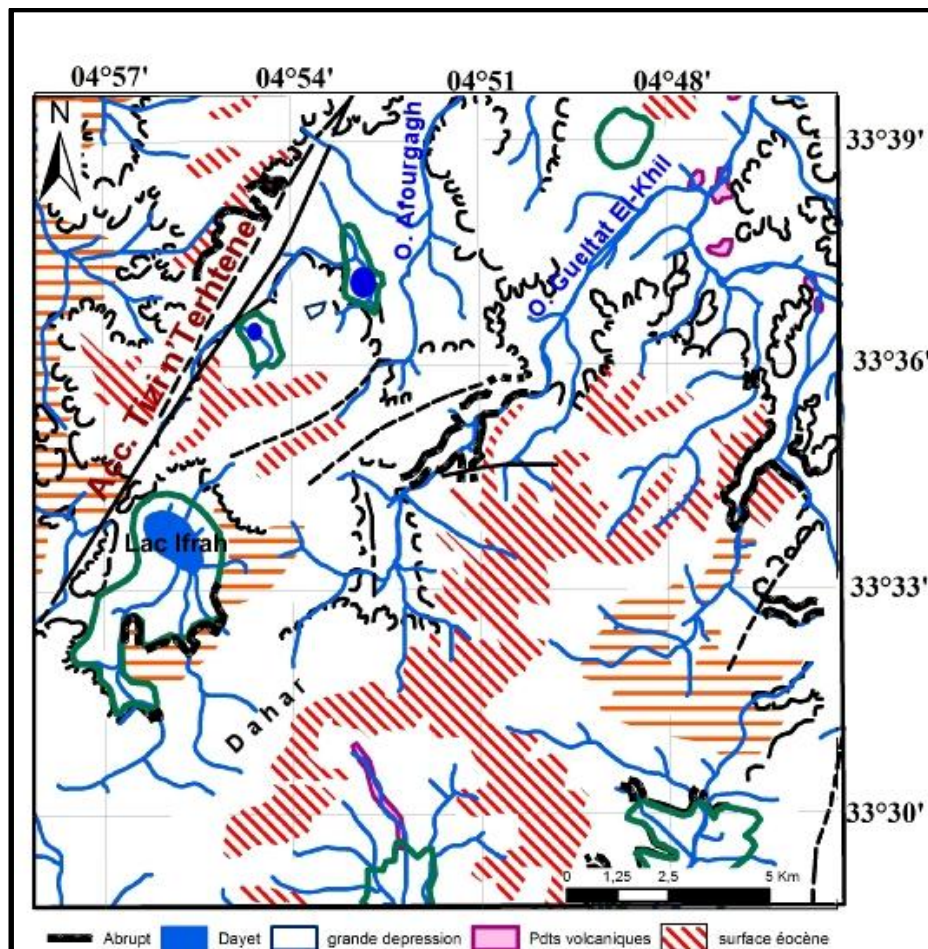


Figure II. 3: Causse d'Amekla (d'après Martin, 1981).

## 2.2. Causse de Guigou

Situé au sud du Causse d'Amekla, il est limité au NW par la ride de Taïliloute, au SE par la plaine de Guigou qui collecte les eaux du causse et au SW par la province volcanique du plateau d'Azrou (fig. II.4). La structure de ce panneau est caractérisée par la présence de buttes récifales qui perturbent la monotonie du plateau et le caractère souple du jeu de la tectonique. La flexure d'Aharouch correspond à la bordure de ce plateau avec la plaine de Guigou et quelques récifs en « patch-reefs » participent à cette flexure. En arrière le plateau doucement ondulé est dominé par des coupes récifales du Lias moyen (Bou-Tazerth, Mou-Aguerbez, Koudiate Ech-Chehm, Zitounate). Quelques failles, dont celle d'Agouni-Izguère, sont la manifestation de la tectonique du socle. A l'approche de l'accident Tizi n'Terhtene, le causse de Guigou est affecté par le bombement (un anticlinal) d'Aar-Imaoun dont la retombée est localement cassée par le petit synclinal de Taïliloute faillé. Sur le flanc SE d'Aari-Imaoun, la crête monoclinale de Zitounate est un exemple de fausse cuesta (Martin, 1981) surmonté par un biseau de dolomies récifales plus résistantes que les dolomies et les calcaires qui l'encadrent.

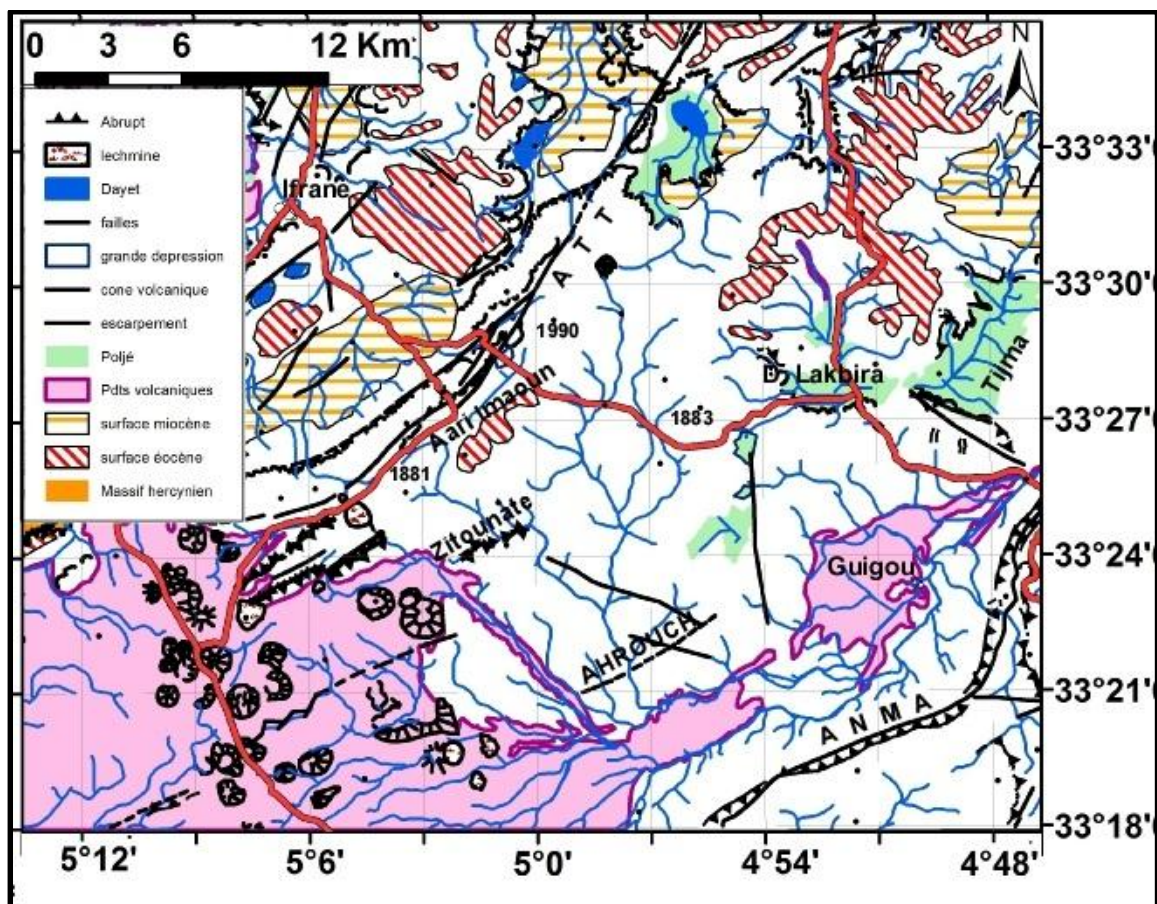


Figure II. 4: Causse de Guigou (d'après Martin, 1981)

### 2.3. Plateau d'Azrou

La structure de ce plateau est masquée par les épanchements basaltiques quaternaires à travers lesquelles émergent des affleurements liasiques (fig. II.5). Cette unité est une zone de transition entre la structure du causse de Guigou, relativement souple, et la structure du causse d'Aïn Leuh où dominent les ondulations. Sur la marge NE, la ride de Taïliloute s'incurve en direction de l'ouest et paraît se raccorder à l'escarpement de Ras-Kherzouza qui domine la plaine d'Azrou.

Ce panneau tectonisé, qui se poursuit jusqu'à Tagounite, serait donc la terminaison extrême de la ride de Taïliloute. Le couloir de Taggounite-Essahb et le versant nord de Toufririne sont jalonnés par un accident qui correspondrait au réseau de failles du flanc sud et sud-est de la ride (Martin, 1981).

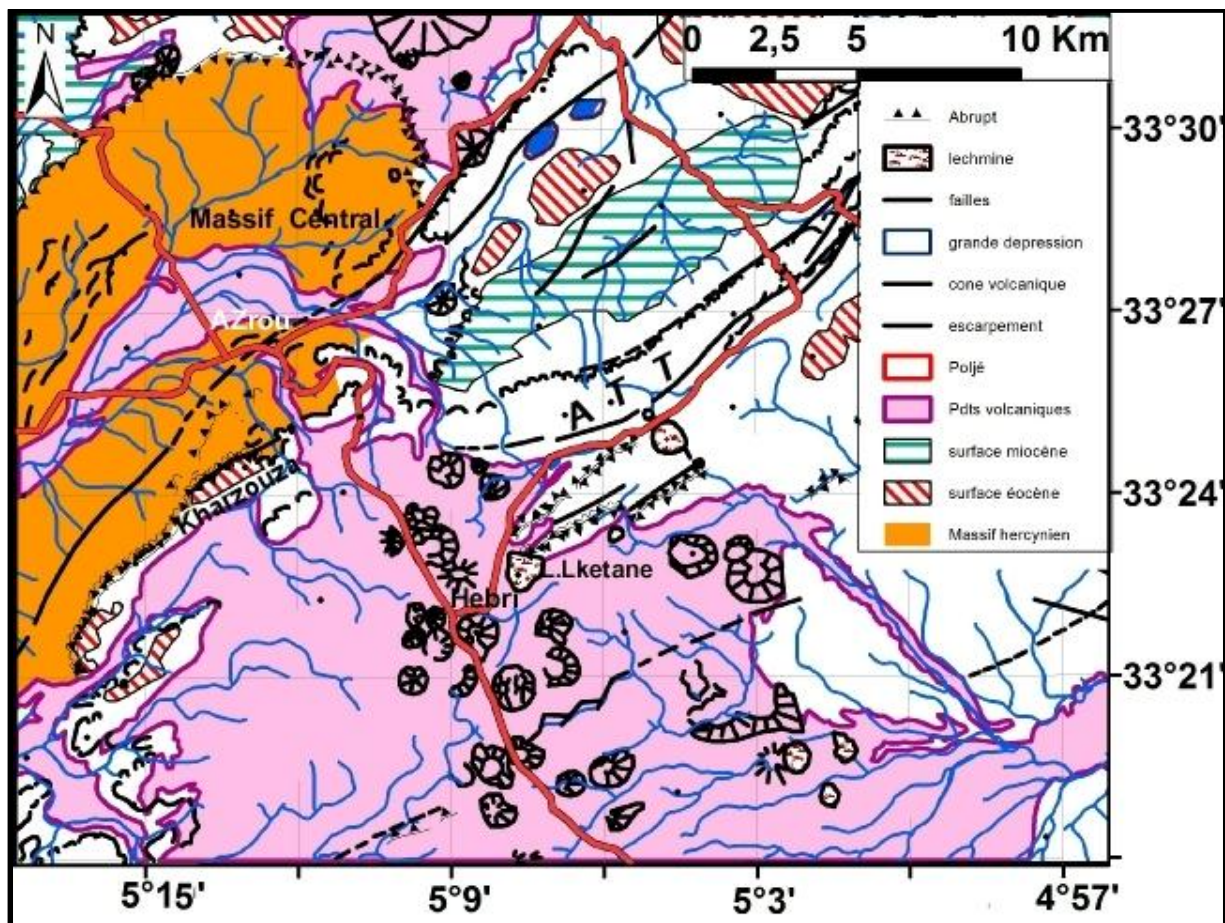


Figure II. 5: Plateau d'Azrou (d'après Martin, 1981).

Dans le secteur de Michlifene, la structure de blocs faillés de à regard NW de Bou-Terrouine, Merz-Ouli et Teriouine succèdent à la structure bombée d'Aari-Imaoun. Plus loin, les îlots du substratum liasique émergent de la couverture volcanique et montrent une disposition subhorizontale qui les apparente au cause de Guigou. Ces îlots s'alignent vers le sud pour se raccorder à Jbel Bou-Ikhitène qui constitue le versant SE du synclinal d'Afennourir. Cette présentation nous montre que la zone d'étude est située à la limite entre trois causes caractérisés par des affleurements dolomitiques et des calcaires faillés et présentant par endroit une karstification prononcée. Au sud, le plateau d'Azrou est recouvert de coulées volcaniques. Cette zone est aussi une ligne de partage des eaux entre trois ou quatre bassins versants hydrologiques. Elle est parsemée par des alignements de Dayets orientées NE-SW. La zone d'Ifrane-Guigou est traversée par l'ATT et encadrée par l'ANMA à l'est et l'Accident de Bou-Jirirh à l'ouest. La distribution de ces différentes formes de relief est le résultat de plusieurs phénomènes et évènements géologiques qu'a connus la région depuis le primaire et que nous allons tenter d'expliquer et d'interpréter dans ce travail.

### **III. Evolution du climat et de l'environnement dans le cause moyen atlasique**

Depuis son émergence au Lias moyen le Causse moyen atlasique a été sujet de météorisation sous différents climats. L'étude de l'évolution du paléo-environnement et du paléoclimat est faite à partir de travaux réalisés sur les sédiments des lacs du Moyen Atlas et de ce fait se limite à la dernière partie du Quaternaire. Les plus anciens sédiments de ces lacs ne dépassent pas 21000 ans et pour compléter on s'est basé sur d'autres arguments, qui sont les surfaces d'érosion miocène et l'enregistrement des précipitations et des températures du dernier siècle à partir des différentes stations météorologiques de la région.

#### **1. Surfaces miocènes**

Les hauteurs du cause sont nivelées par des surfaces d'aplanissement qui sont, par endroit, couvertes de placages de dépôts marins messéniens et par endroit on y trouve des molasses finies messéniennes qui fossilisent des lapiés. Parmi ces surfaces miocènes on trouve la plaine Afekfak au nord-ouest de l'accident Tizi n'Terhtene et le plateau de Guigou au sud-est de ce même accident. Martin (1981) a proposé deux hypothèses pour l'origine des surfaces d'aplanissement miocène. La première hypothèse spécule que les surfaces d'érosion partielle peuvent être dues à un façonnement des pédiments par une charge de matériaux par

les crues puissantes sous un climat de type tropical ou subtropical à saisons contrastées. La seconde hypothèse fait intervenir une longue phase de karstification responsable du creusement et de l'aplanissement en un milieu tropical (Martin, 1981). L'absence de grands dépôts fluviatiles miocènes en bordure du CMA permet le rejet de la première hypothèse, et on peut déduire qu'au Miocène le cause moyen atlasique était sous un climat tropical à saisons contrastées.

## **2. Méthode d'étude des séquences sédimentaires du lac Ifrah**

Le lac est un bassin sédimentaire récepteur de la matière issue de son bassin versant. Cette matière est constituée d'un matériel détritique issu des roches du bassin versant, d'un matériel biogénique issu du couvert végétal des bassins versants ou constitué in situ et d'une fraction chimique et organique constituée au sein du lac. La granulométrie et l'étude géochimique et sédimentologique de cette matière nous permet la reconstitution climatique et environnementale du bassin versant de ce lac. Pour déterminer le paléo- environnement à partir des sédiments lacustres on s'intéresse aux paramètres suivants :

### **2.1.Susceptibilité magnétique**

C'est la faculté d'un matériau à s'aimanter sous l'action d'une excitation magnétique. Elle peut être très utile pour corréler les carottes de sédiments lacustres et pour faire une étude des changements au sein de ces sédiments. Dans une roche sédimentaire, la susceptibilité magnétique traduit essentiellement les proportions de carbonates (diamagnétiques), d'argiles (paramagnétiques) et d'oxydes magnétiques (ferro- et ferrimagnétiques). C'est donc un marqueur du rapport détritisme /production carbonatée et donc un proxy sous influence climatique. Cette qualité est en fait un marqueur privilégié pour analyser les variations paléoclimatiques. La faible concentration en particules magnétiques dans ces niveaux peut donc résulter de trois phénomènes étroitement liés aux variations climatiques (Rhoujjati, 2007):

- Une diminution des apports détritiques due à la diminution de l'érosion et du transport, sous des conditions thermiques favorisant le développement de la végétation et des sols ;
- Une augmentation de la sédimentation organique d'origine végétale et animale en milieux terrestre et aquatique ;

- Une dissolution des particules magnétiques concernant en premier lieu les particules fines.

## **2.2. Sédimentation organique**

La matière organique constitue une fraction mineure mais importante dans les sédiments lacustres. Cette matière organique a pour origine la production primaire (activité phytoplanctonique), les apports terrestres issus du bassin versant et la production originaire de l'activité microbienne aussi bien dans les sédiments (subsurface) que dans la colonne d'eau (Muri et al., 2004). La matière organique est réputée être présente dans les sédiments déposés au cours de périodes forestières et rares dans ceux appartenant aux périodes glaciaires (Rhoujjati, 1995). L'analyse élémentaire du Carbone (C) et de l'Azote (N) permet d'établir le rapport C/N. Ce dernier est considéré comme étant un index essentiel dans la détermination de l'origine de la matière organique sédimentaire (terrestre ou lacustre) (Macko et al., 1993 ; Meyers & Ishiwatari, 1993a ; Lambert, 1997 ; Muri et al., 2004 ; Meyers, 2003 ; Lamb et al., 2004). Les végétaux aquatiques se caractérisent par un rapport C/N variant entre 4 et 10, tandis que les plantes terrestres ont un rapport supérieur à 20.

## **2.3. Les carbonates**

La calcite est particulièrement utilisée comme indicateur des paléotempératures (Meyers, 2003). Les eaux chaudes et la consommation du CO<sub>2</sub> dissous par les algues entraînent facilement la précipitation de cette calcite.

## **2.4. La palynologie**

L'étude des grains de pollen et spores des palynomorphes fossiles permet la détermination du couvert végétal du bassin versant d'un lac à une époque donnée. A partir du couvert végétal on peut définir l'étage bioclimatique de la zone d'étude.

Notre étude porte sur l'analyse de la distribution granulométrique et l'analyse géochimique des composants des séquences sédimentaires des lacs Ifrah et Iffer (fig. II.6). Cette étude se base sur les travaux menés dans ces lacs par Lamb et al. (1991), Cheddadi et al. (2004), Damnati & Taieb (2003), Rhoujjati (2007) et Ettabai (2009).

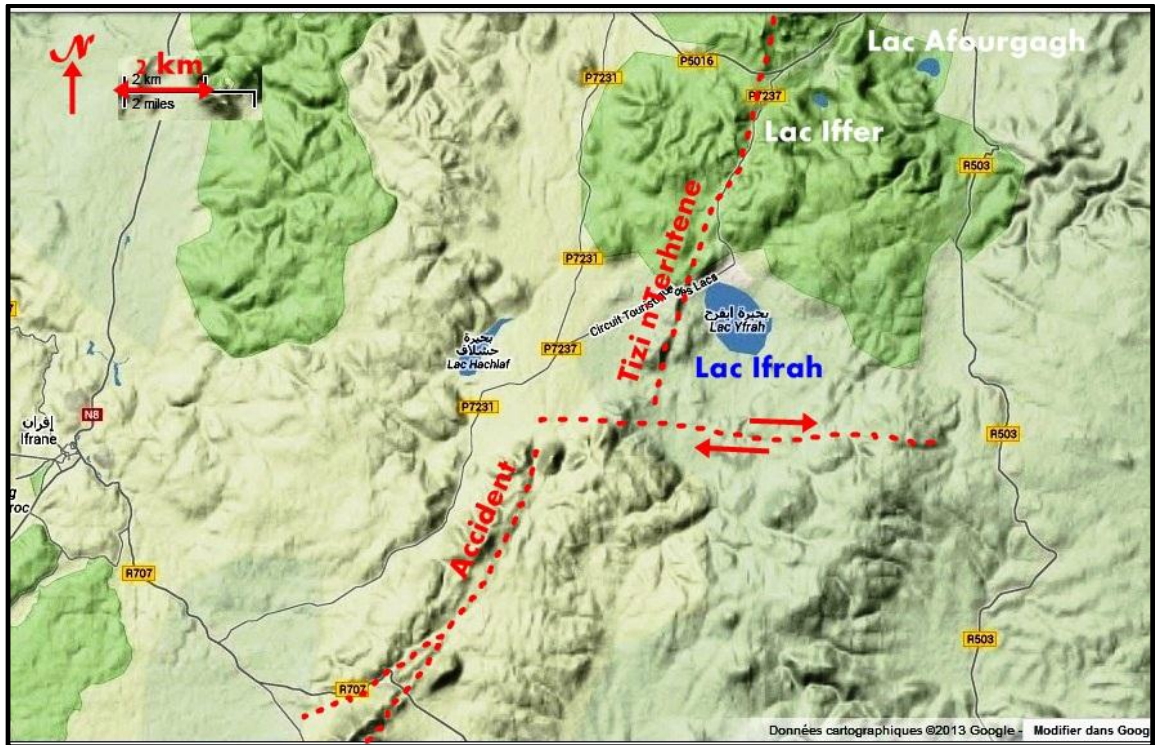


Figure II. 6: Cartes de localisation des lacs (Google Maps, 29/08/2013)

Le lac Ifrah a fait l'objet d'un sondage de bordure de 9 m environ en 2000 avec une série de carottages de sédiments d'interface (projets Potars III D15/57 et PICS 596/05/CNR), la base de la carotte date de 21000 ans BP (Rhoujjati, 2007) et cette carotte couvre la totalité du Pléistocène supérieur et le début de l'Holocène (Cheddadi et al., 2004 ; Damnati & Taieb, 2003; Rhoujjati, 2007). Rhoujjati (2007) a subdivisé cette séquence sédimentaire en trois unités lithostratigraphiques (tab. II. 1).

Dans le lac Iffer la plus longue séquence (8 m de profondeur) prélevée en 1985 a fait l'objet d'analyses géochimiques magnétiques et palynologiques (Lamb et al., 1991), cette carotte couvre les cinq derniers millénaires. Plus récemment, un carottage de trois séquences (A, B et C) a été réalisé en 2004 (Potars III D15/57 et PICS 596/05/CNR) et la variation de l'ensemble des paramètres sédimentologiques, géochimiques et magnétiques permet de subdiviser la séquence en six unités (tab. II.1). La deuxième séquence lacustre, de 520 cm d'épaisseur, étudiée au niveau de ce site, se trouve en affleurement au niveau d'une entaille du côté de la rive est du lac Iffer. Cette séquence a fait l'objet d'une série de datations au  $^{14}\text{C}$ . Deux datations nous intéressent :  $10230 \pm 100$  et  $7570 \pm 80$  ans BP obtenues respectivement à

partir d'un fragment du charbon rencontré à 190cm et des coquilles de gastéropodes à 160cm de profondeur.

Pour l'étude de l'évolution du climat et de l'environnement au cours du Pléistocène supérieur, on analysera les deux unités 1 et 2 du lac Ifrah et pour la période de 10 000 ans BP à l'actuel on comparera les résultats des analyses des unités des deux lacs pour l'Holocène.

Tableau II. 1: Subdivisions lithostratigraphiques des lacs du CMA.

Lac Ifrah		Lac Iffer	
unité	Tranche d'âge	Unité	Tranche d'âge
3	<i>10000 ans B.P - actuel</i>	<i>F</i>	<i>2000 ans B.P - actuel</i>
		<i>B, C, D et E</i>	<i>4600 - 2000 ans B.P</i>
		<i>A</i>	<i>6000 - 4600 ans B.P</i>
2	<i>21000- 10000 ans B.P</i>		
1	<i>antérieur à 21000 ans B.P</i>		

### 3. Périodes climatiques

#### 3.1. Période antérieure à 21 000 ans BP (unité 1 du lac Ifrah)

Les sédiments déposés dans cet intervalle du temps (fig. II.7) sont composés d'argile silteuse noire ou ± verdâtre, épisodiquement laminée, à fragments de végétaux et / ou du charbon (Rhoujjati, 2007). Les lamines montrent que l'énergie hydrodynamique est faible et par conséquent le milieu est profond, anoxique et riche en matière organique.

Les teneurs en carbone organique total (COT) sont autour d'une moyenne de 4% et les teneurs du rapport C/N variant entre 10 et 18, les apports silteux sont en abondance avec une moyenne de 80 % et de fortes teneurs en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O et CaO. Cette unité serait donc déposée pendant une période relativement humide sous un climat favorable pour une productivité primaire (Etebaai, 2009). Les enregistrements recueillis ailleurs que dans le Moyen Atlas indiquent une augmentation de l'humidité entre 24 et 22 ka BP au Sahel (Durant & Lang, 1986), entre 23 et 21 ka BP dans la vallée du Nile en Egypte et entre 28 et 20 ka BP au Sahara orientale (Zeroual, 1995). Cette période semble être l'équivalent du pléniglaciaire

moyen ou stade isotopique 3, identifiée dans les séquences lacustres du Massif central français (Rhoujjati, 1995 ; Sfeddine et al., 1996 ; Rhoujjati, 2007).

### 3.2. Unité comprise entre 21 et 10 000 ans BP (zones 2 et 3 du lac Ifrah)

Les sédiments de cette unité sont représentés par des silts argileux jaune ocre contenant des fragments de végétaux et temporairement des coquilles de gastéropodes (Rhoujjati, 2007). La couleur claire montre l'appauvrissement de ces sédiments en matière organique.

L'unité comprise entre 21 et 19 000 ans BP (zone 2) voit le déclin de la productivité primaire pour atteindre son paroxysme à la fin de cette période (COT < 1%). Ces faibles teneurs en matière organique essentiellement d'origine allochtone (C/N > 20) montrent la dégradation du climat associée à la réduction voire absence du couvert végétal aux alentours du lac (Etebaai, 2009)

L'unité comprise entre 19 et 10 000 ans BP (zone 3) correspond à la période la plus aride comme le montre les faibles teneurs en matière organique (Ettabai, 2009).

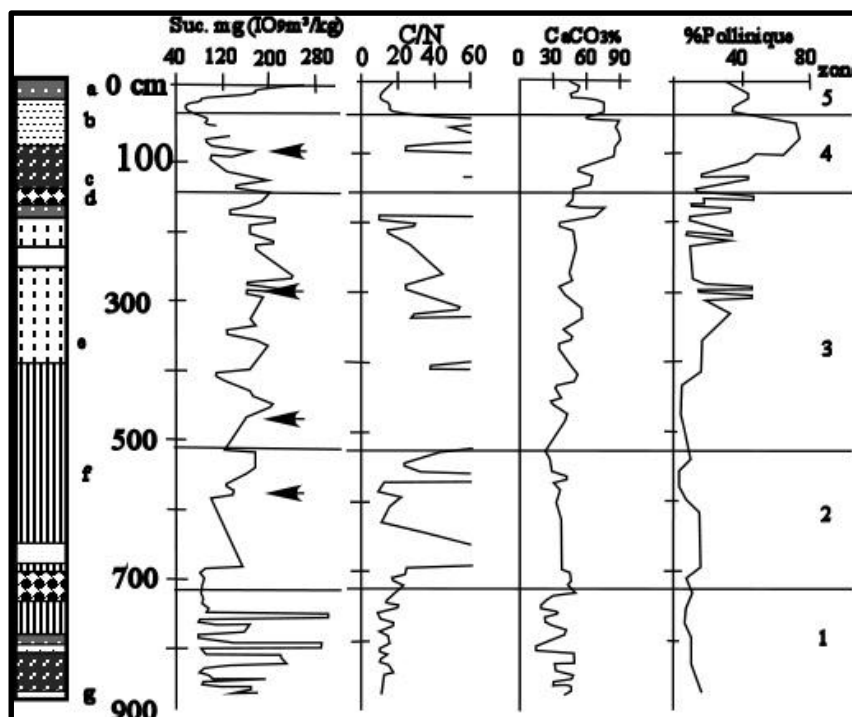


Figure II. 7: Géochimie organique et minérale par perte au feu. C/N : Rapport du carbone organique sur l'azote organique et CaCO<sub>3</sub> : Carbonates. a- Argile organique silteuse à coquilles et bois ; b- Silt coquiller à fragments de bois, c- Argile silteuse gris-verdâtre à coquilles et bois, d-Argile

*silteuse ocre à fragments du bois, e- Argile silteuse à concrétions gris blanchâtres, f- Argile silteuse ocre à concrétions d'argile, g- Argile organique à coquille.*

L'étude palynologique de la séquence montre que cet intervalle du temps correspond à la dernière période glaciaire et la végétation autour du lac est composée à plus de 90% de plantes steppiques (Rhoujjati, 2007).

### **3.3. Unité comprise entre 10000 et 6000 ans BP (base de l'unité 3 du lac d'Iffrah)**

La zone correspondant à cette unité a une profondeur comprise entre 180 et 150 cm. Elle est constituée de silts et d'argile silteuse à coquilles et fragments de végétaux (fig. II.7). On remarque une augmentation des teneurs en carbone organique total et en carbonates alors que la susceptibilité magnétique ainsi que tous les éléments majeurs mesurés excepté le CaO, montrent une tendance tout à fait inverse à celle des carbonates. La productivité primaire est très faible en raison vraisemblablement de la faible profondeur du lac et la matière organique est essentiellement d'origine allochtones ( $C/N > 20$ ) (Rhoujjati, 2007). C'est une période plus sèche et plus chaude que l'actuel d'environ 2 à 3°C (Cheddadi et al, 2004). La reconstitution obtenue pour le site de Tiglmamine, montre que cette période sèche et chaude s'étale jusqu'à 6500 ans BP (Cheddadi et al, 2004).

La séquence du rivage du lac d'Iffer montre la même phase (entre 10000 et 6000ans BP) à une profondeur comprise entre 190 et 160 cm (fig. II.8). Cette séquence correspond à des terrasses abandonnées de la rive est du lac et entaillé par un ruisseau.

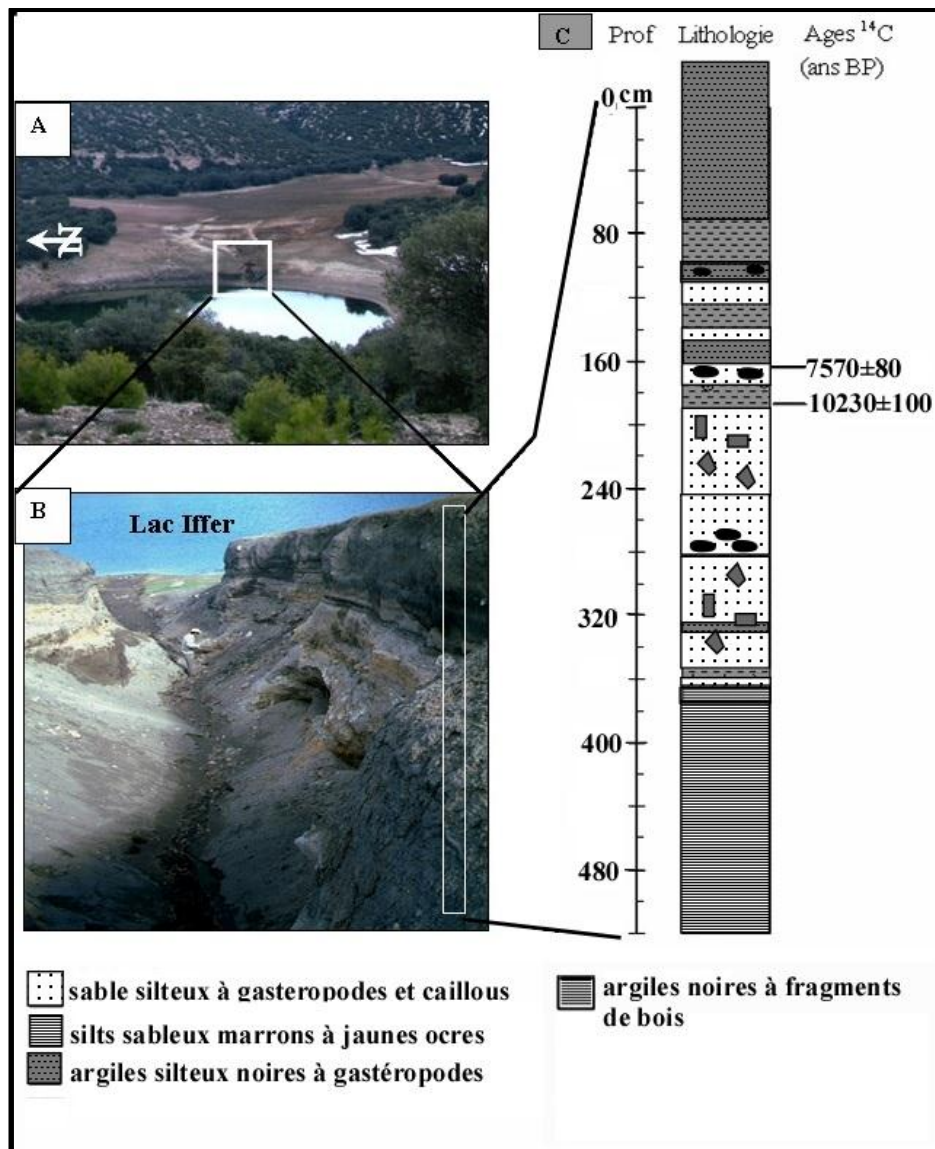


Figure II. 8: Lithologie de la séquence du rivage du lac Iffer. A : Lac Iffer, B :  
Le ravin, C : séquence (d'après Rhoujjati, 2007)

Cette séquence présente une alternance de lits sableux très coquillé et de niveaux silto-argileux noirâtre contenant des fragments du bois, notamment du charbon en abondance. La transition entre le pléniglaciaire et l'Holocène que couvre cette séquence de rivage est marquée par un changement brutal dans la nature lithologique ; on passe d'un faciès détritique à un faciès très organique daté de  $10230 \pm 100$  ans BP. L'abondance de la matière organique marque le retour des conditions climatiques humides. Les données palynologiques confirment la présence d'un paysage végétal avec dominance de plantes herbacées représentant plus de 70% du contenu pollinique puis l'installation d'un sol plus stable sous un couvert végétal plus arboré (Rhoujjati, 2007).

### 3.4. Unité comprise entre 6000 et 4600 ans BP (unité A du lac d'Iffer)

Dans la zone A de la carotte du lac Iffer (fig. II.9), CaO et MgO enregistrent les teneurs les plus élevées de toute la carotte, par contre SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et TiO<sub>2</sub> enregistrent les teneurs les plus faibles et les valeurs presque nulles de la susceptibilité magnétique (fig. II. 9 et 10). Cette période a enregistré une nette tendance à la diminution des teneurs en carbone organique total du bas vers le haut. Les valeurs se répartissent entre environ 12 et 2%. La distribution des valeurs du rapport C/N fluctue fortement au niveau du segment 992-780cm de profondeur avec des valeurs très élevées. La zone A riche en sable enregistre des valeurs relativement faibles en carbonate. De ces résultats on peut dire que le lac aurait connu un dessèchement partiel ou total vers la fin de cet intervalle c'est-à-dire aux environs de 4600 ans BP. Les fortes teneurs en CaCO<sub>3</sub> ne sont pas dues uniquement à l'augmentation de la température dans la région mais aussi aux faibles précipitations entraînant une diminution notable du plan d'eau lacustre (Rhoujjati, 2007).

La reconstitution des températures de janvier à partir des données polliniques dans le site de Tiglmamine (Cheddadi et al., 2004) a montré que la région du Moyen Atlas, aurait connu un climat chaud entre 6000 et 4000 ans BP

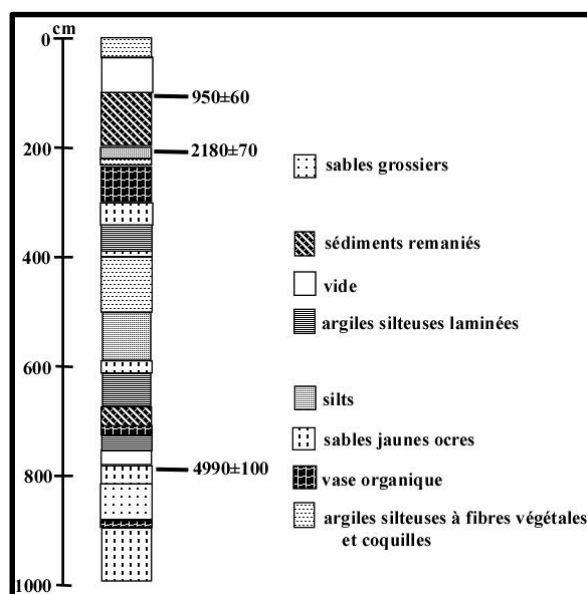


Figure II. 9: Granulométrie de la carotte d'Iffer (d'après Rhoujjati, 2007)

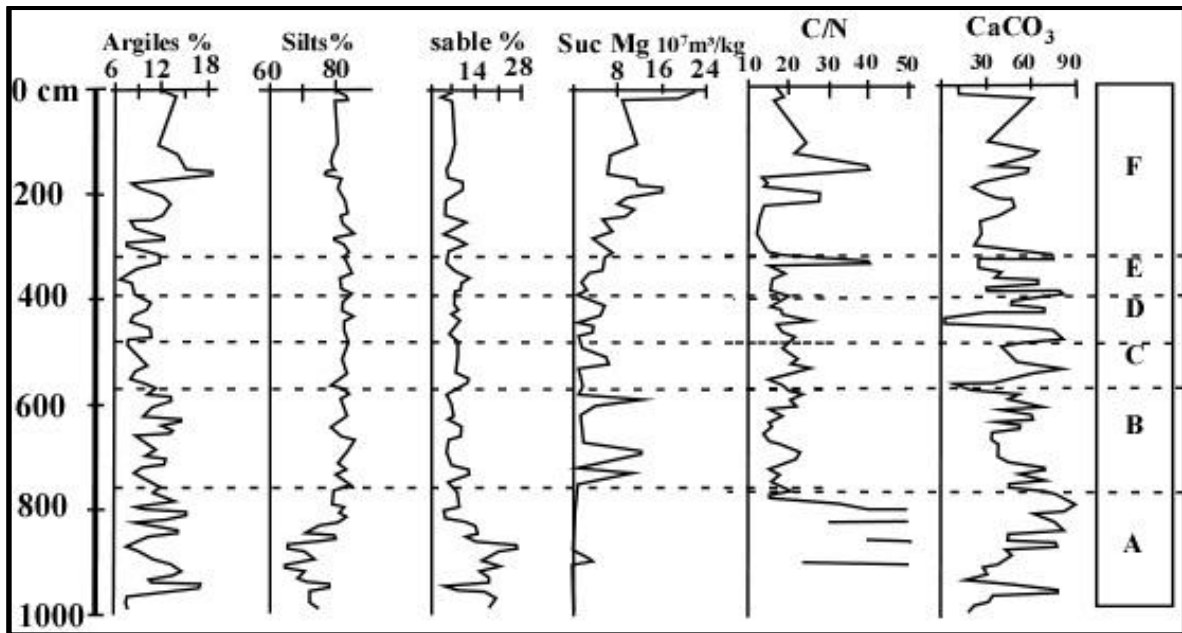


Figure II. 10: Géochimie minérale du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007).

### 3.5. Unité comprise entre 4600 et 2000 ans BP (unités B, C, D et E du lac d'Iffer)

Dans le lac Iffer, les unités B, C, D et E correspondent à la profondeur comprise entre 860 et 320 cm dans la Carotte Iffer-A. Dans ces intervalles les teneurs relativement élevées de NOT (Azote organique total) marquent le retour d'une légère production locale. Cette productivité n'est toujours pas continue mais entrecoupée par des épisodes de conditions défavorables en relation probablement avec la détérioration du climat. Les valeurs du rapport C/N oscillent autour d'une moyenne de 20, révèlent le mélange des deux sources de matière organique autochtones et allochtones avec une nette dominance de cette dernière. Les teneurs de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{SiO}_2$  sont élevés notamment dans la zone B, tous les autres éléments majeurs ne montrent pas de variations significatives. Les teneurs en CaO et MgO chutent brutalement et restent stationnaires dans les quatre zones. Toutefois, la fluctuation plus ou moins importante de ces paramètres parallèlement avec la variation de COT,  $\text{CaCO}_3$  et NOT renseigne sur une sédimentation épisodique en relation directe avec la succession de phases climatiques arides et humides. Les différents paramètres ont montré qu'entre 5000 et 2000 ans BP environs le niveau du lac aurait connu une alimentation importante en eaux par rapport à la période précédente. Le niveau lacustre n'était pas stable mais présentait des oscillations entre un bas niveau et un haut niveau lacustre.

Un changement très rapide marque l'intervalle des unités A/B (à 4000 ans B.P environ) par l'augmentation du niveau lacustre suite au retour de conditions climatiques humides (Ettabai, 2009). Ceci est matérialisé à la base de l'unité B par un pic de la susceptibilité magnétique d'une part et par l'augmentation substantielle de la matière organique parallèlement avec la diminution des carbonates d'autre part.

La diminution des teneurs par palier en matière organique et l'augmentation de la même façon en carbonates, vers la fin de cette unité (vers 3000 ans B.P environ), témoignent d'une détérioration plus ou moins importante des conditions climatiques et environnementales (Ettabai, 2009).

### 3.6. Unité comprise entre 2500 ans BP et l'Actuel (unité F du lac d'Iffer)

Dans le lac Iffer, la phase postérieure à 2000 ans BP (unité F) est marquée par la reprise importante de la productivité primaire du lac comme le montre les valeurs relativement élevées du COT et du NOT (fig. II.11). Les valeurs du rapport C/N comprises entre 10 et 15 prouvent ainsi une dominance de la matière organique autochtone. Cette activité est certainement à mettre en relation avec un haut niveau lacustre ayant permis la préservation de la matière organique dans un lac certainement bien stratifié (Rhoujjati, 2007).

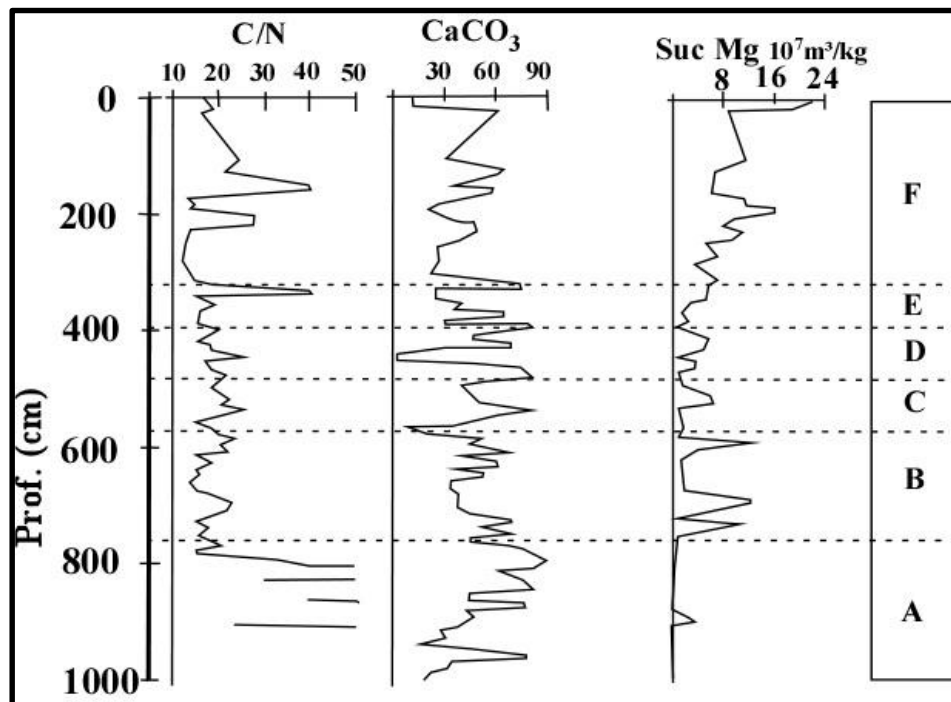


Figure II. 11: Paramètres de la géochimie organique et des carbonates au sondage central d'Iffer (d'après Rhoujjati, 2007).

La deuxième moitié de cette phase enregistre la détérioration des conditions climatiques et environnementales. La diminution de la productivité autochtone primaire au profit de celle d'origine terrestre reflète la diminution du niveau lacustre (Ettabai, 2009).

#### 4. Changements environnementaux au cours du dernier siècle

L'étude des changements environnementaux actuels est basée sur l'analyse des carottes prélevées au centre des trois lacs, sur les enregistrements des carottes d'arbres et sur les données climatologiques des stations météorologiques avoisinantes.

##### 4.1. Reconstruction dendroclimatique de la variation de température moyenne depuis 1776 AD

Une chronologie des cernes du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* M.) allant, de 1796-2011 AD (AD : calibré par dendrochnologie), a été développée dans deux sites forestiers en l'occurrence Tafechna (32°56'664"N, 5°28'565"W, 1519 m) et Ouiouane (33°08'877"N, 5°20'426"W, 1722 m), situés dans le Moyen Atlas, province de khénifra, Maroc (Ilmen et al., 2014). La reconstruction de la température sur la base de la chronologie de cèdre (fig. II.12) couvre une durée de 233 ans. Ainsi on dénote une période froide plus longue (1776-1790 AD), une autre période moyennement froide (1846-1855 AD) et trois périodes chaudes (1804-1807 AD., 1862-1869 AD et 2006-2008 AD).

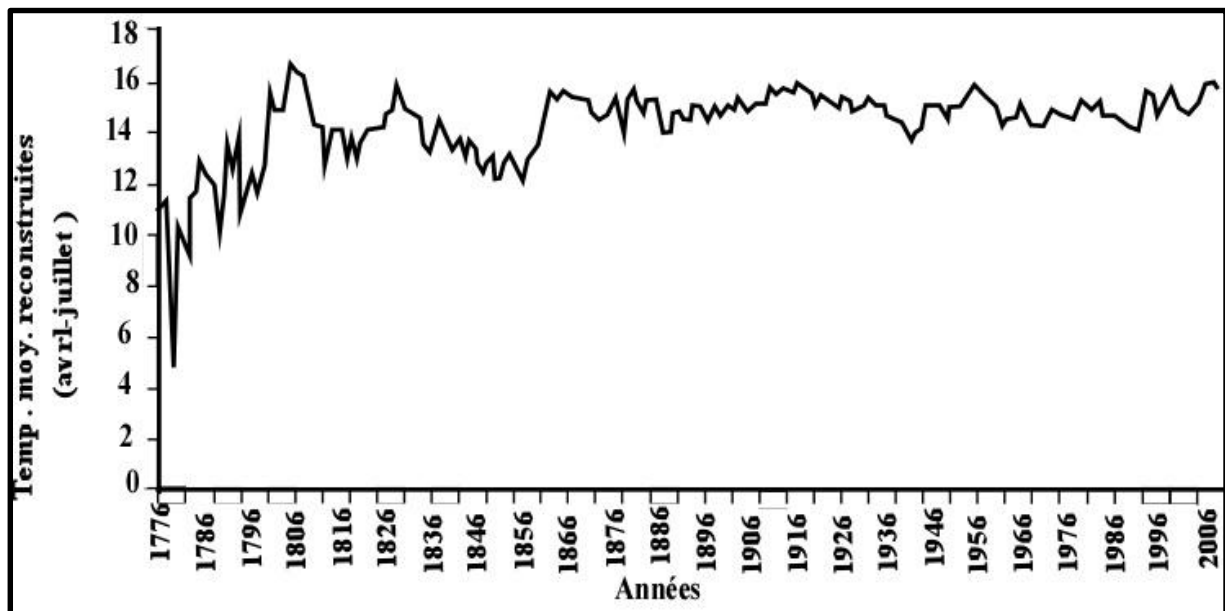


Figure II. 12: Reconstruction de la température moyenne d'avril à juillet de 1776-2008 AD (Ilmen& al., 2014)

## 4.2. Analyse des archives lacustres

La profondeur des carottes est de l'ordre de 55 cm au lac Ifrah et 20 cm au lac Iffer (tab.II.2).

Tableau II. 2: Chronologie des carottes centrales des lacs étudiés

Carotte d'Ifrah		Carotte d'Iffer			
Prof (cm)	Date	Prof (cm)	Date	Prof (cm)	Date
0	2000	30	1935	0	2000
5	1988	35	1928	1	1998
10	1975	40	1921	3	1993
15	1962	45	1914	7	1985
20	1948	50	1907	9	1980
25	1942	55	1901	11	1976

Ettabai (2009) a proposé de subdiviser les changements environnementaux du dernier siècle en trois phases.

## 4.3. Changements environnementaux entre 1845 et 1900

Dans le lac, la carotte du centre est caractérisée, de point de vue sédimentologique, par une fraction silteuse prédominante suivie par la fraction argileuse puis sableuse (Ettabai, 2009). De point de vue géochimique, cette première phase a connu l'augmentation de la matière organique jusqu'à 45 cm de profondeur puis sa diminution par la suite (Maxted, 1989), les teneurs en carbonates connaissent une forte diminution (14,15 % à 8,7 %) ce qui renseigne sur un niveau lacustre élevé. La susceptibilité magnétique et des apports détritiques augmentent fortement dans cette première phase ; ceci serait lié à une érosion importante du sol du bassin versant.

Dans le lac Iffer, la première phase de 1845 à 1905 (fig. II.13) est caractérisée par une productivité et un taux de sédimentation faibles au niveau du lac, résultant d'une érosion moins intense du sol du bassin versant (Ettabai, 2009).

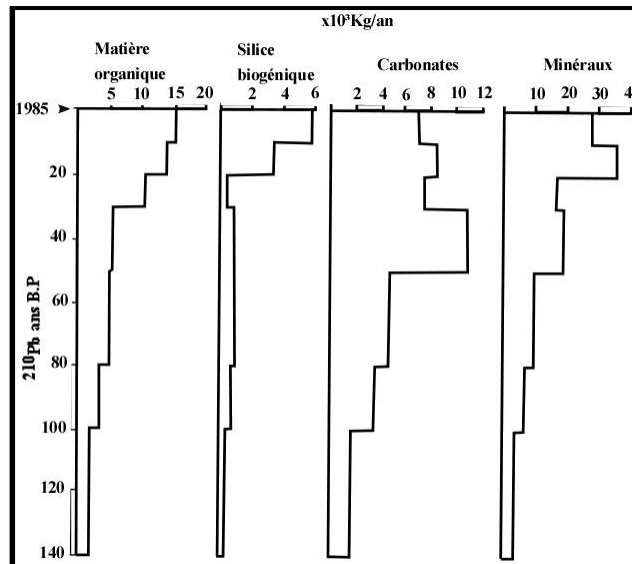


Figure II. 13 : Variation du taux de sédimentation en fonction de la profondeur au centre du lac Iffer (d'après Maxted, 1989).

La fin de cette phase est marquée par un *recul* moins important du niveau lacustre dû à une certaine instabilité climatique. Cette tendance vers l'aridité enregistrée au cours de cette période (début du 20<sup>ème</sup>) semble être liée à une diminution relative des précipitations (Ettabai, 2009).

#### 4.4. Deuxième phase (1920- 1965 environ)

Dans le lac Ifrah, cette phase marque un changement significatif dans le mode de sédimentation qui est manifesté par l'augmentation de la productivité organo-carbonatée du lac et le ralentissement assez faible des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens (Ettabai, 2009). Ce changement renseigne d'une part sur l'élévation du niveau lacustre suite à l'augmentation plus ou moins importante des précipitations au cours de cette période et d'autre part sur l'avancement de l'état trophique sous la pression anthropique. L'augmentation des carbonates principalement au centre du lac reflète l'importance de la précipitation endogène de ces minéraux qui semble être liée à l'accélération de l'eutrophisation du lac mais également à l'augmentation de la température moyenne au cours des saisons chaudes (printemps et été) favorable à la précipitation des carbonates.

#### 4.5. Troisième phase (1965-2000)

L'étude du climat régnant durant cette époque est basée sur l'analyse de la pluviométrie fournie par les différentes stations météorologiques du Moyen Atlas et les carottes prélevées dans les lacs Iffer et Ifrah. L'analyse de la pluviométrie (fig. II.14) fournie

par les stations météorologiques d'Ifrane (33°30'49.94"N, 5° 7'31.80"O, Z= 1638 m) et d'Aït Khabach, au nord-est de la plaine de Guigou (X : 55700m, Y : 31480m, Z : 1478m), montre que trois grands épisodes de sécheresse se sont succédés, la première en 1980-1985, la deuxième en 1991-995 et la troisième en 1997-2000. Cette période a connu une baisse très importante d'environ de 30 % du cumul des précipitations durant la période 1978-1994 par rapport à la période 1961-1977. L'année 1994/95 a été la plus sèche du siècle alors que l'année 1995/96 a été la plus pluvieuse du siècle.

Les analyses des carottes des lacs Ifrah et Iffer (Maxted, 1989 ; Ettabai, 2009) ont confirmé ces résultats. Cette dernière phase enregistre le recul très important du niveau des deux lacs matérialisé essentiellement par la diminution des teneurs en matière organique et l'augmentation de la fraction grossière (Ettabai, 2009).

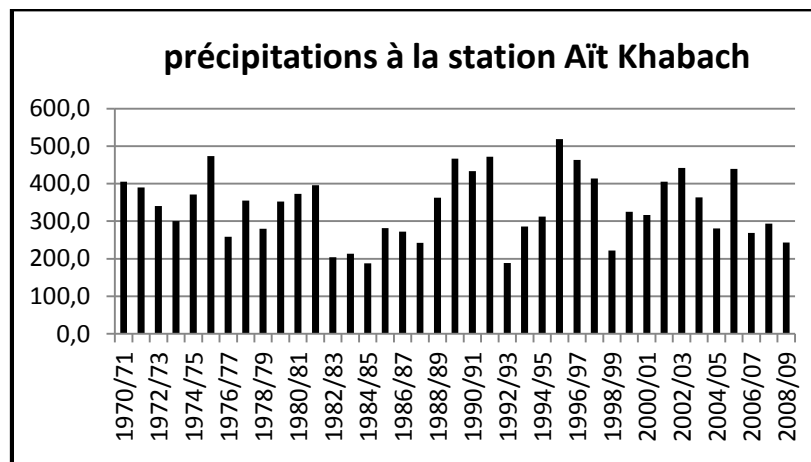


Figure II. 14: Variation des précipitations à la station d'Aït Khabach entre 1970 et 2009 (d'après l'agence hydraulique de Sebou)

Dans le lac Iffer, la période de 1965 à 1975, a enregistré une augmentation importante du flux sédimentaire lié à L'effet conjugué de l'action humaine qui provoque la dégradation du sol et du sous-sol et de l'abondance des précipitations qui facilite le ruissellement et le transport des éléments détritiques. L'augmentation du taux de sédimentation de la matière organique et de la silice biogénique renseigne sur une accélération de la productivité primaire du lac entre 1965 et 1985 (Maxted, 1989 ; Ettabai, 2009).

La période des années 80 est marquée par la sécheresse qui a sévis de 1981 à 1984. Les séquelles de cette sécheresse ont été traduites par le début de la régression du niveau lacustre, on assiste ainsi à la diminution des teneurs en matière organique et à l'augmentation des carbonates d'origine endogénique sous l'effet de la prépondérance de l'évaporation

(Maxted, 1989). La décennie 90 a connu une importante instabilité climatique marquée par une sécheresse prolongée, dont l'année 1994/1995 était la plus sèche du 20ème siècle, interrompue par une très forte pluviosité au cours 1995/1996 qu'on la classe cependant comme l'année la plus humide du 20ème siècle.

## **Conclusion**

Les données paléoclimatiques de la zone d'étude ne couvrent qu'une partie infime de l'évolution du Causse moyen atlasique depuis son émergence au Lias moyen. Il y a une grande lacune sur la période allant du Lias moyen à l'Oligocène, puis du miocène supérieur au Pléistocène moyen. Cependant, les archives paléoenvironnementales offertes nous permettent de les subdiviser en trois phases :

Au cours du Miocène inférieur et moyen régnait un climat tropical à subtropical avec des saisons contrastées. Ce climat est responsable du développement des karsts de type tropical : paysage ruiniformes, vallées sèches...une part de ces formes karstiques a fossilisé les dépôts de la transgression messénienne en bordure du Causse moyen atlasique.

Au Pléistocène supérieur et après une phase humide, le Causse a connu une glaciation qui a duré de 21000ans BP à 10000ans BP.

A l'Holocène, le climat s'est réchauffé et devenu humide mais on note la succession de phases rhexistasiques et de phases biostasiques. Les premières sont responsables de l'érosion des bassins versants, de dépôts d'alluvions au pied des reliefs et dans les dépressions karstiques. Les secondes sont à l'origine de la corrosion des affleurements carbonatés et la sculpture des modelés karstiques.

## **IV. Contexte géologique**

Le Causse moyen atlasique est un plateau constitué essentiellement d'une plate-forme carbonatée jurassique, recouverte localement de formations postérieures au Lias (Cénozoïque et Quaternaire) et repose sur des terrains paléozoïques et permo-triasiques qui affleurent sous forme de boutonnières le long d'accidents majeurs. Une étude brève de ces différentes formations permet une reconstitution paléogéographique et géodynamique du Causse à travers les temps géologiques.

## 1. Socle hercynien

Le socle paléozoïque n'apparaît dans le Moyen Atlas qu'au niveau de petites boutonnières (fig. II.15) dégagées à la faveur du jeu alpin de certaines failles (Charrière, 1990). Ces boutonnières se répartissent entre deux domaines (Charrière, 1990) : un domaine occidental, à l'ouest de l'ATT, qui comprend les boutonnières d'El-Hajeb, d'Imouzzer du Kandar, de Béni-Mellala, de Bhalil et un domaine oriental, à l'est de l'ATT, correspondant aux boutonnières de Bsabis, du Pont du Sebou, d'El-Menzel et du Massif du Tazekka. Les deux domaines s'échelonnent entre le Massif central à l'ouest et le massif de Tazekka à l'est qui est un prolongement de la meseta orientale (Charrière, 1990).

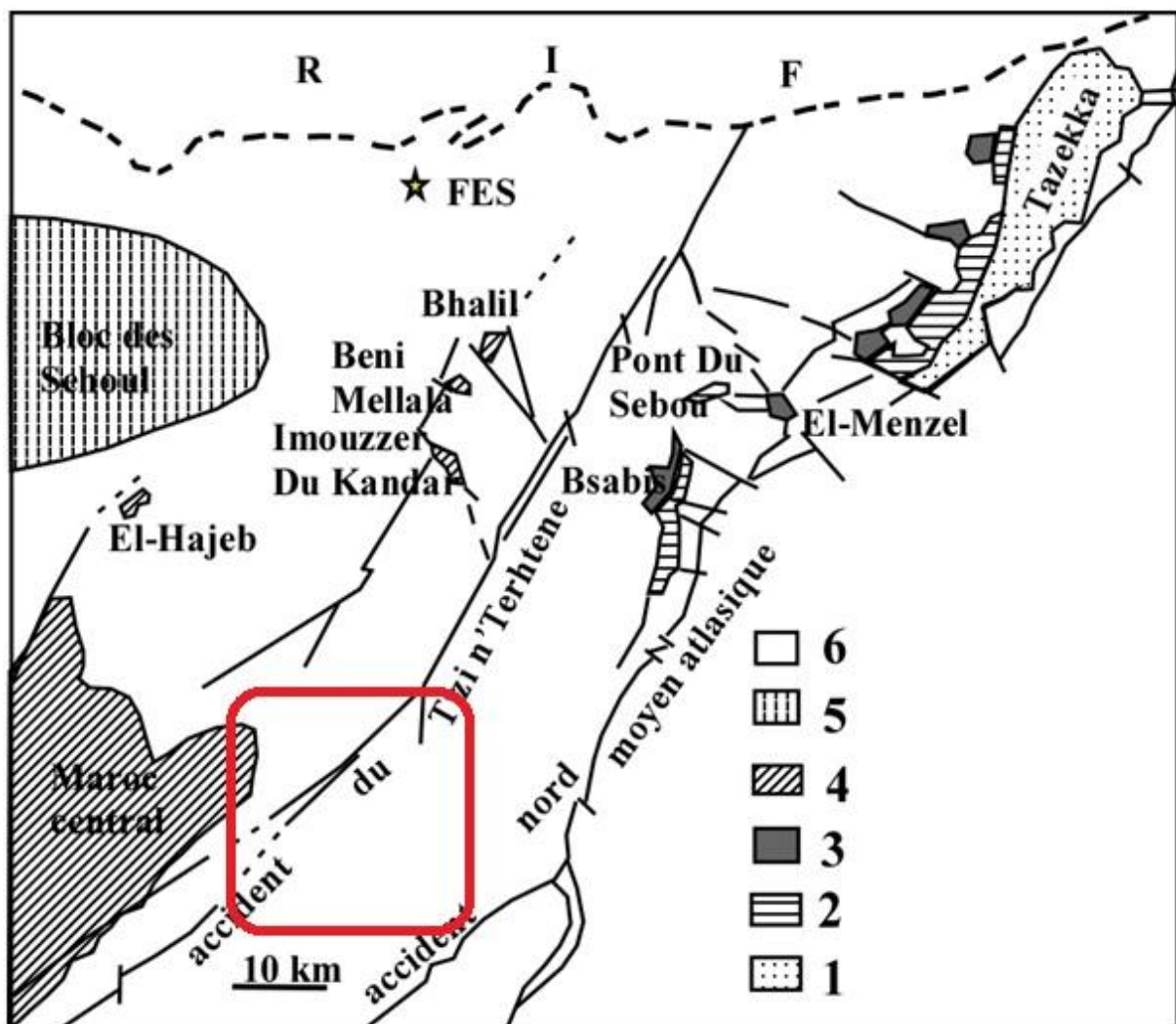


Figure II. 15: Contexte structural des boutonnières du nord du CMA (Charrière, 1990). 1-3 : Domaine oriental, 4 : Domaine occidental, 5 : Structuration prévarisque, 6 : Terrains post-Primaires

Dans la région d'Ifrane-Guigou, aucune boutonnière n'affleure mais le socle hercynien affleure au SW de la zone d'étude, dans le Massif Central, et au nord dans les boutonnières du

cause moyen atlasique. Dans le Massif Central, La série stratigraphique de l'unité d'Azrou (Bouabdelli, 1994) se compose des terrains grésopélimitiques de l'Ordovicien supérieur, et des schistes argileux noirs à graptolites du Silurien. La série dévonienne est d'abord détritique puis carbonatée au Dévonien moyen et supérieur. Le Carbonifère est représenté par les conglomérats et grauwackes du Tournaisien supérieur suivis d'une série calcaro-pélimitique du Viséen inférieur et moyen probable. La structuration de l'unité d'Azrou est caractérisée par un écaillage intense accompagnant et suivant un épisode de plissement à schistosité subhorizontale, et déversé vers l'ouest ou le NW.

L'orogénèse hercynienne se déroule pendant le Carbonifère (Viséen supérieur-Westphalien). Elle est caractérisée par une déformation contemporaine de la sédimentation (Hoepffner et al., 2006). Les terrains paléozoïques constituant le substratum anté-carbonifère des bassins enregistrent des plis synschisteux NNE-SSW déversés vers l'ouest, un métamorphisme de faible degré (schistes verts) et des chevauchements vers l'Ouest. Cette déformation est le résultat de la collision entre la Laurussia (Laurentia + Baltica) et le Craton ouest africain (Hoepffner et al., 2006).

Au NE de la zone d'étude, les boutonnières de Bsabis, d'EL Menzel et de Tazekka se différencient des boutonnières du NE sur le plan lithostratigraphique que structurale. Les premières forment le bord de la Meseta Orientale et les secondes appartiennent au bassin d'Azrou-Khénifra. Si la ligne structurale Tazekka-Bsabis-Bekrite et la limite entre les deux mesetas, l'actuelle région d'Ifrane-Guigou repose sur le socle du Massif Central dont les structures tectoniques ont une direction NE-SW. L'évolution Mésocénozoïque de ce secteur serait guidée par les rejeux de ces structures hercyniennes.

## **2. Evolution structuro-sédimentaire au cours du Trias**

La période triasique du Maroc a connu la fragmentation de la marge sud de la Péri-Téthys, et le début d'ouverture de l'Atlantique Central. La marge nord-africaine est jalonnée de bassins triasiques d'orientation moyenne SW-NE. Ces bassins, qui sont la conséquence de l'effritement de la marge sud-téthysienne au début de l'éclatement de la Pangée, sont remplis de dépôts rouges détritiques et argilo-évaporitiques associées à un complexe basaltique de type rifting (Choubert & Faure-Muret, 1962 et 1967 ). Dans le Moyen Atlas, le Trias affleure en bordure occidentale, dans le bassin de Kerrouchen et en faveur d'accidents majeurs (fig. II.16).

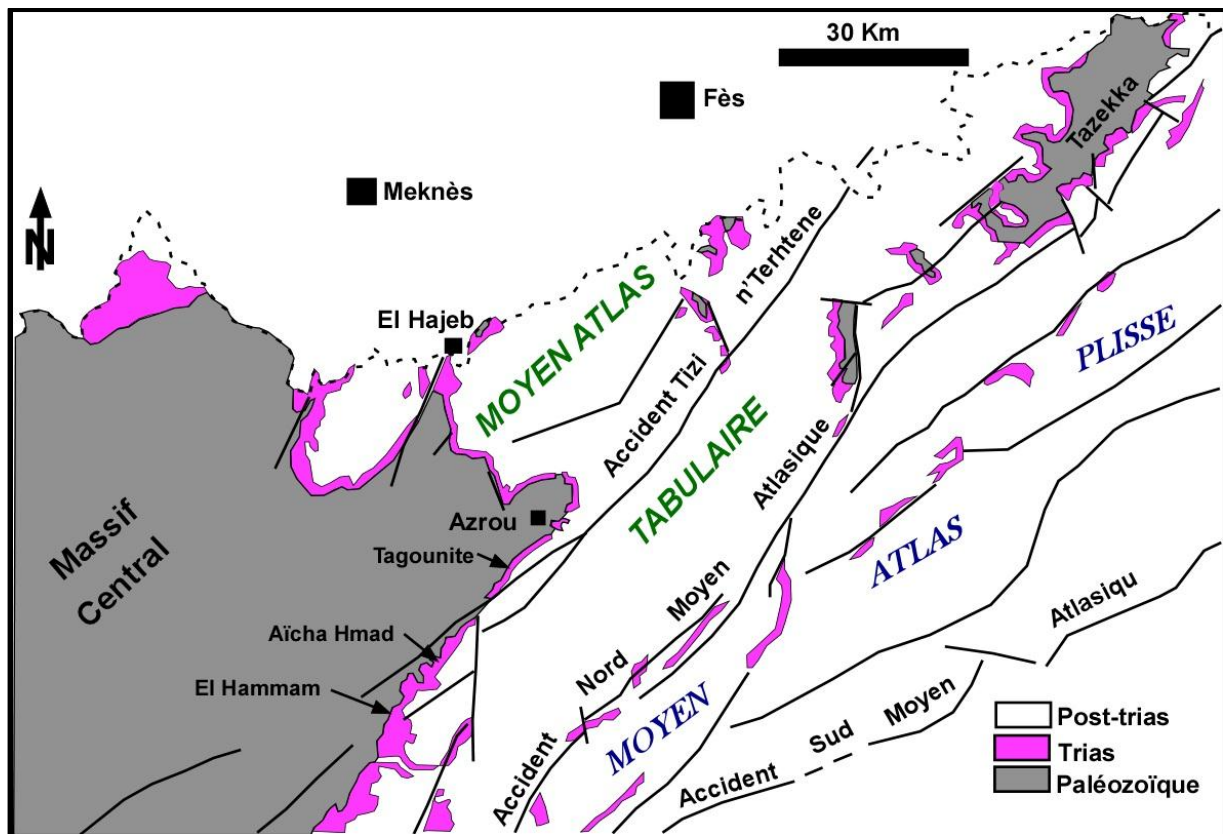


Figure II.16: Carte de distribution des terrains triasiques dans le Moyen Atlas (Ouarhach, 2002).

Dans la région d'Ifrane-Guigou, les formations triasiques n'affleurent que sous forme de pointements de quelques mètres carrés de surface et le long de la ride de Taïliloute. Dans l'extrémité SW de la zone d'étude, du nord d'Azrou au sud d'Aïn Leuh, nous reprenons les coupes réalisées par Ouarhach (2002) pour les étudier (fig. II.16).

## 2.1. Coupe d'Aïcha Hmad

Cette coupe est relevée au sud d'Aïn Leuh, à proximité d'une branche de l'ATT passant par Aïn Leuh. Elle ne montre que la formation rouge infrabasaltique (fig. II.17). Cette dernière est particulièrement puissante (~ 90 m) par rapport à son équivalent dans tout le Moyen Atlas tabulaire (Ouarhache, 2002). La série commence par un conglomérat (1 à 2 m) à éléments du socle, suivie d'une alternance de grès microconglomératiques et d'argilites rouges (10 m). Le reste est représenté par des argilites rouges qui se terminent par une précipitation du gypse.

## 2.2. Coupe de Tagounite

Cette coupe a été levée au niveau de la maison forestière de Tagounite (33° 21' N, 05° 16' O, 1593 m), située à mi-chemin entre Azrou et Aïn Leuh. Contrairement à la coupe d'Aïcha Hmad, la coupe d'Aïn Leuh montre les trois termes de la formation triasique (Ouarhache, 2002) :

- la formation rouge infrabasaltique (T1) a une puissance de 40 m environ. Elle débute par un conglomérat de 2 m d'épaisseur, à éléments subanguleux de schistes paléozoïques, suivi par des argilites rouges à intercalations de niveaux centimétriques à décimétriques de siltites jaunes ;
- Le complexe basaltique, puissant de 120 m, montre dans sa moitié supérieure une intercalation sédimentaire argileuse de 20 cm d'épaisseur. La base du complexe est affectée par un réseau assez dense de filons siliceux ;

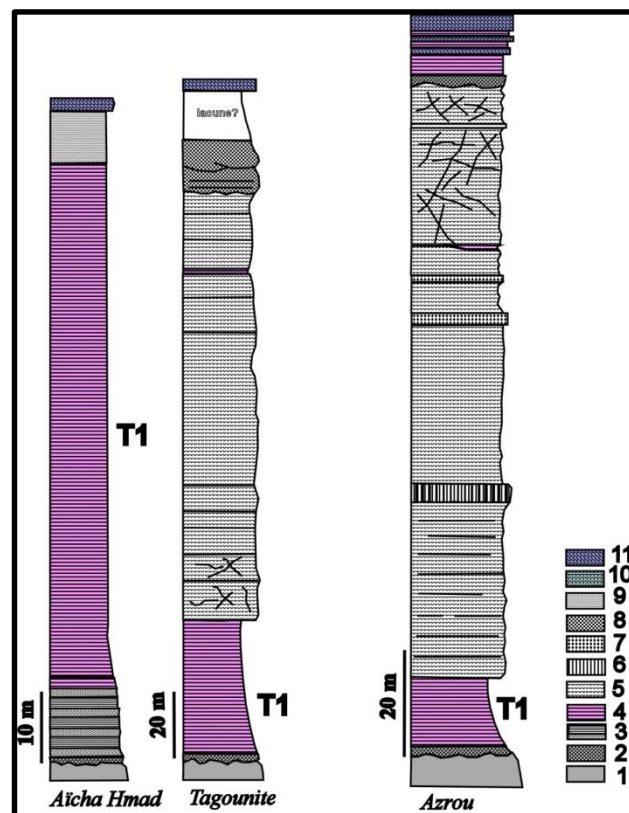


Figure II.17: Coupes du Trias au niveau de l'ATT (Ouarhache, 2002). 1. Socle hercynien, 2. Conglomérats, 3. Alternance grés-argilites, 4. Argilites infra-basaltiques, 5. Basaltes altérés, 6. Coulées prismées, 7. Concentrations de vésicules au toit des coulées, 8. Volcanoclastites, 9. Argilites rouges à gypse, 10. Calcaires argileux, 11. Dolomies du Lias inférieur.

\* La formation suprabasaltique (T2), d'aspect grossier, a une épaisseur d'environ 40 m. La série stratigraphique se poursuit par les dolomies du Lias. Les argilites rouges de T2

renferment des éléments de nature basaltiques (Ouarhache, 2002). Il s'agit de tuffites de lapillis et de cendres dont la taille varie de 0,1 à 5 mm en moyenne. Ces pyroclastes sont typiques des produits de projections volcaniques retombées dans le milieu de sédimentation des argilites rouges (Chalot-Prat et al., 1986). Ces observations suggèrent l'existence d'un volcan au niveau de l'ATT et donc un rejeu au moins de la branche septentrionale de cet accident.

### **2.3. Coupe d'Azrou**

Cette coupe a été levée 2 km à l'ESE de la ville d'Azrou et présente Les trois formations habituelles (Ouarhache, 2002) :

- La formation rouge infrabasaltique (T1), dont l'épaisseur ne dépasse pas 15 m, est représentée par des argilites et siltites rouges, débutant par un microconglomérat de 1,5 à 2 m de puissance.
- Le complexe basaltique, d'aspect stratifié, montre la superposition de plusieurs coulées de lave sur une épaisseur d'environ 120 m. La moitié supérieure de ce complexe montre une intercalation lenticulaire d'argilites rouges. Au-dessus de cette intercalation sédimentaire, les basaltes sont fortement altérés et affectés par un dense réseau de filons siliceux et calcitiques.
- La formation suprabasaltique (T2) est caractérisée par une sédimentation détritique grossière, et par une faible épaisseur, de l'ordre de 5 à 6 m. Elle repose sur les basaltes par une surface de ravinement. Elle débute par un conglomérat grossier à blocs de basalte emballés dans une matrice silteuse rouge suivi des niveaux litharénitiques en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur, refermant des éléments millimétriques de basaltes. La sédimentation se termine par des siltites et argilites rouges.

Un peu plus au nord, dans la localité de Ben Smime, la formation infrabasaltique a libéré une abondante microflore (Spores et grains de pollen) qui date du Carnien supérieur (Lachkar *et al.*, 2000).

On peut noter que la coupe d'Aïcha Hmad est située au sud de la branche septentrionale de l'ATT, alors que les deux autres coupes sont situées au nord de cette même branche.

Au sud de la branche septentrionale, dans la localité Aïcha Hmad, la formation infrabasaltique présente une épaisseur importante (90 m) et débute par des conglomérats, puis des grés et enfin des argilites. Au contraire, plus au sud, dans la localité El Hammam,

l'épaisseur de cette formation infrabasaltique ne dépasse pas 10 m (Ouarhache, 2002). Au nord, dans les coupes de Taggounite et d'Azrou cette formation atteint successivement 40 et 15 m. Cette épaisseur et ce granoclassement dans la zone d'Aïcha Hmad attesteraient d'un approfondissement du milieu et création d'un bassin. L'origine de ce bassin pourrait être liée à un rejeu triasique de la branche de l'ATT en faille normale.

Le complexe basaltique, n'affleurant pas dans la zone d'Aïcha Hmad, augmente d'épaisseur en allant de Taggounite à Azrou, ce qui témoigne d'un approfondissement du bassin vers le nord. Au long de la ride de Taïliloute, les argilites rouges, probablement suprabasaltiques, affleurent sous forme de pointements de quelques mètres carrés de surface. C'est au sud du lac Ifrah que le basalte triasique affleure à l'intérieur des argilites sous forme d'un amas de 1m de rayon. Cette disposition montre que le Trias s'est injecté à proximité de failles.

Les argilites suprabasaltiques (T2) sont absentes dans la zone d'Aïcha Hmad et réduites à quelques mètres à El Hammam. Cependant cette formation présente une sédimentation détritique grossière dans les secteurs de Taggounite et d'Azrou. T2 renferme des pyroclastes témoignant de la mise en place d'un volcanisme explosif à proximité de la branche septentrionale. Ce volcanisme est à mettre en relation avec la tectonique distensive post-hercynienne dans la zone de Taggounite-Azrou. Notons bien que le bassin Carnien a progressé du sud de la branche septentrionale vers le nord. On peut proposer un basculement des blocs qui sépare cette branche.

### **3. Installation de la Plate-forme carbonatée au Lias**

Le Lias inférieur et moyen correspond à une période de développement considérable de la sédimentation carbonatée sur les chaînes atlasiques. Dans le Moyen Atlas, cette sédimentation s'effectue dans des golfs ou des sillons sous la dépendance de la Mésogée située en position nord-orientale (Colo, 1960-64 ; Choubert et Faure-Muret, 1960-62 ; du Dresnay, 1975 ; Michard ; 1976).

Les études sédimentologiques des carbonates liasiques du Moyen Atlas ont porté d'abord sur des dépôts caractéristiques comme les formations récifales (Elloy, 1970 ; Dresnay (Du), 1971 et Dresnay (Du), 1975 ; Morabet, 1975), puis par l'étude des figures sédimentaires et l'analyse de microfaciès qui ont permis d'identifier les différents types d'environnements (Robillard, 1978). Les études sédimentologiques basées sur l'analyse séquentielles ont été réalisées dans le causse d'Imouzzer (El Arabi, 1987) et sur les récifs de Guigou (El Arabi et

al., 1987). D'autres études portant sur l'évolution géodynamique du bassin moyen atlasique (Fedan, 1988), de la chaîne intracontinentale du Moyen Atlas (Charrière, 1990) ont éclairci le contexte environnemental et géodynamique.

La majorité des études précitées est faite sur le Moyen Atlas plissé et sur la bordure septentrionale du CMA. On se contente de l'analyse de quelques coupes réalisées sur le Causse d'Imouzzer et de Guigou pour interpréter l'évolution de la zone de Taïliloute au cours du Lias inférieur et moyen.

Sur le plan lithostratigraphique, les séries du Lias ont été découpées en plusieurs formations lithologiques (El Arabi, 1987 – 2001). La formation du Kandar dans le Lias inférieur et les formations de Maftah1, Maftah 2 et Maftah 3 dans le Lias moyen.

### 3.1. Infra-Lias

Dans la zone d'étude, en bordure nord-orientale de la ride de Taïliloute et au SW du lac Ifrah (33°32' N, 04°57' O 1723 m), un niveau de marnes jaunâtres de quelques mètres s'intercale entre les argiles suprabasaltiques et les dolomies du Lias inférieur (fig. II.18). Cet affleurement coïncide avec le passage deux failles ; la faille N045°E et la faille N070°E.

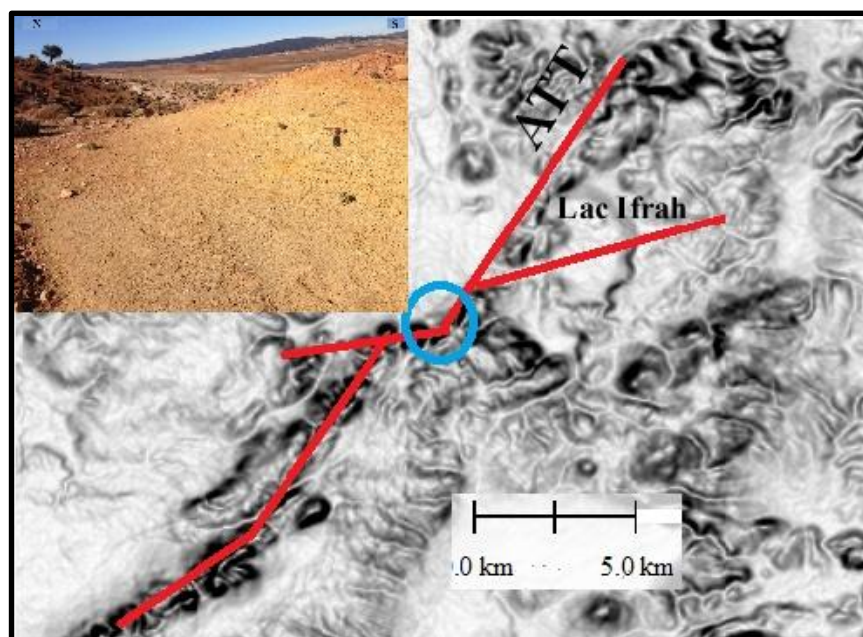


Figure II.18: Localisation de la formation Harira dans le poljé d'Ifrah

Ces marnes jaunes ne dépassent pas 2 m d'épaisseur et sont surmontés par des brèches à éléments liasiques, le tout est couvert de dolomies du Lias inférieur. Les mêmes marnes sont injectées, le long de la ride de l'ATT, à travers des cargneules.

Cette formation marneuse se rencontre dans la bordure méridionale du Tazekka où elle a été définie pour la première fois sous le nom de La formation de Harira (Baudelot & Charrière, 1983). Elle se distingue d'abord de la série argileuse à gypse sous-jacente par l'absence d'évaporites et par sa couleur grise à noirâtre caractéristique des milieux réducteurs (fig. II.19). La lithologie argilo-marneuse est dominante à la base et les bancs calcaires s'y associent et deviennent fréquents vers le sommet. Dans le secteur de Tazekka, les calcaires, de texture pelmicritique, renferment des structures correspondant à des laminites, à des birdeyes et à des fentes de dessiccation (Charrière, 1990). Ces structures indiquent un environnement soumis à des émergences temporaires brèves. Les données palynologiques ont permis à Baudelot (1983) d'attribuer la base de l'Hettangien à la formation de Harira. Les caractères lithologiques et palynologiques montrent que la base de cette formation s'est déposée dans un milieu supra à intertidal confiné qui devient oxygéné. Donc on doit affirmer que le passage Trias-lias est continu (Charrière, 1990).

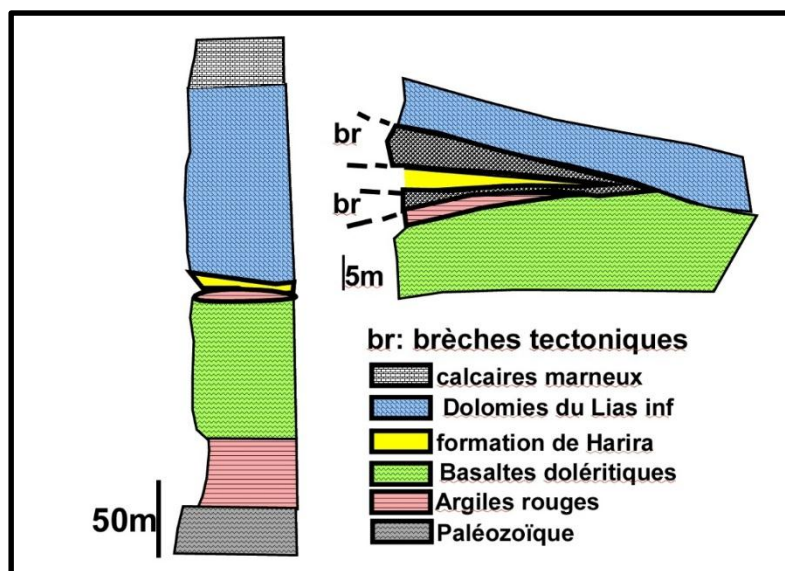


Figure II. 19: Colonne stratigraphique et détail de la formation de Harira (Baudelot et Charrière, 1983)

Dans la bordure occidentale du CMA, la formation de Harira est peu épaisse et se matérialise par des marnes jaunâtres. Un niveau de marnes jaunâtres en position stratigraphique analogues a été rencontré en bordure de la boutonnière de Béni-Mellala.

Ce que nous pouvons retenir de la formation de Harira c'est qu'elle montre qu'il n'y a pas de rupture brutale de la paléogéographie ou de la bathymétrie entre le Trias supérieur et le Lias inférieur, mais plutôt un changement progressif des caractères physico-chimiques de l'environnement. La sédimentation carbonatée relaie progressivement la sédimentation

argileuse, mais elle se fait dans un milieu supratidal confiné dans la bordure de Tazekka et dans un milieu oxygéné dans les causses occidentaux.

## **3.2. Installation de la plate-forme carbonatée au cours du Lias inférieur**

### **3.2.1. Tronçon septentrional du CMA**

Dans le tronçon septentrional, la formation dolomitique du Kandar a été définie à partir des coupes de référence de Ben Smime, de Jbel Kandar et de Jbel Hallouck (El Arabi et al., 1986). Les datations sont basées sur les brachiopodes (Termier, 1936 ; Dubar, 1962 et Colo, 1961) et ont donné l'âge Sinémurien – Lotharingien. Les dépôts sont pour la plupart dolomitiques à calcaréo-dolomitiques. La formation du Kandar comprend du bas en haut :

➤ Le membre de Ben Smime (fig.II.20) repose en concordance sur les marnes jaunes de l'Infra-Lias. Il est constitué d'argilites rouges à intercalations carbonatées à la base (10 m), surmontées par des dolomies à stromatolithes et oncolithes (20 m) et des dolomies blanchâtres à barres oolithiques au sommet (15 m). La présence de dépôts à stromatolithes et de laminites, dans ces dolosparites, attestent d'une activité algale qui témoigne d'un milieu marginolittoral dans lequel s'est déposé le membre de Ben Smime.

➤ Le membre du Kandar (fig.II.20), d'environ 100 m d'épaisseur, est constitué de dolomies bréchiques à la base (3 m), de dolomies massives en barres (80 m) et de dolomies à passées bréchiques au sommet (15 m). La brèche monogénique renferme des éléments de dolomies à laminites et stromatolithes englobés par un ciment dolosparitique, ce qui témoigne d'une émergence-dissolution.

➤ Le membre du Hallouck (fig.II.21) est représenté par les derniers termes dolomitiques sur lesquels reposent les faciès du Lias moyen. Il comprend des dolomies bréchiques à la base (15 m), des dolomies massives à structures en barres (30 m) et des dolomies litées à laminites et stromatolithes au sommet (8 m). La structure en barre est caractérisée par une base ravinante et un toit plat et le faciès correspond à un chenal de marée alternant avec des dolomies massives. Des discontinuités ont été signalées dans la formation du Kandar (D<sub>0</sub> à D<sub>3</sub>) ; et qui correspond à des surfaces ferrugineuses ou des dissolutions (El Arabi, 1987 et 2001).

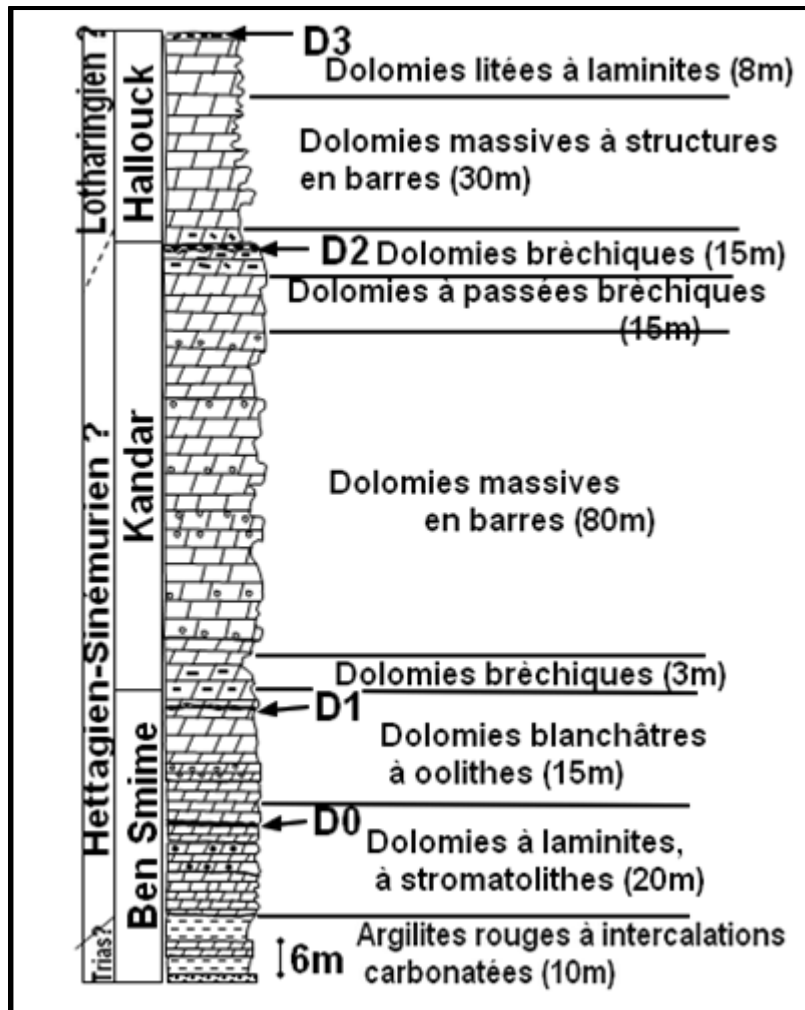


Figure II. 20: Série synthétique du Lias inférieur du Moyen Atlas tabulaire (El Arabi, 2001).

Deux types de structures sont rencontrées dans la formation du Kandar ; des structures de milieu intertidal et supratidal (Birdeyes, laminites, stromatolithes, brèches monogénique...) et des structures de milieu subtidal à hydrodynamisme élevé (oncolithes, oolithes, litage oblique...). Ces structures se trouvent dans trois types de faciès qui sont les dolomies massives, les dolomies litées et les dolomies bréchiques. Ces faciès caractérisent une plate-forme subtidale fréquemment émergée.

De point de vue tectonique, l'empilement des dépôts de la formation du Kandar sur des épaisseurs moyennes de 250 m (Charrière, 1990) reflète un affaissement progressif du CMA parallèlement à la sédimentation. Dans le synclinal d'Imouzzer, Charrière (1990) a mis en évidence des slumps à l'ouest de l'accident de Dayet Aoua. Ces structures témoignent de glissements synsédimentaires de vase dolomitiques en relation avec une sismicité locale et/ou la création de pentes en rapport avec le jeu de l'accident de Dayet Aoua vers la fin du Lias inférieur. Dans la zone d'étude nous avons rencontré les mêmes slumps dans la plaine de

Taïliloute, à 1km au SE du col de Taïliloute, ce qui témoigne de leur relation avec un jeu probable de l'ATT.

### 3.2.2. Tronçon méridional

Deux coupes ont été levées et étudiées dans ce tronçon :

- La coupe de Jbel Saghro, située à la limite SE du plateau de Guigou (feuille d'Almis Guigou au 1/50000, X= 555 et Y= 315,5 km), a fait l'objet d'une étude lithostratigraphique et séquentielle par Fedan (1988), Laadila (1996) et Lakhbiza (1996). Le Lias inférieur est représenté par deux membres (fig.II.21) :

- Les dolomies cristallines de Jbel Saghro (31 m) sont des dolosparites disposées en bancs métriques à la base, puis décimétriques et admettant des fragments de bioclastes recristallisés de gastéropodes et de lamellibranches. Ce membre est couronné par des niveaux à laminites et stromatolithes d'origine algair et une surface de ravinement correspondant à une discontinuité (D2).

- La barre dolomitique de Jbel Saghro (12 m) s'apparente fortement au membre de Jbel Hallouck de la formation du Kandar (El Arabi, 2001). Elle est constituée de dolosparites bioclastiques à la base et d'olosparites riches en fantômes d'ooides au sommet. Cette formation est couronnée par une surface durcie perforée (discontinuité D3), ferrugineuse et encroutée par des huitres de petites taille.

Les niveaux à brachiopodes recristallisés ont été datés par corrélation avec les niveaux à brachiopodes de l'Oued Dourdour, situé à quelques kilomètres au sud, et correspondent au Lotharingien (Dubar, 1962 ; Colo, 1961). La présence de gastéropodes, lamellibranches, ooides et de stromatolithes montre que les dépôts de la formation de Jbel Saghro ont évolué dans une plate-forme littorale au cours du Lias inférieur.

- La coupe de l'Oued Dourdour : au sud de Boulemane, la cluse de l'Oued Dourdour, entaillée entre la ride de Jbel Tajda au nord et celle de Jbel Ben-Ij au sud offre un affleurement du Lias inférieur à la limite CMA-MAP. Cette coupe a été étudiée par de nombreux auteurs (Termier, 1936 ; Colo 1961 ; Laadila 1996 ; El Arabi 2001), elle montre deux membres qui sont de bas en haut :

- Le premier membre comprend à la base des dolomies à silex (60 m) de texture sparitique et riches en silex et au sommet des dolomies bréchiques (6 m). Il s'agit d'une brèche monogénique et hétérométrique issue d'un processus de dissolution-effondrement en

milieu supratidal (El Arabi, 2001). Cette phase de dissolution correspond à la discontinuité D2 de la formation du Kandar.

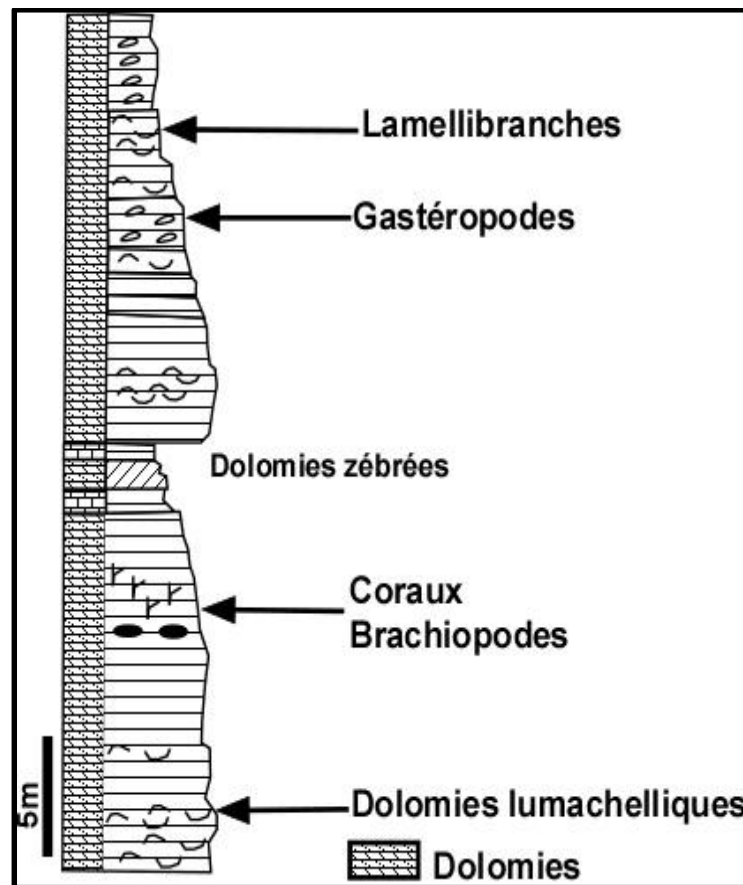


Figure II. 21: Lias inférieur du Jbel Saghro (Fedan, 1988)

- Le deuxième membre (50 m) est représenté par les dolomies granulaires de Dourdou (Laadila, 1996). Ce sont des dolosparites correspondant au membre de Hallouck (El Arabi, 2001). Le toit de ces dolomies est caractérisé par des slumps et une surface durcie (Discontinuité D3) qui coiffe son sommet.

Dans l'ensemble du CMA, la formation du Kandar, essentiellement dolomitique, est constituée de trois membres dont la première repose en concordance sur les marnes infra-liasiques et la dernière passe aux calcaires du Lias moyen. Les faciès de cette formation sont presque homogènes et indiquent un environnement de plate-forme littoral.

Les indices d'activité tectonique durant le Lias inférieur sont rares et localisés. Il s'agit de lents mouvements d'ensemble de panneaux que les accidents hérités de l'orogénèse hercynienne ont fractionné. Le panneau d'Imouzzer-Ifrane montre du NW au SE une

évolution entre des dolomies massives, un ensemble de brèches monogéniques et un apex de sable dolomitique. Cette disposition suggère un affaissement du panneau vers l'ouest ou vers le nord. La limite entre les faciès massifs et bréchiens suit le tracé de l'accident du Dayet Aoua. Dans le panneau du Guigou, le passage du faciès bréchiens au faciès lité et l'apparition de dolomies à silex au voisinage de l'ANMA correspond à un approfondissement du milieu, ce qui laisse penser à un affaissement du panneau vers le sud (Charrière, 1990).

### **3.3. Evolution de la plate-forme carbonatée au cours du Lias moyen**

#### **3.3.1. Lithostratigraphie**

Les formations dolomitiques du lias inférieur sont surmontées par des calcaires renfermant les fossiles de Brachiopodes, d'Ammonites et de Foraminifères. Cette faune a permis aux premiers auteurs (Dubar & Termier, 1932 ; Termier, 1936 ; Dubar, 1962 ; Colo, 1961 ; Septfontaine, 1984) d'identifier le Lias moyen et ses subdivisions.

Dans le CMA, l'ensemble calcaire qui succède à la formation dolomitique du Kandar a été appelé formation de Maftah (El Arabi, 1987). Ce groupe calcaire s'étage du Carixien au Domérien et comprend trois formations qui sont du haut en bas (fig.II.22) :

✓ La formation Maftah 1 : elle est d'âge Carixien inférieur et d'épaisseur allant de 30 à 80 m. Dans la localité Taïliloute (X= 538, Y= 318 sur la feuille d'Almis Guigou), Maftah 1 est constituée de deux membres : le membre inférieur est formé de calcaires micritique à faune riche et diversifiée (gros Lamellibranches, Foraminifères, Bryozoaires et polypiers), il se termine par des calcaires à birdeyes et keystone vugs. Les faciès de cette formation indiquent une plate-forme ou lagon allant du subtidal au supratidal. Le membre supérieur (15 m) est formé d'une succession de barres oolithiques et bioclastiques à stratifications obliques. Une surface ferrugineuse (D4) marque le sommet de cette formation.

✓ La formation Maftah 2 est caractérisée par l'apparition des premiers niveaux à silex. On la subdivise en deux membres : le premier membre est constitué de l'alternance de calcaires à silex et de calcaires bioclastiques formant des séquences négatives d'ouverture (El Arabi, 2001). Le deuxième membre est formé de l'alternance de calcaires à silex et de calcaires argileux. Vers l'est les calcaires à silex passent latéralement à des complexes récifaux. La formation Maftah 2 est rapportée au Carixien moyen à supérieur (Du Dresnay, 1966 ; Charrière, 1990).

✓ La formation Maftah 3 a été définie dans le synclinal d'Iguer Awragh (X= 504, Y= 286 au nord de la feuille topographique d'El Hammam au 1/50000). Elle est d'âge Domérien, elle a une épaisseur d'environ 60 m et elle est formée de calcaires fins micritiques à Foraminifères et gros Lamellibranches (El Arabi, 2001). Cette formation est constituée de trois membres : le premier membre est composé d'une alternance de calcaires fins et de calcaires à laminites et stromatolithes. Le deuxième membre est formé de calcaires fins admettant des horizons riches en gros Lamellibranches et de rares Foraminifères. Le troisième membre est formé d'une alternance de calcaires fins et de marnes.

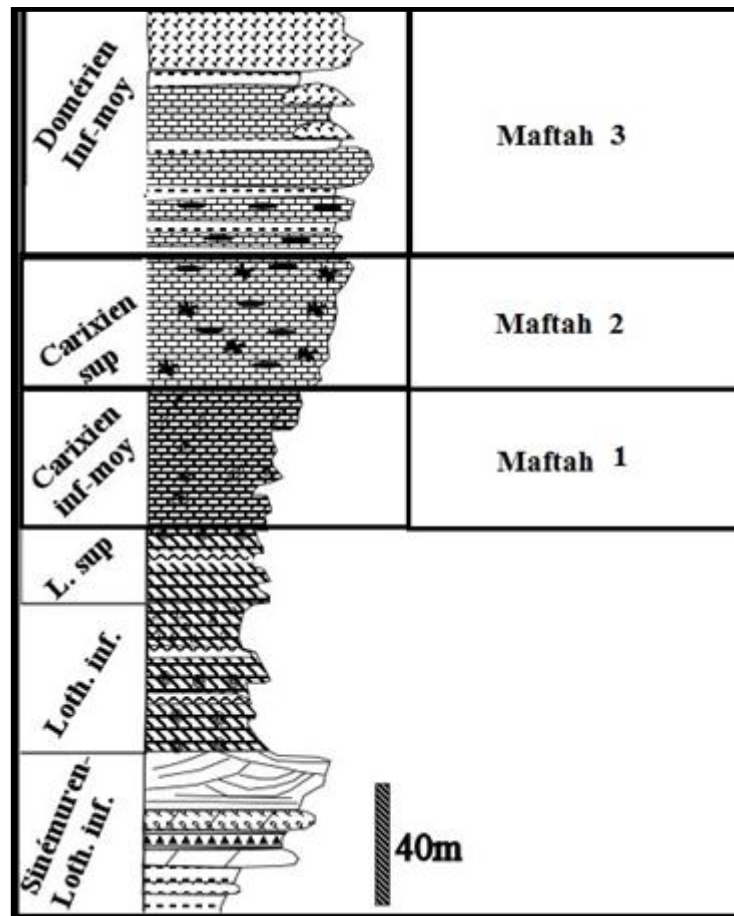


Figure II.22 : Log stratigraphique de Maftah (El Arabi, 1987).

Les variations latérales de la formation du Maftah seront étudiées de part et d'autre de l'accident du Tizi n'Terhtene. Dans le tronçon nord-occidental, la formation du Maftah affleure au NE et au SW du synclinal d'Imouzzer, sur le synclinal d'Ifrane et sur le synclinal de Tidrine (Dresnay Du R. & Suter, 1975).

Au NE du synclinal d'Imouzzer (fig.II.23), la formation du Maftah 1 (15 à 20 m) est constitué d'abord de calcaires micritiques reposant sur les dolomies bréchiques du Lias

inférieur, puis par des dolomies à structures pedogénétiques et enfin par des argiles rouges. La formation du Maftah 2 (20 m) comporte deux membres, des calcaires à stratifications obliques avec des dolomies blanchâtres (dolomies supérieures d'Ifrane) au sommet, puis des calcaires à silex reposant sur une surface probablement karstique (El Arabi, 2001) et enfin un niveau marno-calcaire riche en lamellibranches. La formation du Maftah 3(30 m) est constituée d'une dalle épaisse de calcaires à entroques surmontée par des calcaires construits à bryozoaires et à polypiers. Les protubérances récifales s'installent directement sur les dolomies supérieures d'Ifrane.

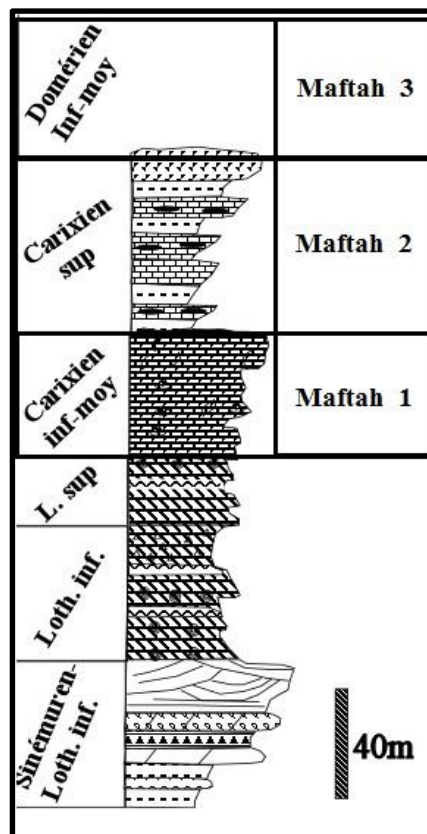


Figure II.23 : Log stratigraphique synthétique du Causse d'Ifrane

Au SW du synclinal d'Imouzzer, les dolomies de la formation du Maftah1 (40 m) sont remplacées par des calcaires bioclastiques grossiers, les termes de la formation du Maftah 2(55m) comprennent des calcaires à silex et des dolomies saccharoïdes (dolomies supérieur d'Ifrane) alors que la formation du Maftah 3(3 m) est réduite à une petite construction à polypiers coloniaux.

Au synclinal d'Ifrane, la formation du Maftah 1(40m) est constituée de calcaires lités bioclastiques surmontés par des calcaires bioclastiques. La formation 2 comprend des

calcaires oolithiques et bioclastiques et des dolomies saccharoïdes blanchâtres. La formation<sup>3</sup> n'est pas définie à cause de l'absence, par érosion, de niveaux calcaires, au-dessus des calcaires à silex et des dolomies supérieures d'Ifrane.

Sur le synclinal de Tidrine, la formation du Maftah 1(20 m) est formée de calcaires micritiques et de calcaires bioclastiques, la formation<sup>2</sup> (12 m) comprend des dolomies à silex et des dolomies supérieures d'Ifrane. La formation 3 est représentée par des termes carbonatés, ce sont des calcaires à dominance siliceuse.

Les corrélations entre les différentes coupes permettent de constater que les dépôts du Carixien moyen et supérieur sont bien développés au SW du synclinal d'Imouzzer et sur le synclinal d'Ifrane, ce qui laisse suggérer une éventuelle subsidence dans cet axe à la différence de l'axe NE du synclinal d'Imouzzer – Tidrine qui était moins profond.

Dans le tronçon sud-oriental, deux coupes ont été étudiées : les coupes du NE du plateau du Guigou (coupes du Jbel Saghro, d'Almis Guigou et du Merzedki) et la coupe d'Iguer Awragh au SW. Sur le plateau de Guigou, la formation du Maftah passe latéralement à des complexes récifaux.

Les coupes du NE du plateau du Guigou (551<X<556, 314<Y<316 sur la feuille topographique d'Almis Guigou) sont au nombre de trois et se complètent dans le temps (Lakhbiza, 1996).

Dans la coupe du Jbel Saghro, le Lias moyen est représenté par deux formations de 24 m d'épaisseur. La première formation (L2-1) de calcaires à silex comprend des calcaires dolomitiques bioclastiques riches en pentacrines à la base, puis des calcaires à silex au sommet. Ces calcaires, d'âge Carixien inférieur, sont riches en pellets et en bioclastes. Une surface ferrugineuse (D4) clôture cette formation. La deuxième formation (L2-2) de calcaires à pentacrines et bioclastes (pentacrines, oursins, lamellibranches, brachiopodes...) est d'âge Carixien supérieur.

La coupe d'Almis Guigou, épaisse de 65 m, montre deux formations : la formation L2-2, épaisse de 32 m, est constituée de calcaires bioclastiques à rognons de silex, à pentacrines et brachiopodes. La base de cette formation trouve son homologue dans la coupe du Jbel Saghro. La deuxième formation (L3-1), épaisse de 34 m, est d'âge Domérien inférieur-moyen. Elle montre trois unités lithologiques qui sont du bas en haut :

- Les calcaires gris à silex et bioclastes (3 m). La macrofaune est abondante, elle comprend les pentacrines, les brachiopodes, les lamellibranches et les gastéropodes. La microfaune est aussi présente avec des spicules de spongiaires, des radiolaires, des ostracodes et des foraminifères.

- Les marno-calcaires (21 m) sont formés d'une alternance de calcaires biomicritiques et de minces interlits marneux jaunâtres. Ce terme se termine par des calcaires bioclastiques riches en rognons de silex et renferme une faune (encrines, gastéropodes, bélemnites, ammonites, ostracodes, radiolaires...).

- Les calcaires bioclastiques lités (13 m) sont formés de calcaires noduleux à bioclastes et quelques rognons de silex à la base, puis par des calcaires lités bioclastiques au sommet.

A 1 km au SE de la coupe d'Almis Guigou, la coupe de Merzedki (60m) permet d'illustrer un exemple de l'organisation récifale dans le sommet de la formation L3-1 d'âge Domérien moyen. Trois unités (fig. II.24) ont été mises en évidence dans cette coupe (Lakhbiza, 1996) :

- Les calcaires gris-verdâtre, bioclastiques encrines, bivalves, oursins, brachiopodes et polypiers. Une surface durcie ferrugineuse très riches en huitres et polypiers termine cette unité ;

- L'alternance de calcaires argileux et de calcaires gris bioclastiques forment la base de cette unité, ils sont surmontés par une protubérance de calcaires massifs très riches en polypiers branchus et solitaires.

- Les calcaires argileux et les calcaires bioconstruits achèvent la coupe de Merzedki.

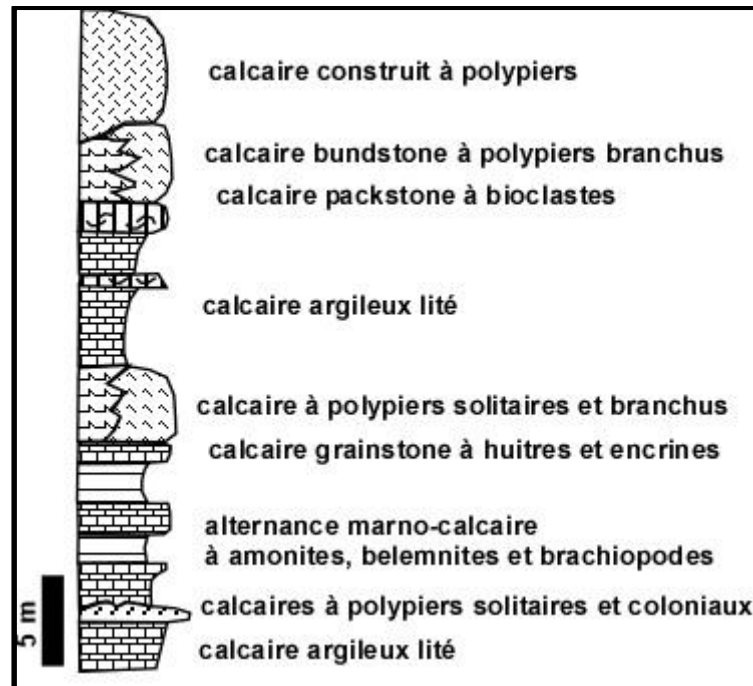


Figure II. 24: Coupe Merzedki Guigou (Lakhbiza, 1996)

Dans le plateau de Guigou, les différents membres des formations Maftah passent latéralement à des complexes récifaux. Plusieurs auteurs ont contribué à l'étude de ces récifs (Elloy, 1970 ; du Dresnay, 1971-1975a ; Morabet, 1975 ; El Arabi, 1987- 2001) et se sont intéressés à la structure interne des récifs. Le substratum des récifs du plateau du Guigou n'a pas le même âge ; il devient récent en allant vers le sud. L'analyse du récif du Koudiate Echham (33° 27'N, 04° 55' W, 1830m) montre que La structure interne du récif est organisée en quatre séquences séparées par des surfaces d'érosion (fig. II.25) :

- La séquence I : comporte à la base une micrite à foraminifères imperforés de lagon, suivie d'une biosparite formant de petites barres sableuses à stratifications obliques. Elle se termine par des calcaires à faune récifale (polypiers) ;
- La séquence II : d'organisation semblable à la première, avec prédominance des termes récifaux (polypiers et bryozoaires) ;
- La séquence III : formée uniquement de barres bioclastiques sans aucune construction ;
- La séquence IV : est comparable à la séquence II, avec apparition des calcaires à silex à la base et à large développement de polypiers coloniaux au sommet.

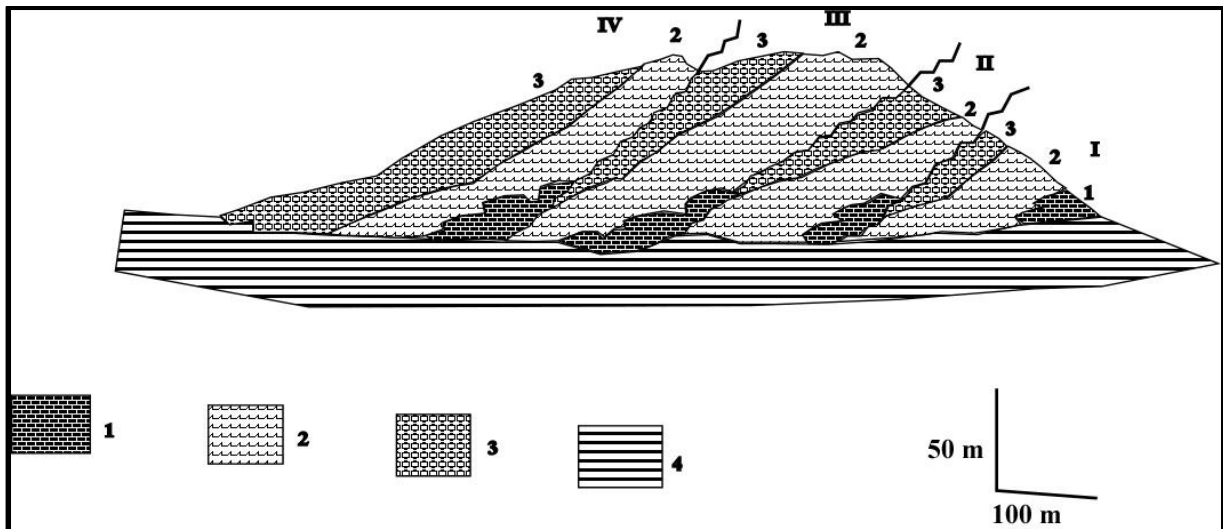


Figure II.25 : Coupe schématique du récif Domérien de Koudiat Echham (El Arabi et al., 1987). I, II, III, IV : Séquences récifales à 3 termes, 1. Calcaires bioclastiques, 2. Barres bioclastiques, 3. Constructions récifales, 4. Calcaires et marno-calcaires.

Sur le flanc sud occidental, la série est réduite à des calcaires fins à silex avec absence de constructions récifales. Cette dissymétrie permet de distinguer un domaine marin externe du côté nord oriental opposé à un domaine interne du côté sud occidental.

Les observations faites au niveau de la coupe Taïliloute montrent une variation entre le synclinal d'Ifrane -Tidrine d'une part et le plateau de Guigou d'autre part. Cette variation se marque au sommet de Maftah 2, avec des faciès peu profonds (dolomies supérieures d'Ifrane) dans les synclinaux d'Ifrane, de Tidrine et d'Imouzzer alors que le plateau de Guigou est sous l'influence d'une mer profonde avec des faciès marno-calcaires à ammonites. Ce changement brutal sur une faible distance s'explique par le jeu de l'ATT entraînant l'affaissement du plateau de Guigou et le soulèvement des synclinaux occidentaux (El Arabi, 2001).

### 3.3.2. Les événements tectoniques durant le lias moyen

Le CMA est traversé longitudinalement par deux accidents majeurs qui sont l'accident du Dayet Aoua (ADA) à l'ouest, l'accident de Tizi n'Terhtene (ATT) au milieu.

**b.1)** A l'extrémité septentrionale de l'ADA, au nord du synclinal d'Imouzzer, le lias moyen n'est représenté que par la formation de Maftah 3 (calcaires marneux alternant avec des marnes d'âge Domérien) qui reposent directement sur la formation dolomitique du Kandar (Lias inférieur). Cette lacune du Carixien a atteint une aire de sédimentation de quelques kilomètres à la bordure nord-occidentale de l'ADA (Charrière, 1990). Cette lacune est

probablement en relation avec le rejeu de l'ADA et les failles transverses au cours du Carixien.

**b.2)** En bordure septentrionale de l'ATT, dans le secteur de Bir Allouna, les branches de l'ATT ont permis la différenciation de trois compartiments :

- Le compartiment oriental possède une série liasique bien développée avec les trois formations Maftah1, Maftah2 et Maftah3.

- le compartiment central est découpé par des accidents transverses N120°E et la formation Maftah 1 est réduite ;

- Le compartiment occidental est caractérisé par l'absence de la formation Maftah1 et les calcaires à silex de Maftah 2 reposent directement, en discordance de ravinement sur les dolomies du Lias inférieur (Charrière, 1990). On note aussi la présence d'une lentille conglomératique à la base des calcaires à silex, au contact immédiat d'une branche de l'ATT.

Ces observations témoignent du fonctionnement du réseau de l'ATT au cours de la sédimentation du Lias moyen. Le rejeu de l'accident longitudinal N040°E et des failles transverses conjuguées a conduit à la différenciation de zones hautes à sédimentation réduite sur le même réseau de l'ATT.

Dans la bordure sud-occidentale de l'ATT (plateau d'Ifrane), on assiste à une sédimentation littorale épircifale, en opposition de la bordure sud-orientale (plateau du Guigou) où la sédimentation de mer ouverte persiste. Ce phénomène s'explique par l'émiettement de la plate-forme carbonatée durant le Carixien au niveau de cette ligne structurale avec comblement de certains secteurs. Au cours du Domérien basal la transgression a dépassé les aires de sédimentation carixienne et atteint la bordure septentrionale de l'ADA.

### **3.4. Dépôts du Toarcien-Aalénien**

Les dépôts d'âge Toarcien présentent d'importantes variations d'épaisseur et de faciès sur de faibles distances (El Arabi, 2001) et on distingue un faciès marneux de sillon représenté par les marnes de Bechyne dans le bassin de Guercif (Benzaquen, 1965) et par la formation de Teffert (Dresnay (du), 1988; Bassoullet, et al., 1991) dans le Moyen Atlas plissé, un faciès néritique de bordure représenté par les argiles rouges continentaux de Mibladene sur la Haute Moulouya (Dubar, 1943), et entre ces deux zones les dépôts d'âge Toarcien-Aalénien sont éparpillés (Benshili, 1989; Benshili & Elmi, 1989). Parmi ces derniers on peut

citer le faciès du Selloum du Moyen Atlas tabulaire méridional (Termier, 1936). Dans le CMA, les affleurements du Toarcien-Aalénien sont représentés sur la bordure du synclinal de Bekrite-Timahdite et sur le synclinal d'Iguer Awragh-Afennourir (fig.II.26).

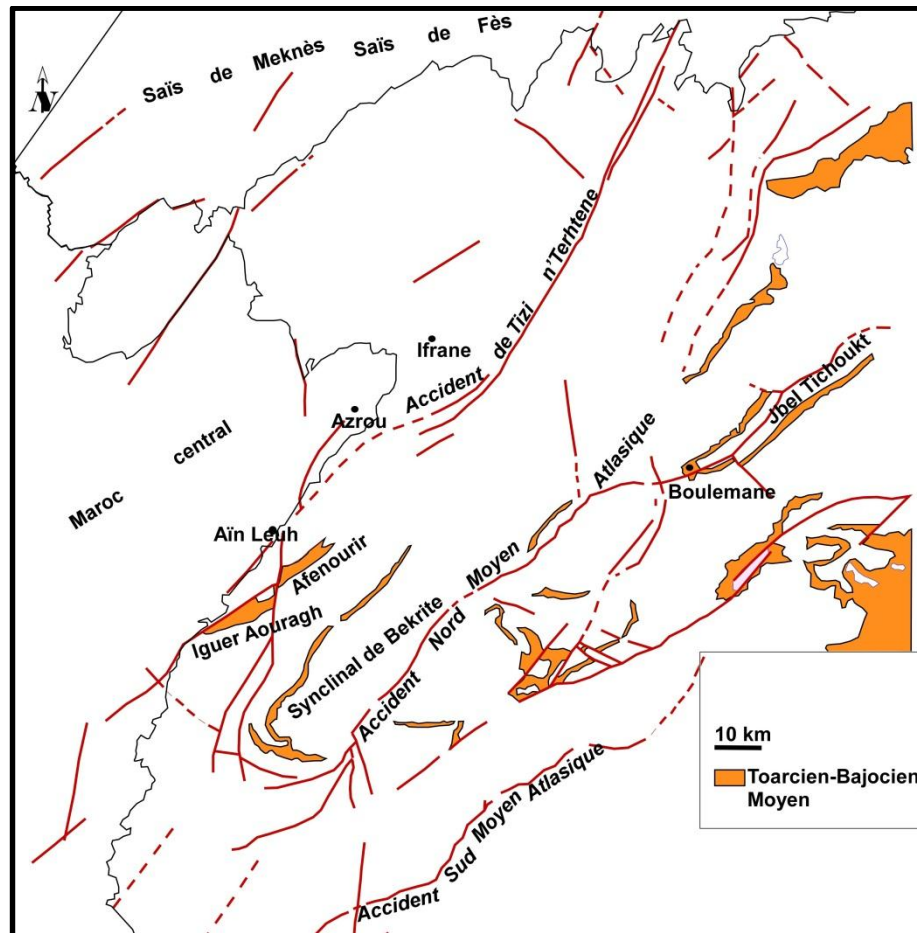


Figure II. 26: Carte de situation des dépôts toarcien-bajocien moyen dans le Moyen Atlas (Martin, 1981)

Les couches du Selloum sont composées de calcaires à la fois gréseux, oolithiques et ferrugineux, d'épaisseur variable, intercalés entre les calcaires du Lias moyen et les alternances marnes-calcaires blanchâtres du Bajocien inférieur (El Arabi, 2001 ; El (El Hammichi, 2002).

Dans la bordure occidentale du synclinal Bekrite-Timahdite, les couches du Selloum sont représentées par trois membres qui sont :

Le membre 1 (2à 6m d'épaisseur) est constitué de marnes ou marno-calcaires grises attribuées au Toarcien inférieur (El Arabi, 2001)

Le membre 2 (8 à 12 m d'épaisseur) est composé de calcaires pseudo-noduleux attribués au Toarcien moyen -supérieur.

Le membre 3 (10 à 2 m d'épaisseur) présente plusieurs faciès dont les calcarénites et les calcaires siliceux attribués à l'Aalénien.

Dans le synclinal d'Iguer Awragh- Afennourir, la série comprend trois membres :

- Les argiles rouges fines (environ 15m d'épaisseur) ;
- Une barre carbonatée fossilifère (crinoïdes, lamellibranches, brachiopodes et ammonites) forme une crête continue dans la topographie au SW du lac Afennourir. Cette barre de 15 m d'épaisseur, est composée d'une alternance de bancs de calcaires ondulés et de lits marneux. Au-dessus de ce terme on rencontre environ 15 m de marnes à ammonites et foraminifères et 5m de calcaires riches en ammonites et brachiopodes. Ce complexe marno-calcaire est d'âge Toarcien moyen-supérieur.
- Une alternance de marnes et de calcaires fins, de 50 m d'épaisseur, est riche en fossiles et d'âge Aalénien.

Au NE du CMA et en bordure de l'ANMA, A. charrière (1990) a repris les travaux de Du Dresnay (1988) et a suivi les variations latérales au SE et au NW de l'accident. Il a mis en évidence une zonation des faciès parallèlement au réseau de l'ANMA et du SE au NW on passe des marnes grises de sillon subsident, à une alternance de marnes et de calcaires traduisant une zone de passage à la plate-forme, et enfin à des dépôts marneux et carbonatés très diversifiés indiquant un haut fond mobile à chimisme fluctuant. Le changement de faciès indiqué et la diminution de l'épaisseur des couches est en relation avec le jeu de failles normales sub-parallèles à l'accident principal. On déduit que le Moyen Atlas plissé correspondait au Toarcien –Aalénien à un sillon subsident et le CMA était émergé, à l'exception des zones d'Iguer Awragh-Afennourir et Bekrite-Timahdite encore submergées.

Des données précédentes on peut conclure qu'au NE l'ANMA a joué le rôle d'une limite paléogéographique séparant un sillon toarcien à l'est d'une plate-forme à l'ouest. Vers le SW d'autres lignes structurales obliques à l'ANMA vont jouer le rôle de limites paléogéographique de cette mer toarcienne. A partir de cette période le premier cycle sédimentaire lié à la Téthys se termine dans le CMA, et continue dans le MAP jusqu'au Dogger.

## **Conclusion**

La remobilisation jurassique des accidents hercyniens a permis l'installation du bassin moyen atlasique. L'évolution structuro-sédimentaire de ce bassin comporte quatre étapes (Fedan, 1988) :

Une période de stabilité, Lias inférieur et moyen, durant laquelle s'est développée la plate-forme carbonatée ;

Une période de mobilité caractérisée par la dislocation de la plate-forme et individualisation du bassin moyen atlasique. Le fond du bassin est organisé en plusieurs rides anticlinales actives qui délimitent des dépoctrés ;

Une période de comblement s'effectue du Toarcien au Bajocien à la faveur d'une sédimentation syntectonique carbonatée ;

Une période de sénescence, à sédimentation carbonatée et évaporitique, marque la fin du cycle sédimentaire à dépendance mesogéenne.

Les rides anticlinales du bassin moyen atlasique sont disposées en relais alternant et jalonnées de décrochements synsédimentaires senestres. Les rides du MAP ont été décrites par nos prédécesseurs et des modèles microtectoniques de leur évolution ont été proposés (Laville, 1977, Fedan, 1988, Sabaoui, 1996). Le CMA était une plate-forme carbonatée au cours du jurassique et n'a pas évolué au stade du bassin, mais il est traversé par deux accidents de Direction NE-SW (Tizi n'Terhtene et Dayet Aoua). Le long de ces deux accidents s'est développé des rides anticlinales dont celle de Taïliloute qui fait l'objet d'une étude comparative avec celles de Tichoukt et Tajda (cf. Chapitre III).

### **4. Evolution Plio-Quaternaire du CMA**

Au Plio-Quaternaire, l'évolution du Moyen Atlas est caractérisée par la succession de trois périodes (Michard, 1976) : une sédimentation molassique à l'aplomb des reliefs en cours de formation, une période de relative stabilité caractérisée par le développement des lacs et une sédimentation conglomératique traduisant un refroidissement du climat et une reprise de l'érosion des reliefs.

Le régime tectonique compressif se maintient au cours du Plio-Quaternaire, il se caractérise par une contrainte maximale subméridienne horizontale (Fedan et Thomas, 1985-86). Cette compression serait responsable de la mise en horst du Moyen Atlas et de la réactivation des accidents majeurs en décrochements, en failles inverses, voire en chevauchements locaux.

Au cours du Plio-quaternaire, le Moyen Atlas a été le siège d'une activité volcanique qui a fait l'objet de plusieurs travaux (Moukadiri, 1983 ; Harmand & Cantagrel, 1984 ; Harmand et Moukadiri, 1986 ; El Azzab & El Wartiti, 1998, El Azzouzi & al., 2010). La zone volcanique comprend un secteur principal d'émissions, centré sur le plateau d'Azrou, et un semis de volcans isolés. Les appareils volcaniques du plateau d'Azrou s'organisent en deux alignements parallèles orientés NNW-SSE : un alignement majeur de Tizi Ougdal à Timahdite, avec les volcans les plus nombreux et les plus élevés, l'alignement du Jbel Outgui au cratère d'explosion de Bou-Ibalrhatène (fig.III.27). L'alignement majeur est situé entre les accidents de Tizi n'Terhtene et du nord moyen atlasique, auxquels il est orthogonal.

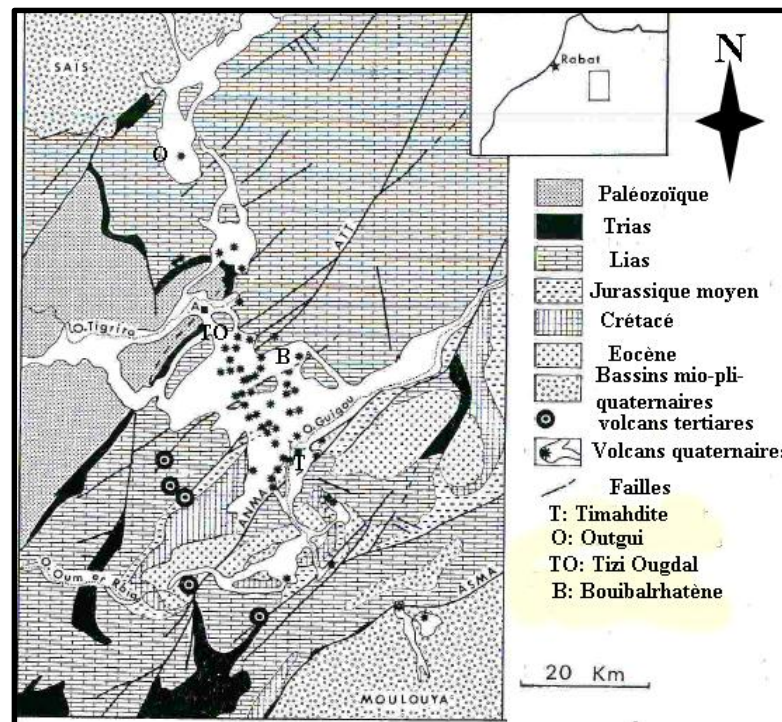


Figure II. 27 : Carte de localisation des volcans Plio-quaternaires du Moyen Atlas (d'après Harmand et Moukadiri, 1986)

La province volcanique basaltique du Moyen Atlas comporte une centaine de maars et de cônes stromboliens, ainsi que des coulées basaltiques associées qui couvrent une surface de 960 km<sup>2</sup>. Quatre types de laves sont distingués (fig. II.28) et leurs relations pétrogénétiques

discutées (El Azzouzi et al., 2010). Les néphélinites forment de petits volcans monogéniques isolés dispersés sur l'ensemble du plateau volcanique ; elles ne représentent que 1,2 % de sa surface, et ont été émises au Miocène moyen et supérieur (16,25-5,87 Ma) et au Plio-Quaternaire (3,92-0,67 Ma). Les trois autres types sont d'âge Plio-quaternaire (3,77-0,60 Ma). Les basanites forment 22,5 % de la surface du plateau volcanique et recouvrent le plus souvent les coulées fluides de basaltes alcalins qui en représentent 68,5 %. Les néphélinites, les basanites et les basaltes alcalins dérivent de degrés de fusion partielle faibles (mais croissants au cours du temps) d'un manteau hétérogène lherzolitique à spinelle et grenat de la base de la lithosphère nord-africaine. L'origine de la fusion partielle est liée à une remontée de l'asthénosphère sous-jacente, qui a provoqué la fusion-déshydratation de péridotites à pargasite. La formation de ces dernières résulte d'une métasomatose d'intensité variable intervenue pendant un événement magmatique intraplaque antérieur, vraisemblablement cénozoïque (EL Azzouzi et al., 2010).

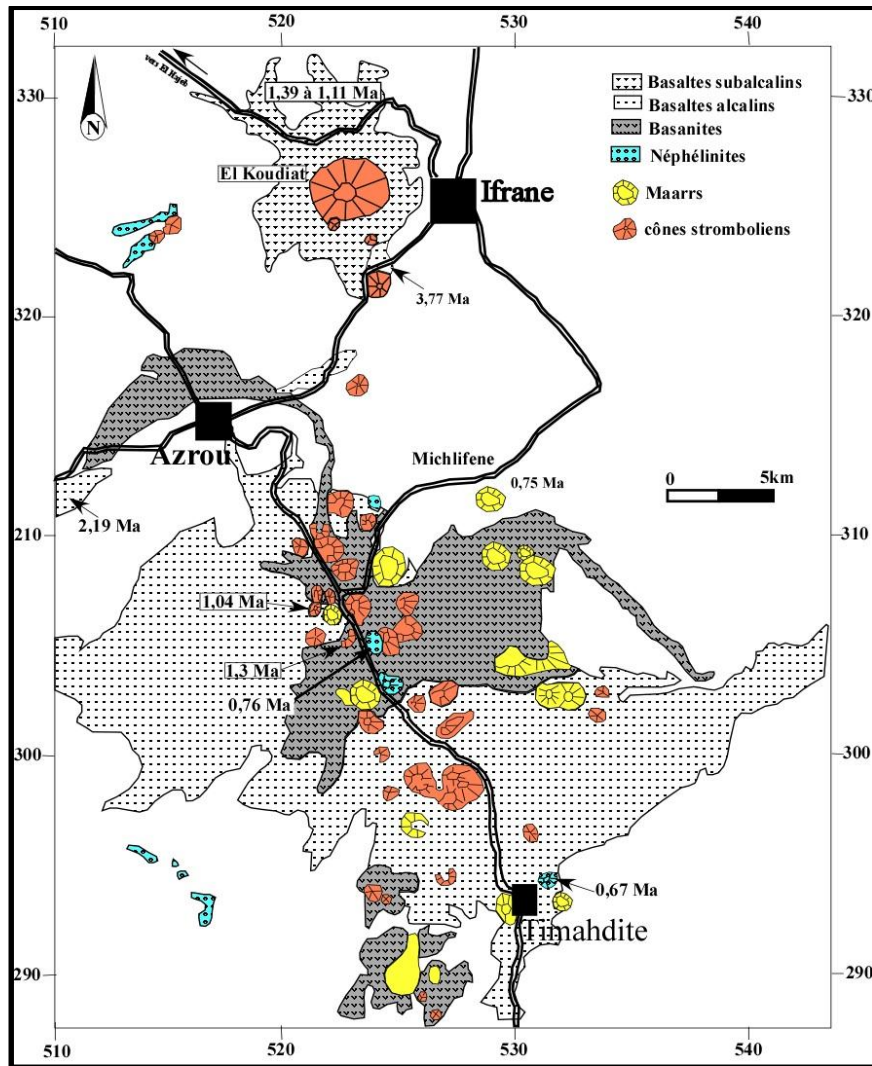


Figure II. 28: Carte pétrologique des unités volcaniques du Moyen Atlas (d'après Azzouzi et al. 2010).

La mise en place de ces volcans est en relation avec la réactivation des accidents tardi-hercyniens. Ces accidents, de direction NE-SW, sont perpendiculaires par rapport à la direction du raccourcissement ce qui entraîne la formation de néoruptures à travers lesquelles jaillissait la lave en surface et leur localisation préférentielles gouverne la répartition des volcans.

L'activité néotectonique : sur le CMA, l'accident de Tizi n'Terhtene (ATT) a affecté les formations plio-quaternaires. Au NE de l'accident, A. Charrière (1984) a mis en évidence les indices de cette néotectonique sur plusieurs glacis et travertins dans le Douar Mazdou. Au SW de l'ATT nous avons rencontré ces mêmes indices dans des dépôts lacustres de Dayet Ifrah (Sadkaoui et al., 2015) et dans les coulées basaltiques quaternaires du plateau d'Azrou.

Nous reviendrons sur ce sujet de néotectonique et du volcanisme quaternaire dans le chapitre IV.

## **Conclusion**

Le CMA est formé essentiellement par des terrains jurassiques, mais son histoire est beaucoup plus ancienne. Elle a commencé avec la suture entre les deux mesetas orientale et occidentale au niveau de l'actuel ATT. Cette suture s'est faite au Paléozoïque, au cours de l'orogénèse hercynienne qui a favorisé l'apparition des accidents N40E (Accident de Dayet Aoua, ATT, ANMA, ASMA). Ces accidents ont guidé l'évolution structurale du CMA et du Moyen Atlas en général.

L'histoire mésozoïque du Moyen Atlas est caractérisée par la formation de deux bassins au cours du Trias supérieur et Jurassique à dépendance mesogéenne et d'une mer épicontinentale à dépendance atlantique au cours du Crétacé et du Tertiaire. Le fond du bassin jurassique moyen atlasique est constitué de rides anticlinales et de dépo-centres. Les rides sont l'expression de basculement de blocs de la couverture mésozoïque et l'étude des rides de Taïliloute, de Tichoukt et de Tajda feront le sujet du Chapitre IV. La formation et l'évolution des bassins Méso-Cénozoïque sont intimement liées à la réactivation continue des accidents hérités de l'orogénèse hercynienne.

Au cours du Tertiaire et du Quaternaire le rapprochement de l'Afrique et de l'Europe a favorisé la surrection du Moyen Atlas. L'inversion tectonique qui en résulte est bien visible au niveau des rides anticlinales.

## **CHAPITRE III : LA RIDE ANTICLINALE DE TAÏLILOUTE ; EVOLUTION GEOMORPHO-STRUCTURALE**

Au cours du Lias inférieur et moyen, une plate-forme carbonatée s'est instaurée dans le Moyen Atlas. Elle est marquée au Lias inférieur par l'individualisation de milieux tidaux (dolomies de la formation de Ben Smime) qui s'approfondissent et évoluent en milieux ouverts au cours du Lias moyen (les calcaires à silex et les marno-calcaires de la formation Maftah). Ces dépôts ont enregistré les indices d'une mobilité qui s'est manifestée par les variations d'épaisseur et de faciès, les blocs basculés, les discordances progressives, etc.... Cette instabilité entraîne la différenciation d'une paléogéographie ordonnée en rides et en dépo-centres.

Les rides se sont développées sur des segments d'accidents hérités de l'orogénèse hercynienne. Ces accidents sont constitués de failles décrochantes qui se caractérisent par une géométrie et une cinématique propre. Dans un système de failles décrochantes, la région située entre deux segments disposés en échelon peut être en compression ou en extension selon la disposition des segments par rapport au vecteur glissement. Donc un segment est caractérisé par des structures centrales et par d'autres au niveau des terminaisons. Dans la première partie de ce chapitre, nous allons développer la géométrie des segments de failles, puis les structures associées en se basant sur des modèles analogiques pour enfin voir si la ride de Taïliloute répond aux normes d'une ride anticlinale.

### **I. Données de surface sur les rides anticlinales**

Le style structural du Moyen Atlas, en général et du Moyen Atlas Plissé en particulier, est marqué par des rides anticlinales étroites qui dominent de larges dépressions synclinales. Les rides forment des anticlinaux étroits, affectés généralement par des failles et orientées suivant les directions principales: NE-SW, E-W, N-S et NW-SE. La cartographie montre que certaines rides sont disposées en échelon et délimitent de petits bassins emboîtés les uns dans les autres.

L'activité des rides est synchrone de la sédimentation jurassique et se marque, à l'aplomb et sur les flancs des rides, par des structures gravitaires, des discordances angulaires, des discordances progressives et des réductions d'épaisseur des dépôts. Selon leur direction et leur dominance on distingue deux types (Laville, 1977 ; Akasbi, 1993) :

- Les rides anticlinales majeures : elles sont orientées NE-SW à ENE-WSW, elles forment des lignes de reliefs majeures dominant de quelques centaines de mètres les dépressions synclinales adjacentes. Ces rides sont l'expression de la réactivation d'accidents crustaux tardi-hercyniens. C'est le cas des rides de Tichoukt, de Tajda et de Taïliloute.

- Les rides anticlinales sont l'expression des décrochements du socle dans la couverture. Cette expression se fait par un ensemble de structures (plis, failles) accommodant un déplacement global décrochant (fig. III. 1).

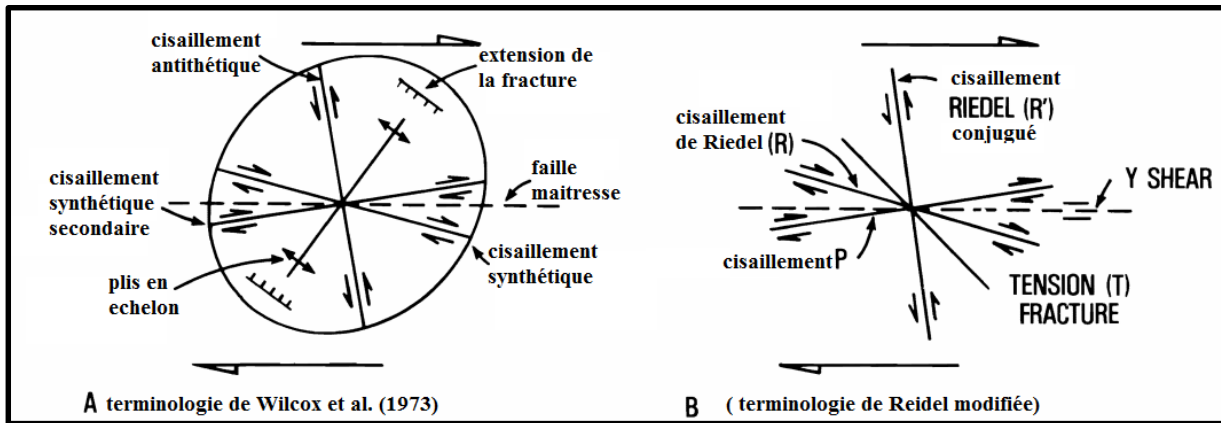


Figure III. 1 : Relation angulaires entre les structures développées dans la couverture sédimentaire, au-dessus d'un décrochement (d'après Christie-Blick & Biddle, 1985)

## 1. Les failles associées aux rides

Dans le cas d'un décrochement dextre, on distingue cinq types de fractures associées :

Les failles R de Riedel, synthétiques du cisaillement, sont les premières à se développer lors du fonctionnement d'un décrochement (Cloos, 1928 ; Riedel, 1929, Tchalenko, 1970 in Richard (1989).

Les Riedels conjuguées R', antithèques du cisaillement, accompagnent ou non les Riedels R lors du développement d'un décrochement (fig.III.2).

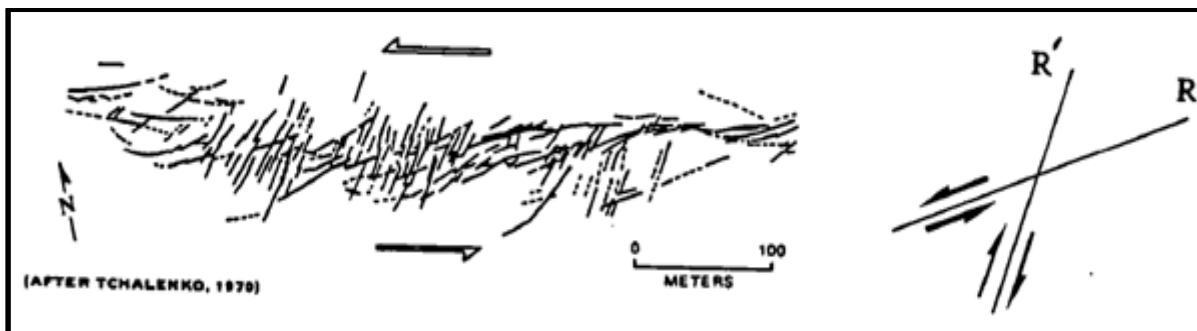


Figure III. 2: Exemple naturel de Riedel R & R' antithétiques d'un décrochement sénestre (d'après Tchalenko J. , 1970).

Les failles synthétiques secondaires P anastomosent l'ensemble des failles R et R' et servent principalement de liaison entre les R (Fig.III.3).

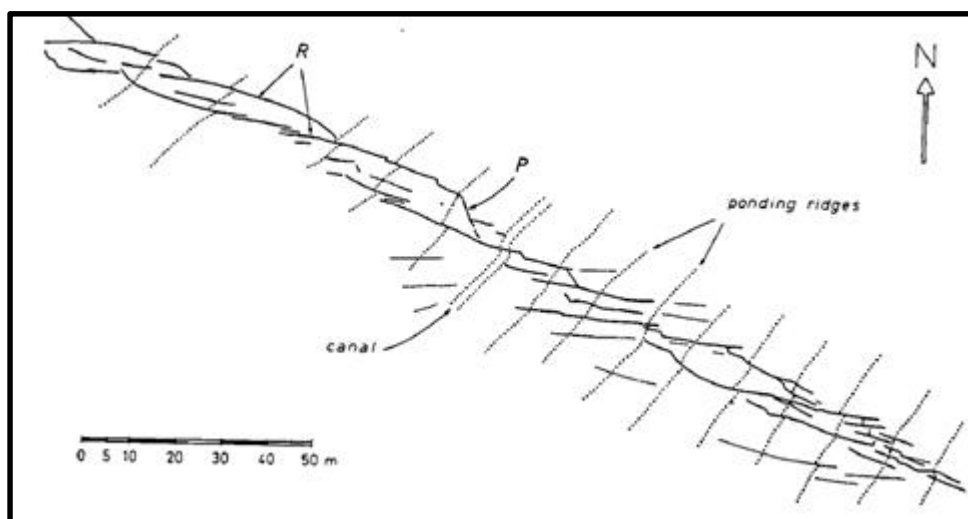


Figure III. 3: Exemple naturel de failles synthétiques secondaires P (d'après Tchalenko & Ambraeys, 1970)

Les failles normales et les tensions de fractures T se développent parallèlement à la contrainte  $\sigma_1$  (fig.III.4).

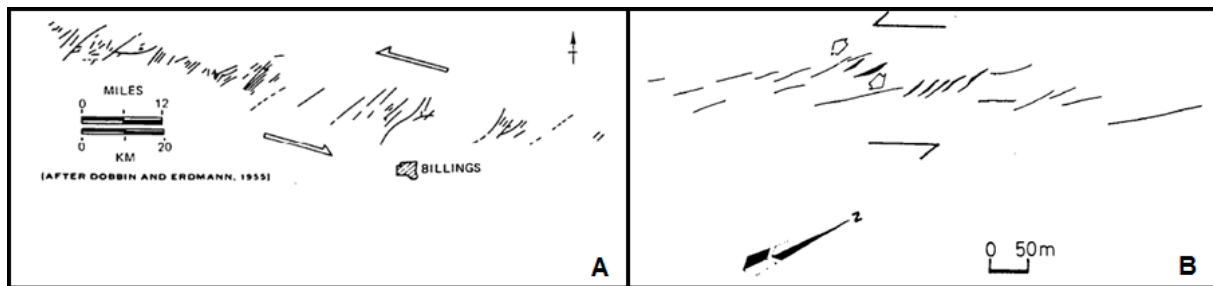


Figure III. 4: A. exemple de failles normales en échelon au -dessus d'un décrochement de socle sénestre (Wilcox & al., 1973). B. Exemple de fractures d'extension ouvertes sur une faille active lors d'un tremblement de terre (Richard, 1989).

Les failles parallèles à la zone de cisaillement peuvent être assimilées à des P parallèles à la direction de déplacement général.

## 2. Les plis en échelon

Les plis associés aux décrochements sont typiquement disposés en échelon, obliques sur la direction principale du cisaillement. Ils sont localisés dans une zone étroite au-dessus d'une faille majeure décrochante (Moody & Hill, 1956). Ils peuvent se développer aussi entre deux décrochements majeurs (Aydin & Page, 1984), c'est le cas de deux décrochements dextres dans la baie de San Francisco (fig. III.5). Lors de leur formation, les axes de plis font un angle de  $45^\circ$  avec la direction du décrochement et sont perpendiculaires à la direction de raccourcissement. Cependant, les exemples montrent que les plis sont généralement réorientés lors du fonctionnement des décrochements et les plans axiaux de ces plis ont une forme hélicoïdale (Sylvester, 1988).

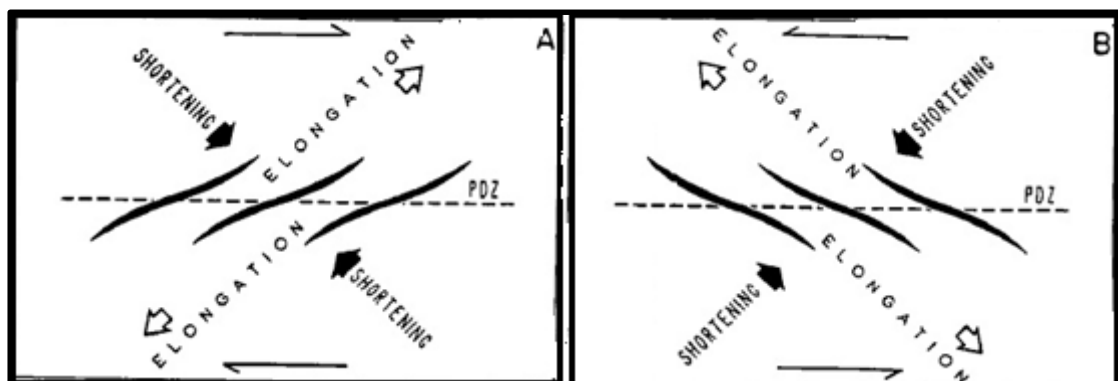


Figure III. 5: Géométrie idéale de plis en échelon associés à un décrochement dextre (A) ou sénestre (B) (d'après Sylvester, 1988).

Les plis en échelon permettent donc (Richard, 1989) :

- De déterminer l'existence d'un décrochement de socle sous une couverture sédimentaire,
- Déterminer le sens de décrochement d'une faille décrochante ;
- De prévoir l'orientation des structures associées.

Une faille décrochante présente en général des variations de direction engendrant des inflexions relaxantes (caractère distensif de la déformation) et les inflexions contraignantes (caractère compressif de la déformation) (fig.III.6).

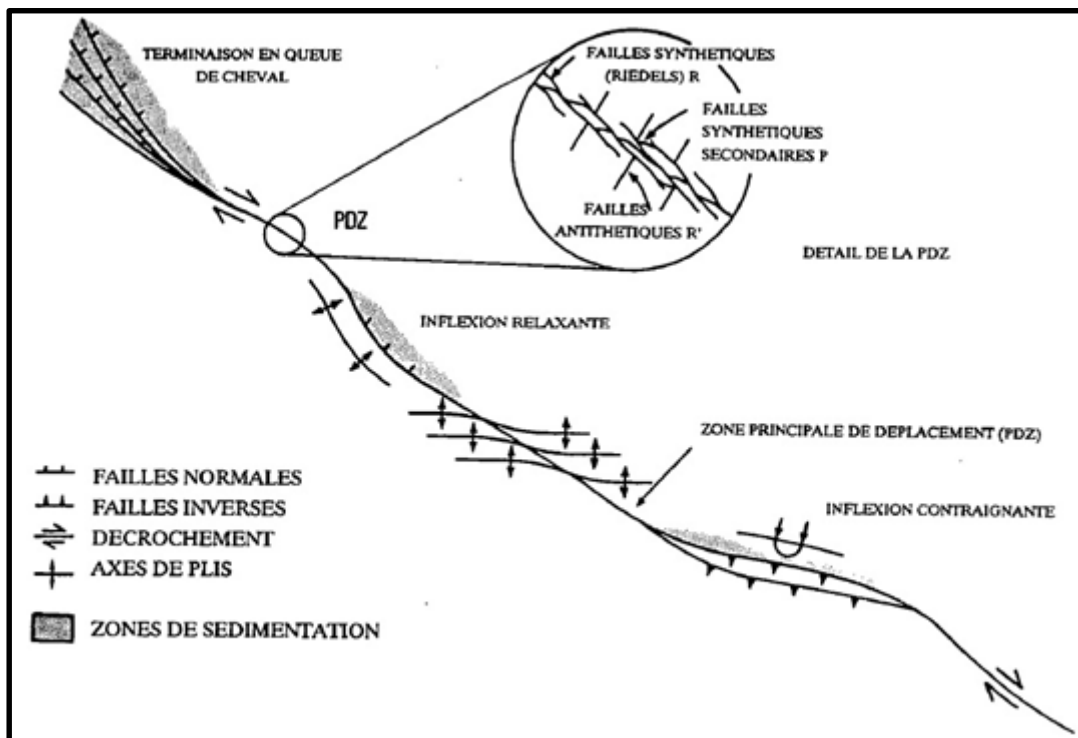


Figure III. 6: Arrangement spatial, en carte, des structures associées à un décrochement dextre idéalisé (d'après Chritie-Blick et Biddle, 1985)

## II. Caractérisation d'un décrochement en coupe

L'observation, en coupe des accidents décrochants, se fait principalement grâce à des profils sismiques, perpendiculaires à la direction principale de déplacement (Bally, 1983 ; Harding, 1985). On peut compléter par des observations de terrain au niveau de carrières ou en bordure de routes perpendiculaires à l'axe de l'accident.

### 1. Analyse de profils sismiques

- En coupe les décrochements présentent les caractéristiques suivantes (Richard, 1989) (fig.III.7) :

- Un fuseau de failles divergentes au sommet, convergentes à la base sur une faille unique ;
- Des failles à fort pendage (subverticales) ;
- Une faille principale verticale à subverticale en profondeur ;
- Des variations importantes d'épaisseur et /ou de faciès d'une même couche de part et d'autre d'un plan de faille ;
- Des rejets normal et inverse sur un même plan de faille ;
- Une inversion du rejet d'une faille (ancienne faille normale montrant un rejet inverse).

Ces caractéristiques définissent des structures dites "en fleur" (Kingma, 1958 ; Harding, 1973).

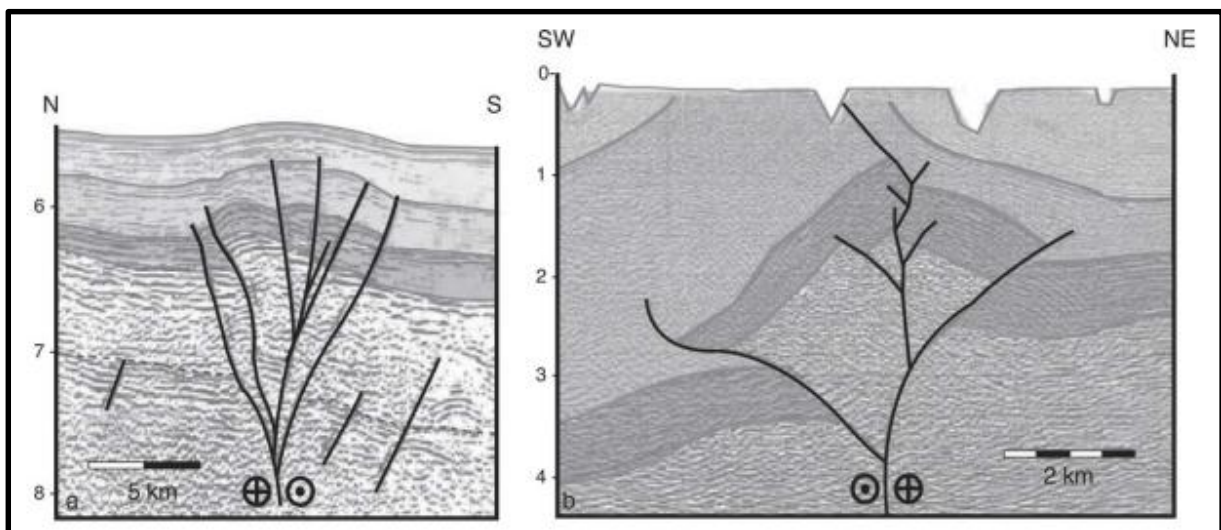


Figure III. 7: Profils sismiques des structures en fleurs positifs de la plaine abyssale Aruba Gap, Colombie (a) et Ardmore bassin (b) (modifiées d'après Harding, 1985).

Deux types de structures en fleur sont reconstitués à partir de profils sismiques (Harding, 1985) :

- Les structures en fleur positive sont constituées par des failles, en général inverses, qui sont associées à une structure antiforme. Elles caractérisent les zones de décrochements en compression : au déplacement horizontal s'ajoute une composante verticale notable ;

- Les structures en fleur négative sont représentées par des failles, le plus souvent normales, qui participent à la formation d'une structure synforme. Elles sont associées à des zones de décrochements divergents.

## 2. Modèles analogiques des structures en fleur

Les expériences réalisées sur le sable et la silicone (Richard, 1987 ; Richard & Cobbold, 1989) permettent de mettre en évidence la relation qui existe entre les décrochements en compression et les structures en fleur positive. Le modèle de type fragile – ductile simule une couverture sédimentaire cassante (le sable) surmontant un niveau fragile et ductile (silicone) qui possède les propriétés d'une série évaporitique connue à l'échelle du bassin. Ce modèle montre des failles décro-chevauchantes de faible pendage (fig. III. 8).

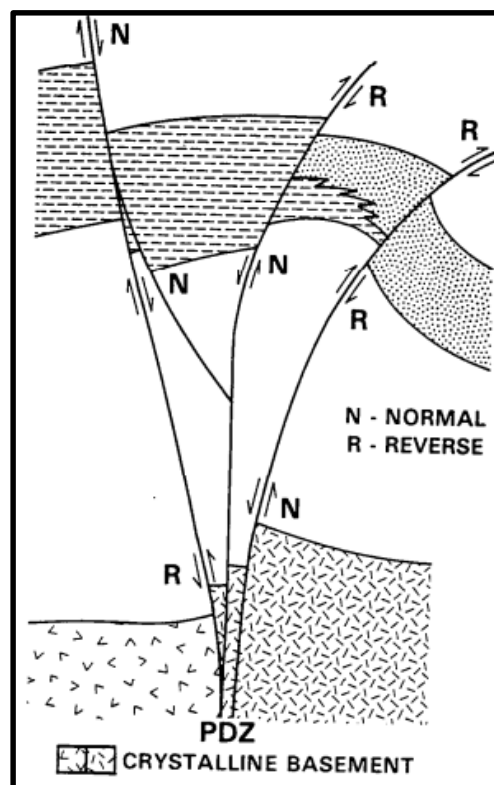


Figure III. 8: Caractéristiques d'une zone décrochante sur une section transversale idéalisée (d'après Christie-Biddle, 1985).

Si l'axe des rides a une structure en fleur positive grâce aux failles de type Riedel qui le recoupe ; les terminaisons et les zones de relais en échelon sont caractérisées par des structures en compression et en extension dont la distribution est comparable à celles déduites des modèles analogiques et mathématiques.

### 3. Modèles analogiques relatifs aux terminaisons de décrochements et aux relais de décrochements

Ces modèles sont de deux types : les modèles microtectoniques tirés de l'observation des déformations sur le terrain et les modèles mathématiques basés sur la théorie de l'élasticité.

#### 3.1. Notion de relais de décrochements

Le relais désigne la zone située entre deux décrochements en échelons (fig.III.9). Cette zone est définie en termes de "recouvrement" et de "séparation" (Rodgers, 1980). Le recouvrement peut être positif ou négatif.

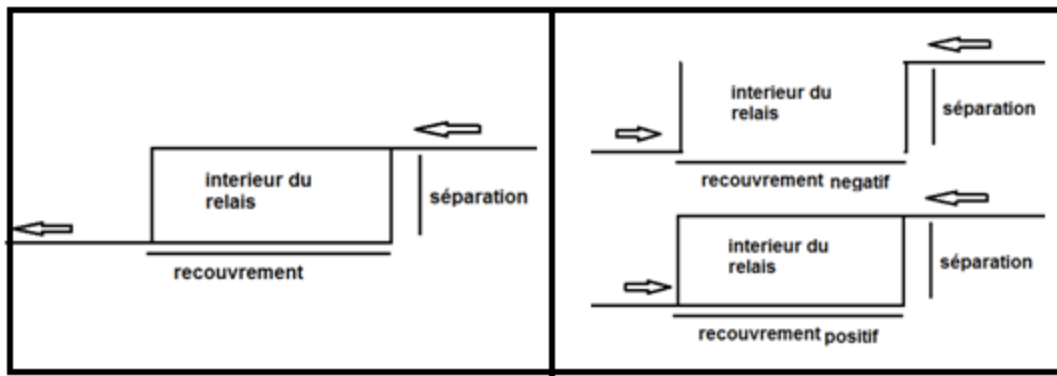


Figure III. 9: Différents types de relais de décrochements

Dans un relais compressif, la géométrie de la déformation se marque par des stylolites traduisant une surcompression locale. Dans un relais distensif, la géométrie de la déformation correspond à des fentes de tension ou à un losange de calcite qui exprime une distension secondaire.

#### 3.2. Modèles analogiques

##### 3.2.1. Modèle de Rispoli (1980)

Rispoli a abordé le problème des perturbations de contraintes liées aux terminaisons des décrochements. Il montre que les microstructures (fentes et stylolites) prennent une direction différente de leur direction régionale et indiquent comment la déformation se concentre aux deux extrémités d'un décrochement (fig.III.10). Sur chaque extrémité apparaissent d'une façon symétrique :

- D'un côté, des fentes de tension font avec le décrochement un angle supérieur à  $60^\circ$  et sans stylolites associées : elles marquent une distension localisée.

- De l'autre côté, de nombreuses stylolites avec des pics qui deviennent parallèles au décrochement : cette concentration de stylolites résulte d'une surcompression locale.

La direction des fentes de tension et des pics stylolitiques donne la direction du raccourcissement. Rispoli en déduit un champ de contrainte variable en direction et en grandeur :

- D'un côté, les trajectoires de  $\sigma_1$  sont perpendiculaires au décrochement : le secteur est en distension avec  $\sigma_3$  probablement négative ;
- De l'autre côté,  $\sigma_1$  devient parallèle au décrochement : le secteur est en compression avec une concentration de  $\sigma_1$  positive.

Sur chaque extrémité d'un décrochement, l'association fente-stylolites détermine d'un côté une concentration de  $\sigma_3$  et de l'autre côté une concentration de  $\sigma_1$ .

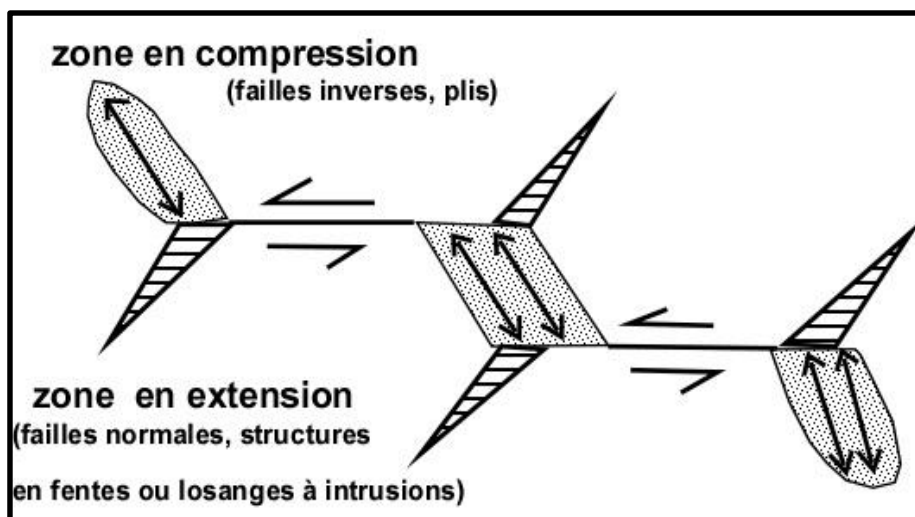


Figure III. 10: Modèle microtectonique (Rispoli, 1981)

Dans ce modèle, le mode de propagation d'un décrochement s'effectue par migration vers l'avant de la perturbation des contraintes de la terminaison. Cette migration se matérialise par l'initiation sur un seul côté, de nouvelles fractures en bout de décrochement. Si ces fractures néoformées atteignent une fracture plus grande, subparallèle au décrochement, elles déterminent alors un relais distensif qui transmet le mouvement sur cette fracture.

### 3.2.2. Le modèle de Liu Xiaohan(1983)

Décrivant les microstructures des zones de relais de décrochements, Xiaohan (1983)) définit pour chaque type de relais la géométrie et la répartition de la déformation (fig.III.11).

Modèle microtectonique d'un relais compressif : à l'intérieur du relais, la forte densité des stylolites souligne une surcompression locale. Leurs pics devenus subparallèles aux deux décrochements y indiquent une déviation de la contrainte régionale. A l'extérieur du relais se développent des fentes de tension sub-perpendiculaires ou obliques aux décrochements qui marquent une distension secondaire locale.

Modèle microtectonique d'un relai distensif : à l'extérieur du relais, aux extrémités des 2 décrochements l'accumulation des pics de stylolites à pic subparallèles aux décrochements marque une zone de surcompression. A l'intérieur du relais, la distension secondaire est subparallèle aux 2 décrochements : elle se manifeste d'abord par la formation des fentes de tension, puis par la formation d'un losange.

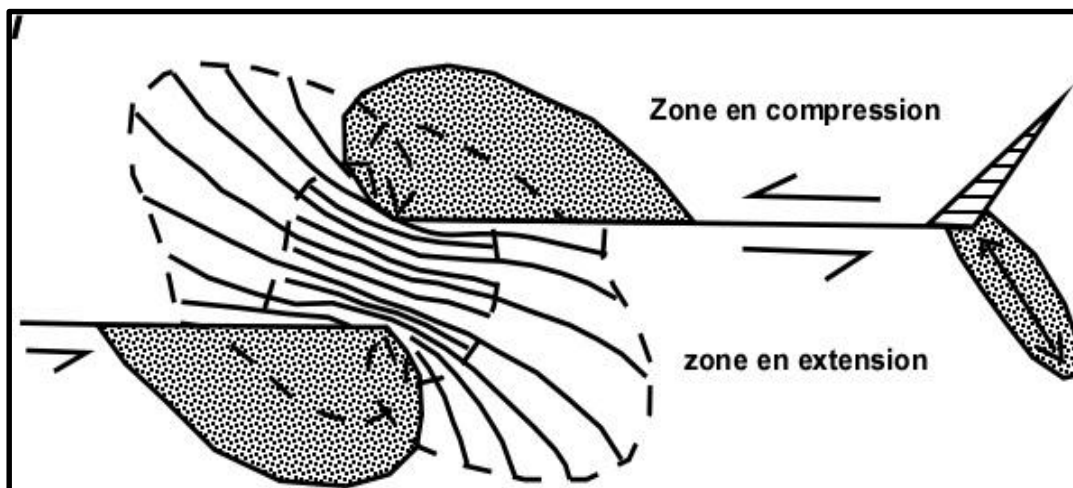


Figure III. 11: Modèle de Liu Xiaohan (1983)

### 3.3. Modèle en queue de cheval de Granier (1982)

Granier propose un modèle dynamique qui définit l'apparition et la propagation d'un décrochement initié sur une zone de faiblesse ou sur une fracture préexistante dans un granite.

Dans ce modèle, les stades précoces voient l'amortissement du mouvement horizontal s'effectuer aux 2 extrémités du décrochement sous forme d'une queue de cheval. Chaque crin de cette queue correspond à une fente de tension, étroite et parallèle à  $\sigma_1$ , et fait un angle de 20 à 50° avec la fracture principale.

## 4. Structures associées aux relais décrochements

Les rides anticlinales, zones mobiles au cours du comblement et de la sénescence du bassin moyen atlasique, sont jalonnées par des accidents coulissants qui ont joué en

décrochements senestres. Aux extrémités et dans les zones de recouvrement de ces rides, s'individualisait deux types de structures :

#### 4.1. Structures compressives

Elles sont représentées par des failles inverses, des plis-failles ou des plis coniques. Ces derniers qui affectent tous les termes de la série de remplissage du bassin moyen atlasique (du Toarcien au bathonien), sont obliques par rapport aux rides dans le Moyen Atlas plissé (Fedan, 1988). Le flanc SE de la plaine de Taïliloute un pli dont l'axe est de direction NNE-SSW et à grand éventail, affecte les formations du Lias inférieur et moyen (fig. III. 12). Dans le Causse, les plis coniques ont affecté les marno- calcaires du Domérien moyen et sont parallèles au flanc NW de la ride anticlinale de Taïliloute,

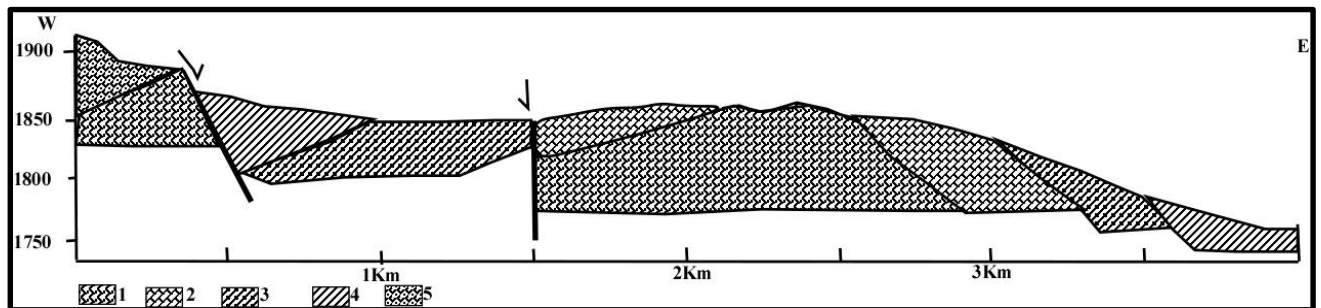


Figure III. 12:Pli synsédimentaire du flanc SE de la plaine de Taïliloute. 1. *Dolomies du Lias inférieur*, 2. *Calcaires du Carixien inférieur*, 3. *calcaires du Carixien moyen-supérieur*, 4. *marno-calcaires du Domérien inférieur*, 5. *Dolomies du Lias moyen indéfini*.

#### 4.2. Structures distensives

Elles sont représentées par des failles normales délimitant des grabens ou des demi-grabens, à remplissage dissymétrique. Ces structures ainsi que les failles bordières sont fossilisées par les différents termes du Bajocien et du Bathonien dans le Moyen Atlas plissé. Ces structures sont très développées dans la zone de recouvrement de deux rides. Elles sont aussi marquées par des structures en fentes ou en losanges qui sont soit injectées de Trias (ride de Taïliloute), soit le siège de la mise en place d'intrusions subvolcaniques (Ride de Tichoukt). Les intrusions subvolcaniques se présentent sous forme de filons ou de dykes qui métamorphosent leur encaissant triasico-jurassique. Les structures distensives sont fossilisées, dans les rides du Moyen Atlas plissé, dans des termes du bajocien et du Bathonien et ne sont toujours pas accessibles. Dans la zone d'étude, au niveau causeuse moyen atlasiques les termes Bajocien-bathonien sont absents, ces structures sont donc à rechercher dans les termes anciens et sont facilement accessibles si elles existent.

### **III. La correspondance entre les modèles et les structures observées**

#### **1. La cartographie de la ride de Taïliloute**

La ride de Taïliloute, qui se poursuit sur environ 40 km, sépare le dépo-centre d'Afekfak-Tidrine (Causse d'Ifrane) au NW des dépo-centres des Guigou (causse de Guigou) et du plateau d'Azrou au SE. Cette ligne de reliefs, de tracé sinueux, peut être subdivisée en deux tronçons, qui sont en allant du SW vers le NE (fig. III.13) :

- Le premier tronçon (TI), orienté N070°E, s'infléchit en allant vers le NE où il acquiert la direction N045°E. Ce monoclinel liasique est traversé par deux failles inverses dont la première met le trias en contact avec le Lias inférieur, la deuxième met le Lias inférieur en contact avec le Domérien. Deux petits cratères d'explosion apparaissent au NE de ce tronçon, cependant des cratères composés sont localisés dans la bordure méridionale et la lave qui en découle a couvert cette bordure et a caché une partie de la terminaison occidentale du tronçon.

- Le deuxième tronçon (TII), orienté NE-SW, est affecté par un faisceau de failles dont celles qui sont inverses ont mis en contact le trias et le Lias inférieur d'une part et le Lias inférieur et le Domérien d'autre part. La terminaison nord orientale est marquée par deux dépressions. La dépression de Dayet Hachlaf d'orientation N-S qui se présente comme une digitation (golf) de la mer tortonienne (Martin, 1981), la dépression de Dayet Ifrah qui se présente comme un poljé creusé dans les terrains liasiques et a une origine tectonique. Cette dernière dépression est encadrée par des failles décrochantes de direction N070°E et des failles normales N045°E.

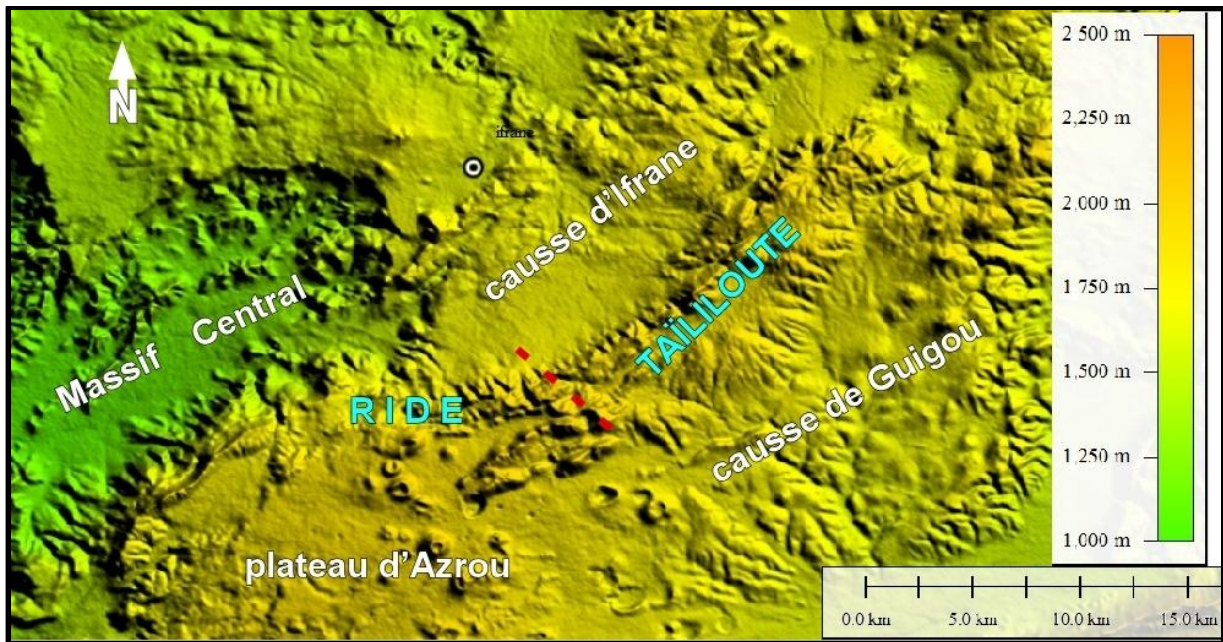


Figure III. 13: Carte de localisation de la ride de Taïliloute.

Le long du tronçon (TII), sur le flanc NW de la ride, les termes marno-calcaires de Domérien se sont déformés en plis coniques dont les axes sont parallèles à la ride. Sur le flanc SE, les mêmes termes ont subi une discordance progressive. Cette dissymétrie dans la déformation témoigne d'une activité saccadée de la ride ; une déformation synsédimentaire au cours du Domérien inférieur dont la conséquence est la discordance progressive et une déformation plicative post- Domérien inférieur.

## 2. Cadre lithostratigraphique

### 2.1. Trias

La formation triasique affleure à l'ouest du premier tronçon (TI) sous forme d'une ceinture péri-atlasique. Cette ceinture est discordante sur les terrains paléozoïques de l'unité d'Arou-khenifra (Bouabdelli, 1994). Le long de ce tronçon, les argiles triasiques apparaissent au contact des dolomies liasiques chaque fois que la faille principale creuse avec d'autres failles un petit bassin en pull apart. En allant vers le NE, dans le deuxième tronçon (TII), le trias est injecté à travers les formations liasiques et forme des pointements le long de la ride de Taïliloute. Dans la terminaison NE, au SW du Poljé Ifrah, le Trias affleure à la faveur de l'intersection d'une branche N45°E de l'ATT et d'un décrochement dextre qui subdivise le poljé en deux dépressions. Dans ces argiles apparaît un amas de basaltes doléritiques. Ces

indices d'injection du trias nous permettent de classer la ride de Taïliloute parmi les rides avec intrusions (Laville, 1977).

## **2.2. Lias inférieur**

Au cours du Lias inférieur, le Moyen Atlas était un milieu de plate-forme carbonatée recouvrant les bassins du Trias supérieur. La plate-forme est essentiellement de nature dolomitique, présente des brèches intraformationnelles au niveau des accidents hérités de l'orogénèse hercynienne et des discontinuités attestant d'une activité précoce. Dans la ride de Taïliloute, les dolomies du Lias inférieur forment l'ossature de la ride et sont jalonnées par les failles du réseau de l'ATT. Le jeu multiple de ces failles a transformé une part des dolomies en mylonites.

La base des dolomies du lias inférieur repose en concordance sur les argiles supérieures du Trias, cependant une couche de marnes jaunes sépare les argiles des dolomies. Ces marnes jaunes ont été mis en évidence au sud du massif de Tazekka (formation de Harira) et rapportées à l'Infra-Lias (Charrière, 1990). Par endroit (cols de Taïliloute et de Tizi n'Terhtene, cuvette de Michlifene) les dolomies présentent un aspect carié, vacuolaire rappelant les cargneules. Ces cargneules sont injectées d'argiles rouges du Trias, de marnes jaunes infra-liasiques et de Gypses. La formation des cargneules implique la présence et la circulation d'eaux séléniteuses (chargées en sulfates, tels le gypse). Leur circulation suppose une fracturation, généralement due à la présence d'une faille à proximité. Les eaux chargées en sulfates dissolvent la dolomite et créent des vides. Ces mêmes eaux permettent la dédolimitisation (transformation de la dolomite en calcite).

## **2.3. Lias moyen**

Le Lias moyen est représenté par la formation calcaire de Maftah (El Arabi, 1987 et 2001). Au NW, la formation de Maftah est représentée successivement par des calcaires lités du Carixien inférieur, des calcaires à silex du Carixien moyen-supérieur et des marno-calcaires du Domérien. En s'approchant de la ride de Taïliloute, on constate une variation de faciès et une diminution d'épaisseur (El Arabi, 1987), ce qui témoigne de l'activité synsédimentaire de l'ATT au cours du Carixien- Domérien. Cette activité s'est marquée par un soulèvement de la ride qui est devenue un haut fond.

Dans le Causse de Guigou, la formation de Maftah est représentée par la coupe de Taïliloute. Cette coupe montre une structure anticlinale dont l'axe est orienté N50°E et au

niveau des dolomies supérieures on rencontre une schistosité de fracture, des slumps et une discordance progressive des bancs marno-calcaires domériens. Ces structures renforcent l'idée de l'activité de l'ATT caractérisée par le basculement du bloc de Guigou vers le NW (El Arabi, 1987).

## 2.4. Lias supérieur

Au cours du Toarcien-Aalénien, la zone d'Ifrane-Guigou était émergée et la sédimentation est concentrée dans de petits sillons comme celui de Bekrite-Timahdite et celui d'Afennourir-Iguer Awragh. Ce dernier sillon est situé sur la bordure méridionale d'une branche de l'ATT et cette branche est décalée de 10km par le décrochement subméridien de Mermel–AinLeuh (fig.III.14).

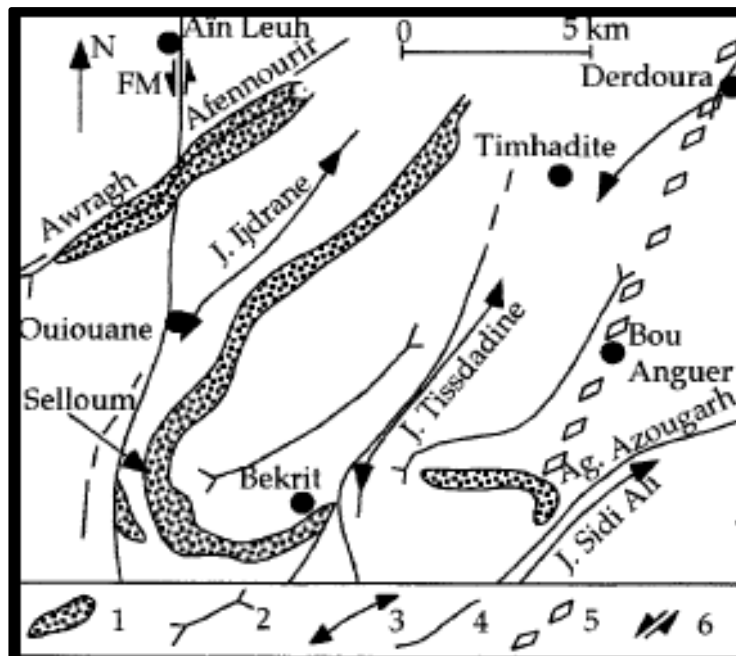


Figure III. 14: Esquisse structurale du SW du Moyen Atlas (El Hammichi et al. 2002) 1 : Toarcien à Bajocien, 2 : Synclinaux, 3 : Anticlinaux ou rides, 4 : principales failles, 5 : haut fond de Boulemane, 6 : décrochement de Mermel.

Dans le synclinal IguerAwragh-Afennourir, la série Toarço-Aalénienne est formée de trois membres qui sont du bas en haut :

- Membre 1 : 15 m d'argiles fines, rouges, surmontant les carbonates pliembachiens ;
- Membre 2 : 50 m d'alternance de bancs de calcaires ondulés et de lits marneux riches en ammonites et en brachiopodes ;

- Membre 3 : 50 m de bancs constitués d'une alternance de marnes et de calcaires, avec dominance de marnes au milieu du membre.

En allant vers le sud et vers le NW, l'épaisseur de la série est réduite et ceci est en relation avec le rejeu synsédimentaire d'une branche de l'ATT. Ce rejeu Toarço-Aalenienn de l'ATT n'est pas visible au niveau de la ride anticlinale de Taïliloute car il y a lacune de sédimentation de cette période.

### **3. Modèle d'évolution de la ride de Taïliloute**

#### **3.1. Cadre structural**

Le relief de la ride de Taïliloute est un anticlinal sinueux installé sur le réseau de l'accident de Tizi n'Terhtene. La ligne structurale de l'ATT est héritée de l'orogénèse hercynienne, elle correspond à une ligne de suture entre la meseta occidentale (probablement l'unité de Khénifra-Azrou) et la meseta orientale (Charrière, 1990) et elle joué au Jurassique en faille normale puis en décrochement senestre. Les terrains formant la ride sont des dolomies, des calcaires et des marno-calcaires d'âge liasique. Ils ont en général un pendage de 20 à 30° NW, ce qui place la ride anticlinale de Taïliloute dans la classe des structures monoclinales. Cependant, on trouve par endroit des pendages de 85°NW, au contact des failles et même des plis coniques sur le flanc occidental de la ride. Les principales failles, qui traversent la ride, ont une direction N 040°-070°E, les autres failles secondaires ont une direction N150°-170°E (fig.III.15).

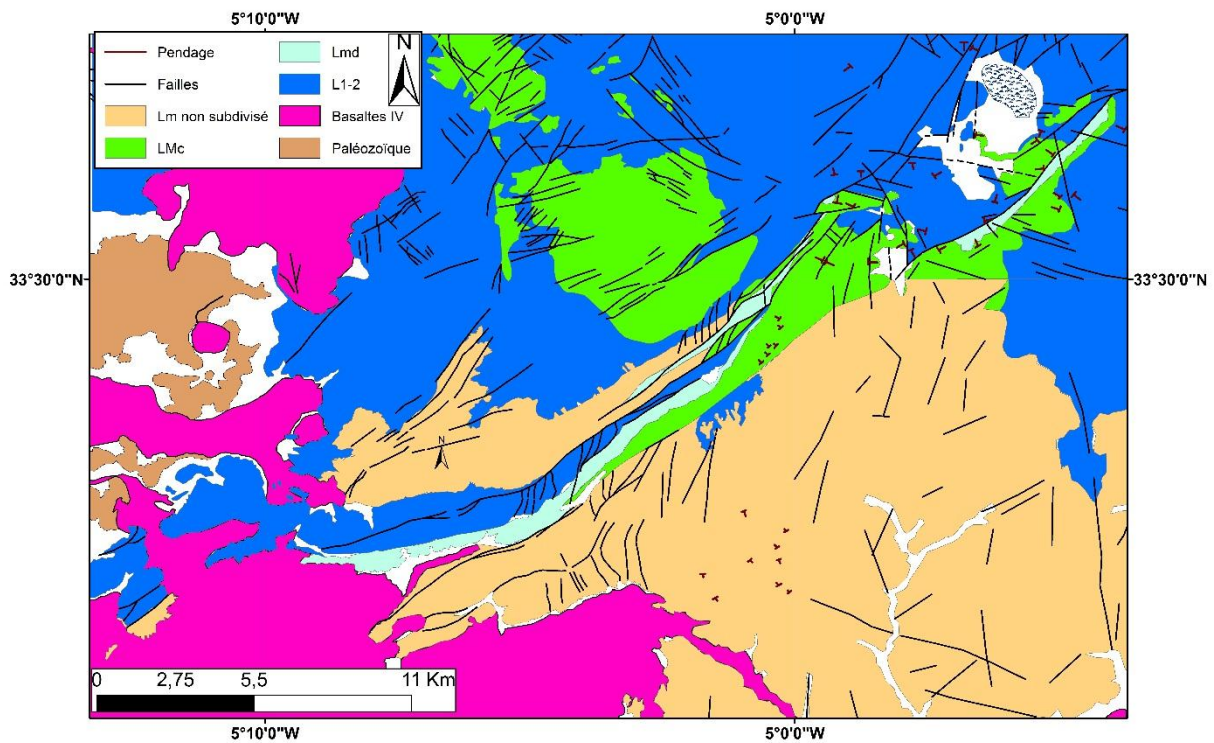


Figure III. 15: Esquisse structurale de la ride de Taïliloute. L<sub>1-2</sub> : Lias inférieur, LMc : Carixien, LMD : Domérien.

### 3.2. Modèle d'évolution

La ride anticlinale de Taïliloute présente un tronçon septentrional orienté NE-SW et un tronçon méridional orienté E-W. De point de vue paléogéographique, elle représente un bras du bassin moyen atlasique au cours du Lias moyen. Le fond de ce bassin était constitué de rides et de dépo-centres ; ce qui permet de répertorier le relief de Taïliloute dans la classe des rides construites sur le décrochement senestre de l'ATT. Cette ride est traversée par des failles N040°E à travers les quelles surgit des pointements de terrains triasiques (argiles rouges et dolérites), ce qui permet de la classer parmi les rides anticlinales avec intrusions (Laville, 1977). A première vue, le tronçon méridional paraît comme une seconde ride orientée ENE-WSW, mais le point d'ancrage de ces deux rides ne montre pas la conjugaison de failles de direction différentes dans les formations liasiques. Au SW du point de virgation de la ride, on observe deux reliefs d'une longueur modérée et traversés chacun par une faille N040°E. Les jBELS Michlifene et Bouterouine-Merz Ouli paraissent absorber la contrainte  $\sigma_1$  orientée NNW-SSE au niveau d'une virgation d'un décrochement (fig.III.16).

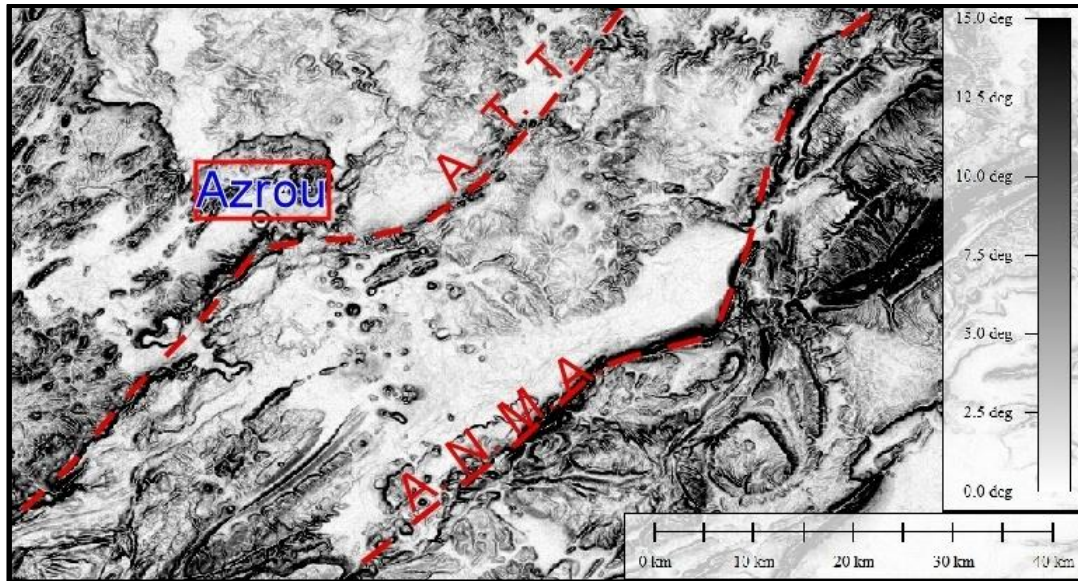


Figure III. 16: Image SRTM montrant le changement de direction d'ATT et d'ANMA

Ce changement de la direction NE-SW à la direction E-W est connu le long des unités paléozoïques du Massif Central (fig.III.17), surtout au niveau de Rehamna (Bamoumen et al. 2008). Cette virgation des unités paléozoïques serait à l'origine de ce changement de direction au niveau de la cuvette de Michlifene dans l'ATT et au niveau de Jbel Tajda dans l'ANMA.

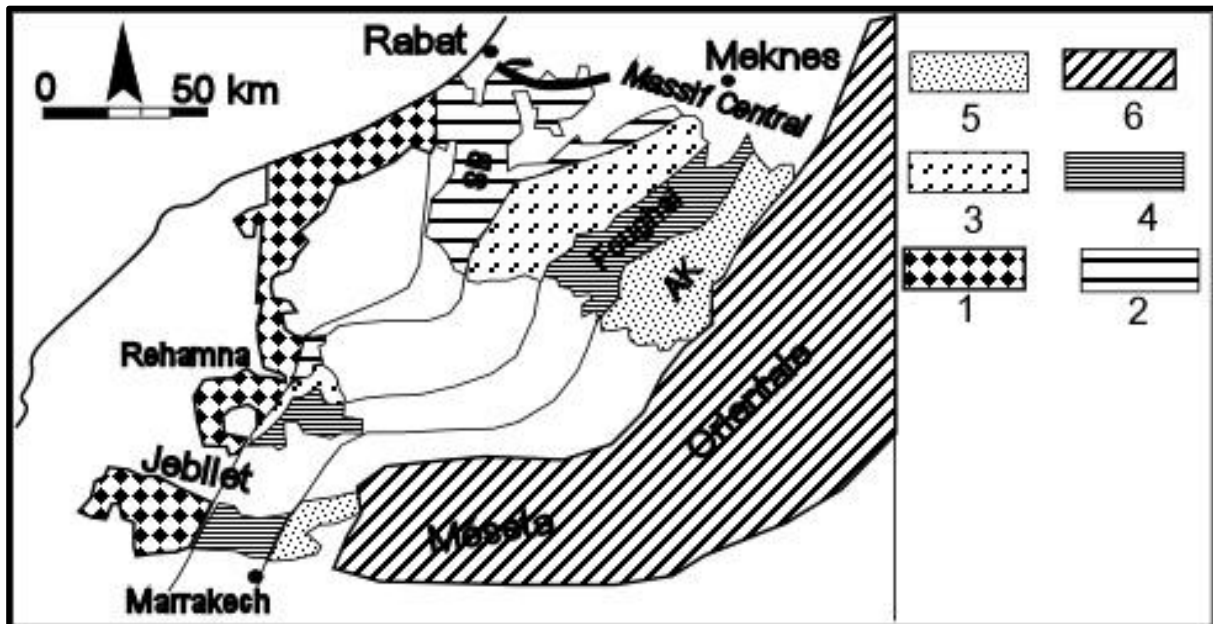


Figure III. 17: Corrélation des bassins viséens du Maroc central et des Jebilet (Bamoumen et al., 2008). 1 : bloc côtier, 2 : synclinorium occidental, SB : bassin de Sidi Bettache, 3 : anticlinorium médian, 4 : synclinorium oriental, 5 : anticlinorium oriental et zone de transition, AK : bassin d'Azrou-Khénifra.

Les observations de terrain et l'étude des modèles microtectoniques permettent de classer la ride anticlinale de Taïliloute parmi les rides longitudinales, comme celle de Tichoukt, avec quelques exceptions :

- La ride de Taïliloute s'est développée dans une plate-forme interne, l'épaisseur des sédiments est réduite, on note des lacunes à partir du Toarcien. La présence du Domérien sous forme d'une lentille de part et d'autre de la ride s'explique par l'expansion d'un bras du sillon moyen atlasique au tour de la ride jusqu'à l'actuel cuvette de Michlifene (Du Dresnay, 1971) ;
- Le tronçon sud de la ride présente une virgation vers l'ouest, héritée de l'orogénèse hercynienne ;

A la limite NE de la ride, une faille décrochante N070°E vient décaler l'ATT vers l'est. Elle a réabsorbé la contrainte  $\sigma_1$  en empêchant la formation de structures transpressives à l'est de la terminaison de la ride.

#### **IV. Evolution post-Lias**

A partir du Domérien la zone de la ride de Taïliloute est complètement émergée, elle subit les épisodes de la tectonique alpine entraînant le soulèvement du Moyen Atlas. Au cours de la période post jurassique la transgression atlantique l'emportait sur celle mesogéenne et ces deux transgressions se faisaient selon de petits bassins limités. De point de vue tectonique, nous avons subdivisé cette période en deux phases selon les phénomènes prépondérants. Une phase d'inversion structurale qui a inversé les grandes failles normales en failles inverses et chevauchement, puis une phase post-Miocène donnant naissance à de nombreux lacs et au relief actuel de Taïliloute.

##### **1. Photo-interprétation et géomorphométrie**

La ride de Taïliloute, orientée NE-SW, a une forme en baïonnette délimité au NE par la dépression du lac Ifrah et au SW par le Massif Hercynien Central. Elle est subdivisée en deux tronçons (fig.III.18) ; le premier tronçon au nord de la station de Michlifene, de direction N050° E, mesure 17 km de longueur et 5 km de largeur. Le deuxième tronçon à l'ouest de la station, de direction N070°E-85°E, mesure 13,5 km de longueur et seulement 2,5 km de largeur car la ride bifurque et une branche s'atténue à proximité du plateau volcanique d'Azrou.



Figure III. 18: Vue 3D de la ride de Taïliloute (Image Google Earth, 24/11/2013). La ride de Taïliloute présente une virgation qui permet de distinguer deux tronçons. Remarquer la variation de sa largeur qui augmente du SW (2,5km) vers le NE (5km).

Du point de vue hydrographique, Howard (1967) et Cazabat (1969) ont établi une classification de l'ensemble des réseaux hydrographiques selon le type morphologique. Dans sa typologie établie en 1967, Howard propose de classifier les réseaux hydrographiques selon plusieurs "types de base", eux-mêmes décomposés en plusieurs "types modifiés" (fig.III.19). À partir de cette classification, ils mettent en relation l'ensemble de ces morphotypes avec le milieu dans lequel ils s'inscrivent. Ainsi un réseau dendritique s'installe sur une surface régionale à pendage subhorizontale et un drainage parallèle s'établit sur une pente régionale inclinée.

Dans le secteur de Taïliloute, la branche septentrionale de la ride correspond à une ligne de partage des eaux entre trois bassins versants : Oued Tizguite au nord, Oued Tigrigra à l'Ouest et Oued Guigou au SE (fig. III.20). La branche méridionale est drainée par un réseau hydrographique dont les affluents se concentrent pour constituer un seul drain au NE de Zitounate, devient un affluent de l'Oued Guigou. Le tronçon NE de la ride septentrionale est constitué d'un réseau hydrographique qui s'écoule dans l'Oued Tizguite alors que le tronçon occidental est drainé par les affluents d'Oued Tigrigra.

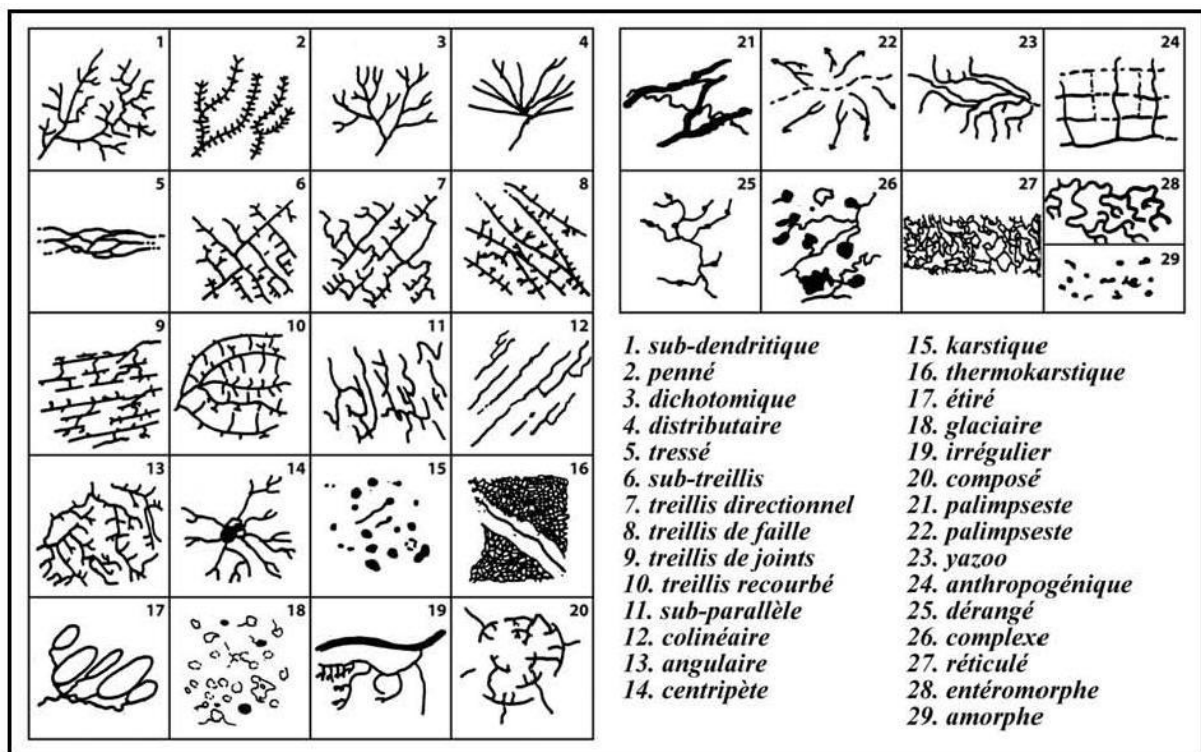


Figure III.19 : Classification descriptive – types modifiés de réseaux hydrographiques  
(in Deffontaines, 1990 ; d'après Howard, 1967).

Remarquons que le réseau hydrographique présente une faible densité sur le plateau d'Azrou et que les nappes basaltiques quaternaires ont empruntées les vallées sèches en les colmatant en partie. Ces nappes sont constituées en partie de cendres et de scories dont la porosité est importante, ce qui facilite l'infiltration de l'eau de ruissellement. A la sortie de la ride, le réseau hydrographique est dendritique à tendance parallèle, puis devient à tendance perpendiculaire sur les plateaux.

Dans la plaine de Taïliloute les drains se perdent à travers les avens des réseaux de dolines creusées dans les dolomies. Les avens sont alignés selon des directions N040 -050°E et coïncident avec le passage d'une faille principale.

Le réseau hydrographique présente des déviations locales et on parle d'anomalies hydrographiques.

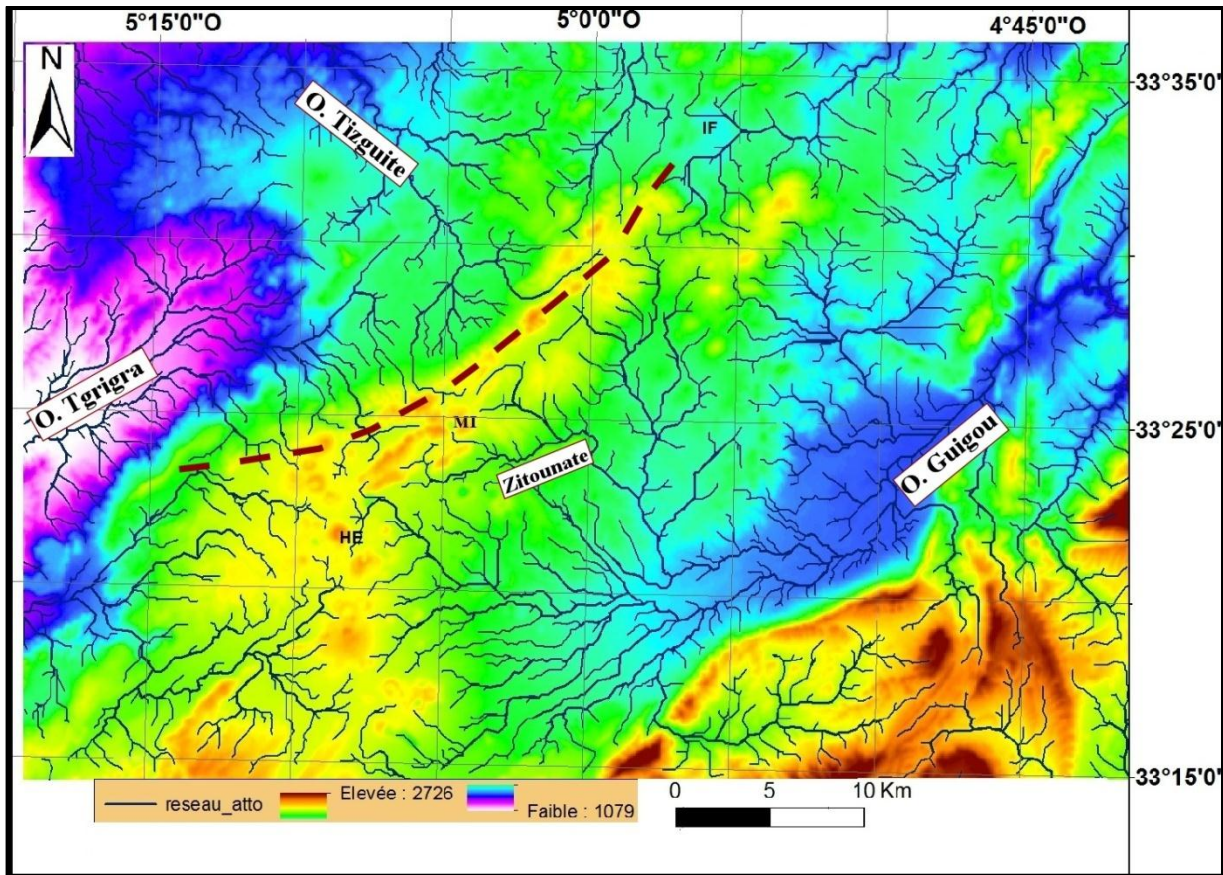


Figure III. 20: carte du réseau de drainage de la ride de Taïliloute. IF: Lac Ifrah, MI: cuvette de Michlifène, HE:J bel Hebri).

L'étude de la répartition spatiale du réseau hydrographique révèle des adaptations particulières dans des affleurements de même nature lithologique (calcaires et dolomies). Elles se traduisent par des déviations locales des drains, des changements brusques de direction, des alignements de segments rectilignes, des courbures, ce qui témoigne du passage d'une faille ou de changements lithologiques orientés (Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Deffontaines & al., 1992A et 1991-1992, 1993, 1994 ; Deroin & Deffontaines , 1995 ; Pubellier & al. , 1994). Les classes d'anomalies de drainage (Prud'homme, 1972) sont : la rectilinéarité, les pincements ou les évasements irréguliers des vallées, les courbes et les changements de direction irréguliers et brutaux. Le tracé de ces anomalies sur la carte du réseau hydrographique (fig. III. 21), montre que certaines de ces anomalies correspondent à des failles connues sur la carte géologique d'Azrou (Faure-Muret & Meslouhi, 2005).

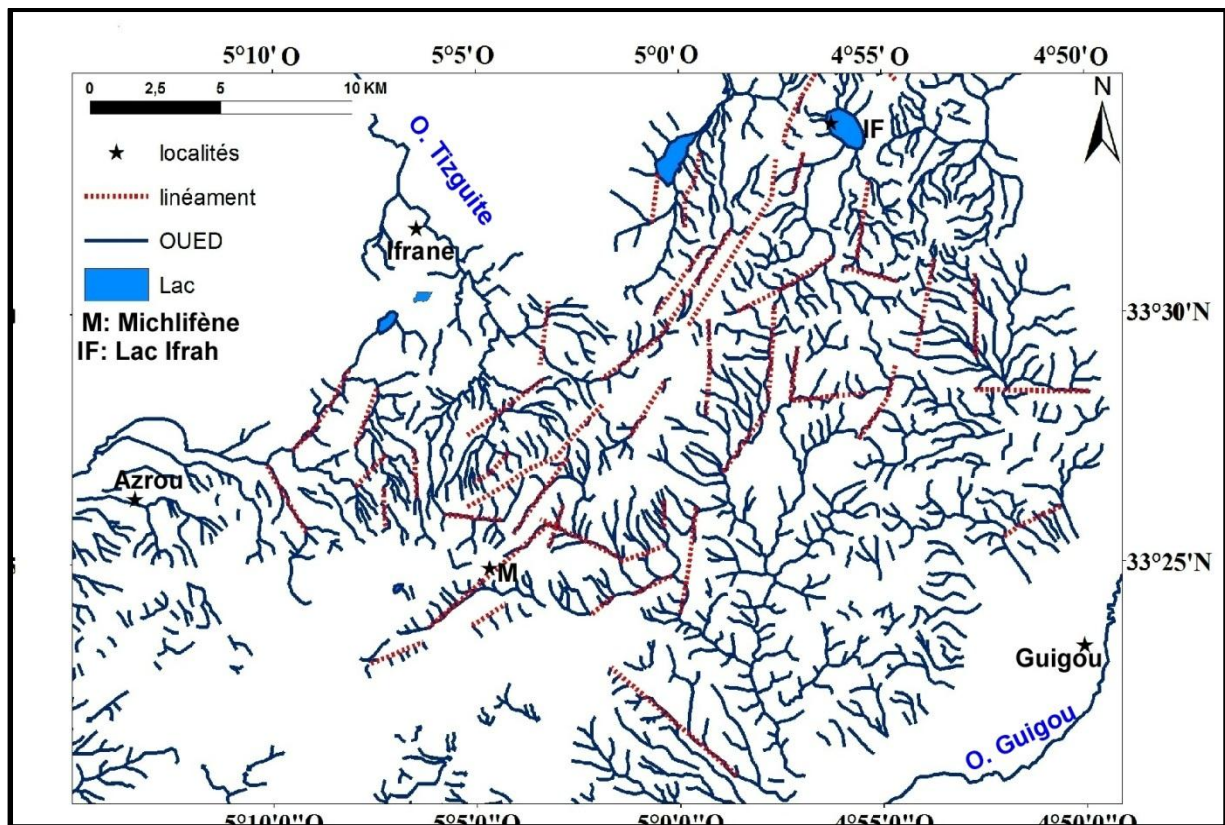


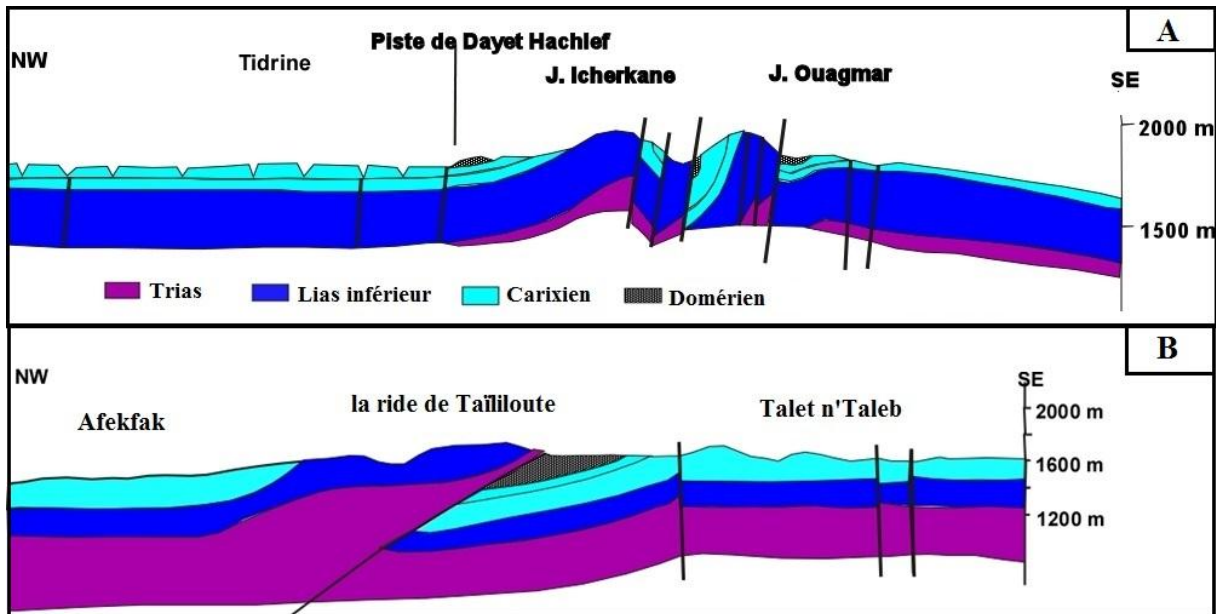
Figure III. 21: Carte des anomalies de drainage (En bleu : le réseau hydrographique, en rouges les lignes d'anomalies hydrographiques). Deux familles d'anomalies de drainage sont prépondérantes : les N040-050°E et les N150-180°E.

La majorité des anomalies de drainage ont des directions N050 – N070°E et N150-180°E une minorité a une direction N120°E. Sur le terrain, si certaines anomalies de drainages coïncident avec des pendages stratigraphiques et des variations lithologiques, la grande majorité des anomalies leurs sont obliques et correspondent à des zones de brèches et de broyages, le long des grandes failles. Nous y distinguons deux types d'accidents : des failles hercyniennes de direction N050 à N070°E et des failles d'origine alpines de direction N120 à N160°E. Quand les deux types de failles se croisent le broyage est intense et on obtient des mylonites comme dans les cas des cols de Taïliloute et de Tizi n'Terhtene.

## 2. Etude structurale

Dans le but de mieux comprendre la géométrie structurale de la ride anticlinale de Taïliloute, nous avons consulté les travaux antérieurs sur la zone d'étude (Colo, 1961, Ennadifi et al. 1975, El Arabi 1987, 2001, Faure- Muret et al. 2005). Deux coupes géologiques de références représentatives ont été réalisées en deux endroits différents de la ride (au nord-est de la station du Michlifène (fig. III.22). La première coupe qui a été réalisée

à Jbel Ikhfou Ouagmar (carte d'El Hajeb, au 1/100000) à partir des travaux de Du Dresnay (1969), montre que les failles à l'origine de la ride sont subverticales alors que la deuxième coupe géologique, réalisée aussi à la station de Michlifene (Faure- Muret, 2005), montre qu'un chevauchement à vergence sud-est est à l'origine des argilites triasiques rencontrées localement dans la ride.



**Figure III. 22: Coupes géologiques de la ride de Taïliloute. A :** coupe géologique d'après la carte géologique d'El Hajeb au 1/100000 (Du Dresnay, 1969) **B :** coupe géologique d'après la carte géologique d'Azrou au 1/50000 (Faure-Muret & Meslouhi, 2005).

L'élaboration de ces coupes suit des modèles structuraux différents. Si la coupe géologique (A) montre que la ride correspond à une structure en fleur, la coupe géologique (B), effectuée au même endroit, révèle un chevauchement du bloc nord-occidental sur le bloc sud-oriental.

Cette étude comparative entre ces deux coupes géologiques souligne le problème de la mise en place de cette ride : S'agit-il d'une structure en fleur résultante d'un raccourcissement nord-sud ou plutôt d'un chevauchement du bloc d'Ifrane vers le sud-est, ce qui aurait favorisé l'injection localement des argiles rouges triasiques ?

Pour mieux comprendre le mode de mise en place de cette ride et élaborer une coupe structurale synthétique, nous avons fait plusieurs campagnes de terrain. Nous avons relevé la direction des différentes failles, leurs pendages et leurs sens de déplacement ainsi que le pendage des séries sédimentaires soulignées par les strates. Nous avons également étudié le comportement des dolomies et des calcaires envers la fracturation ce qui nous a permis de

faire une distinction entre les brèches tectoniques et les mylonites (cataclase - farine carbonatée). L'ensemble de ces mesures et ces données relevées de l'ouest vers l'est de la ride ont permis les observations suivantes :

- Après des bancs épais de calcaires à bioclastes verticalisés, un terme marno-calcaire à marnes jaunes est plissé (fig.III.23C). De nombreux plis métriques à décamétriques y sont coniques avec des axes orientés N015°E-025°E et un plongement de 28°S.

- Après des bancs de calcaires à gros bivalves et à silex pentés vers l'ouest, une brèche jaunâtre avec des vacuoles et du gypse affleure clairement. Les vacuoles correspondent à des cargneules qui seraient dues à la circulation des eaux chargées en gypse à proximité d'une faille importante. Des argiles rouges d'épaisseur plurimétrique à pluri-décamétrique attribuées au Trias sont injectées dans cette grande zone de faille.

- Ensuite vers l'est, une mylonite (fig. III.23A) affleure et couvre une distance de plus 400 mètres de large. Elle est traversée par des failles à pendage vers l'ouest à travers lesquelles sont injectées des argiles rouges attribuées au Trias et des marnes jaunes infra-liasiques. Cette mylonite présente la particularité de renfermer une fraction grossière carbonatée avec des formes très émoussées ce qui ne peut être que le résultat d'une dissolution intense par des eaux d'infiltration.

- Puis une autre brèche tectonique à cargneules encadre une couche d'argiles rouges triasiques et de marnes jaunes infra-liasiques sur quelques mètres (fig.III.23C) ;

- Après un décrochement sénestre, la série marno-calcaire du Domérien, à pendages sud-est puis subhorizontaux sur la plaine de Taïliloute, achève cette coupe ;

- Les calcaires à interlits marneux présentent des fractures et une schistosité orientée NNW-SSE (fig.III.23C) ;

- La faille principale, de direction N50E, a joué en décrochement sénestre ;

Les failles secondaires, de directions variées (interprétées comme correspondant à des failles conjuguées des décrochements : R, R', P de Riedel), divergent vers le sommet de la ride et ont joué en décrochement sénestre (fig.III.23). Vers le sud-est du col de Tizi n'Terhtene, les plissements ont favorisé un glissement de la série bancs sur bancs observé classiquement inverse (fig.III.23A).

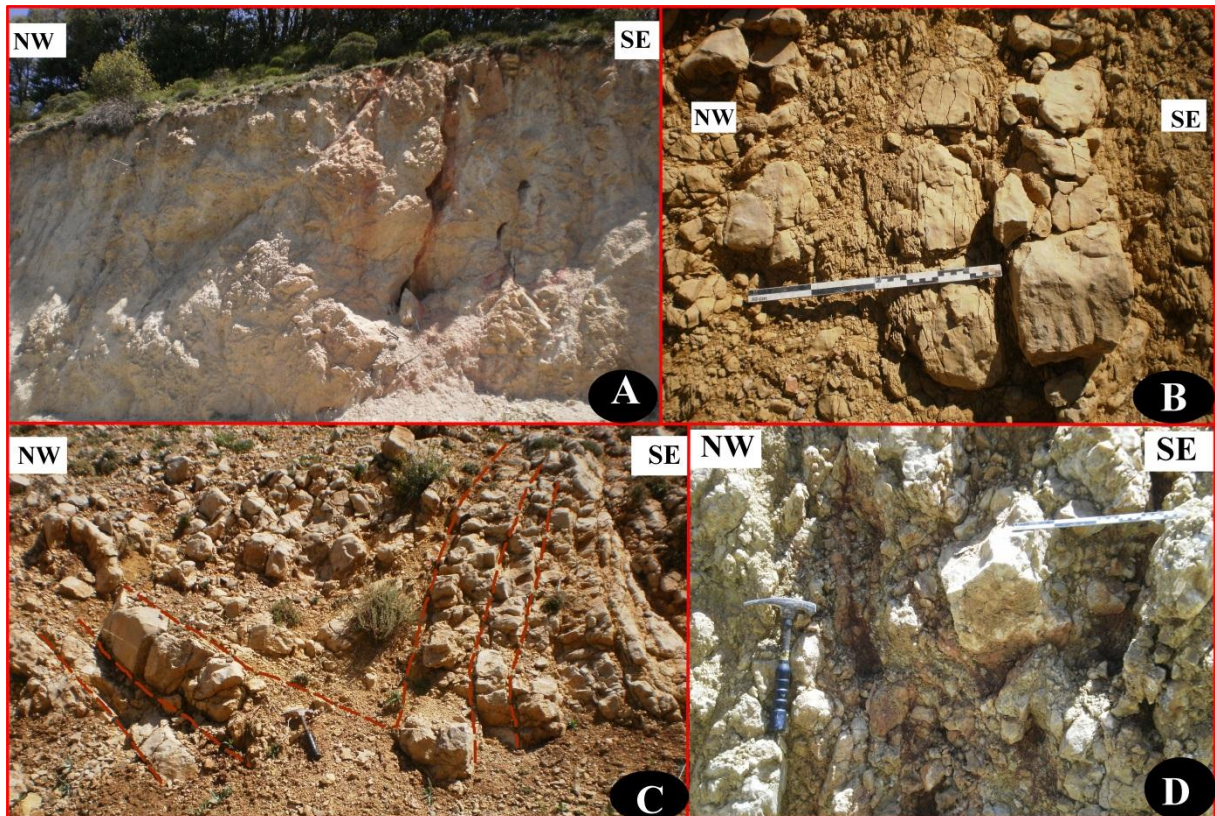


Figure III. 23: Structures tectoniques rencontrées au col de Tizi n'Terhtene. A. Mylonite, situé au centre de la ride, emballant des blocs non broyés et des plans de failles N120°E avec un pendage de 85°NW ; B. Calcaires à interlits marneux, à faible schistosité ; C. pli conique à axe orienté vers N015E avec un pendage de 28°S ; D. brèche broyée avec cargneules et injectée d'argiles rouges triasiques et de gypses.

Ces données nous ont permis de réaliser une coupe géologique synthétique au niveau du col de Tizi n'Terhtene (Fig. III.24). Cette coupe montre qu'à plusieurs reprises il ya injection du Trias et de l'Infra-Lias à travers les autres formations. Cette injection se fait soit à la base du Lias inférieur, soit à travers des cargneules au milieu des formations du Lias moyen. On note aussi que les failles ne sont pas verticales et que le chevauchement du Lias inférieur sur le Domérien n'est que local. Au contraire, il s'agit de recouvrement des failles et les unes chevauchent sur les autres. Les failles se raccordent à la base en une seule.

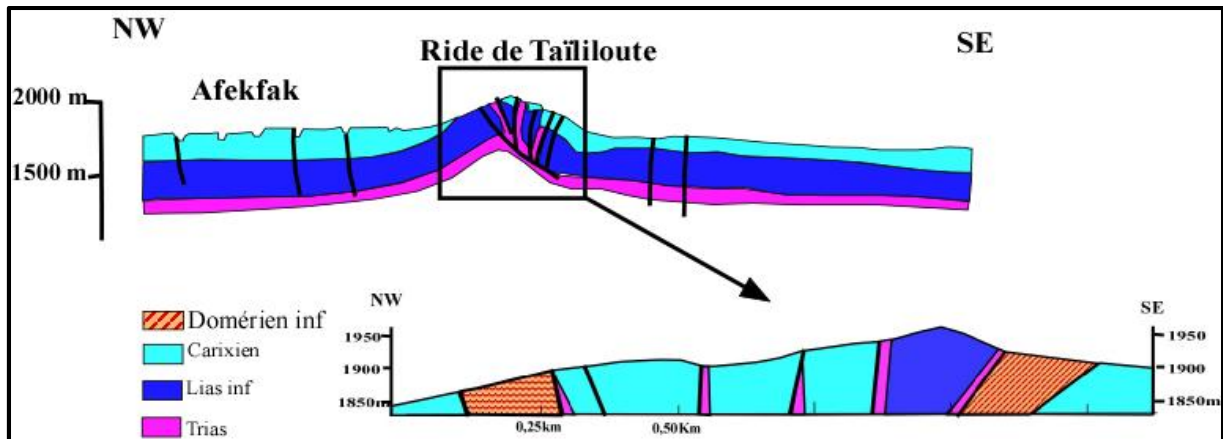
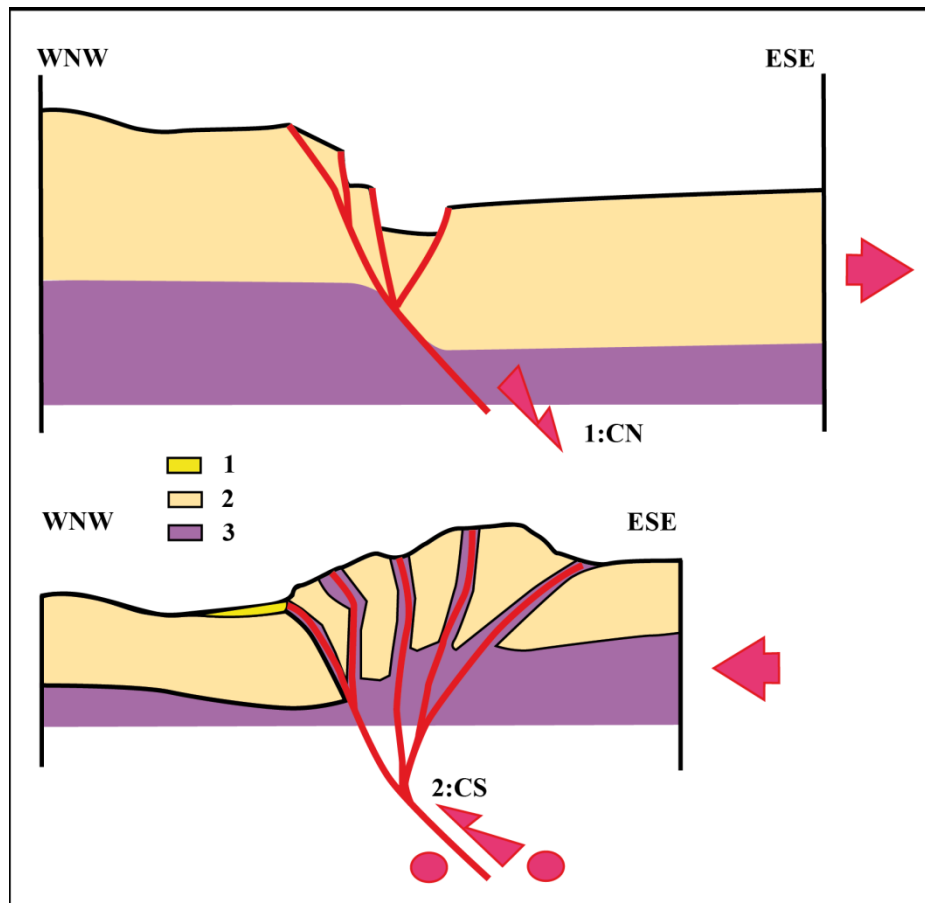


Figure III.24 : coupe géologique synthétique au niveau du col de Tizi n'Terhtene.

En se basant sur ces observations de terrain et les études antérieures, nous proposons le nouveau modèle structural suivant : la ride de Taïliloute correspondrait bien à une structure en fleur positive transpressive inversant une structure normale antérieure (fig.III.25). Localement la partie centrale de la ride orientée E-W correspondrait à un « restraining bend » ou un petit push-up qui s'expliquerait par une sorte de relai entre deux branches du décrochement senestre du Tizi n'Terhtene. Ce relai s'établirait sur une ancienne faille normale téthysienne inversée.

Au sud de la cuvette de Michlifene, la ride de pression (restraining bend) se divise en deux branches : une branche septentrionale est de direction E-W et une branche méridionale, de direction NE-SW. La branche méridionale « s'effondrait » sous le plateau volcanique d'Azrou et ne réapparaît que plus loin formant le flanc méridional du synclinal d'Afennourir. La branche septentrionale correspondrait à un réseau de failles de direction N070°-090°E qui recoupe l'ATT au niveau de la cuvette de Michlifene. On peut donc parler d'une deuxième ride de direction N070°E qui sépare le plateau volcanique quaternaire d'Azrou et le bloc d'Ifrane. Nous sommes donc en présence de deux rides anticlinales qui se croisent au niveau de la station du Michlifene.



**Figure III. 25: Inversion structurale de la ride de Taïliloute, coupe structurale schématique du col de Tizi n'Terhtene.** 1 : Colluvions, 2, Série mésozoïque ; 3 : Trias argilo-gypseux. En haut : Faille (ATT) à composante normale (CN), ensuite (schéma du bas) inversée en Faille transpressive décrochante à composante sénestre (CS).

### 3. Discussion

Dans le Moyen Atlas, des accidents orientés NE-SW traversent la chaîne et la subdivisent en tronçons. Le long de l'ATT qui subdivise le Causse Moyen Atlasique en deux tronçons, la ride anticlinale de Taïliloute correspond à un segment de cet accident. La ride anticlinale est limitée par le lac Ifrah au nord-est et la terminaison sud-occidentale coïncide avec la province volcanique quaternaire du plateau d'Azrou. Ce segment correspondait durant le cycle hercynien à une crypto-suture liant la meseta orientale et la meseta occidentale (Charrière, 1990). Cette limite est bien illustrée dans les boutonnières septentrionales du Causse Moyen Atlasique ; on note une analogie lithostratigraphique et structurale entre le socle du Tazekka d'une part et les boutonnières situées à l'est de l'ATT. Une nette différence lithostratigraphique et structurale existe entre les boutonnières situées de part et d'autre de l'ATT (Charrière, 1990). Au cours du Trias et du Lias inférieur - moyen, cet accident a joué

en faille normale affaissant le bloc oriental et définissant des blocs basculés (El Arabi, 1987). Ce basculement séparait deux zones marines différentes ; une zone profonde avec des termes marno-calcaires dans le bloc de Guigou et une zone supratidale avec les termes dolomitiques dans le bloc d'Ifrane. Cette différence de profondeur de part et d'autre de la ride nous a permis de qualifier ce segment de l'ATT comme un haut fond durant la période allant du Trias au Lias moyen.

Le passage Lias moyen - Lias supérieur est marqué, à l'échelle de l'Afrique du Nord, par une crise tectonique caractérisée par la fermeture de la Téthys et l'ouverture de l'Atlantique et par une mise en «dormance de la subsidence»(Kazi Tani, 1986). Ces événements sont synchrones de l'ouverture de l'Atlantique centrale. Le Toarcien est caractérisé par un cadre paléogéographique comportant des rides encadrées par des dépo-centres. Dans cette région d'étude, émergée dès le Domérien, on note l'absence de dépôts toarciens mais les dépôts du Domérien montrent du côté Est de la ride une discordance progressive et du côté Ouest un plissement (plis coniques) caractérisant les rides anticlinales dans les bassins situés sur décrochements. Le bassin moyen atlasique est formé de rides et de dépo-centres bordés par des accidents (accident nord moyen atlasique et l'accident sud moyen atlasique) qui sont des décrochements senestres à composante normale (Robillard, 1979 ; Fedan, 1980). Ce bassin présente un bras (golf de Taïliloute) qui se prolonge jusqu'au sud d'Ifrane (Du Dresnay, 1971) pour être bordé par l'accident de Tizi n'Terhtene (fig.III.26) et cet accident a joué en décrochement senestre durant le Lias (Charrière, 1990). C'est dans ce golf que s'est déposé le terme marno-calcaire domérien qui encadre les termes du Carixien et du Lias inférieur. A l'intérieur des dolomies du Lias inférieur affleurent des pointements d'argiles triasiques. Ces données concernant les structures accompagnant la ride laissent penser que dans le fond du golf de Taïliloute s'est développée une ride anticlinale au cours du Toarcien.

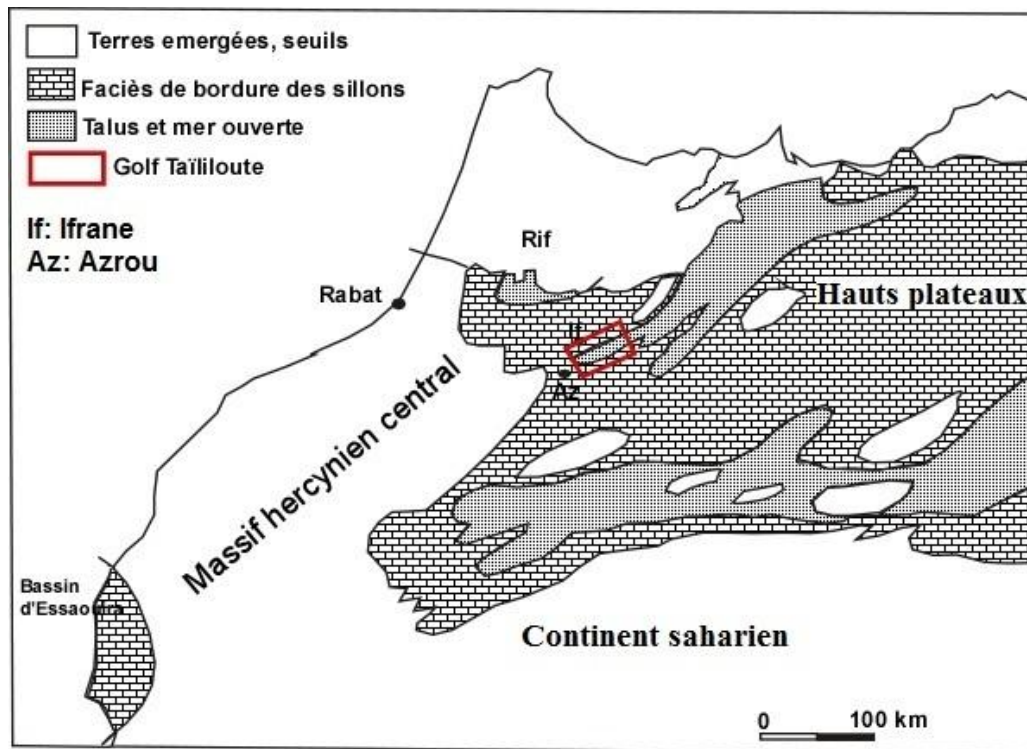


Figure III. 26: Carte paléogéographique des chaînes atlasiques au cours du Lias moyen modifiée (d'après Du Dresnay, 1971). La ride de Taïliloute coïncide avec un bras (golf) du bassin moyen atlasique.

Le tronçon sud-ouest de la ride se distingue du reste par sa direction E-W alors que la direction générale est NE-SW d'une part et forme une barrière entre le causse d'Ifrane calcaréo-dolomitique et le plateau d'Azrou volcanique d'autre part. Ce tronçon présente les mêmes caractéristiques structurales que celles décrites dans le tronçon nord-oriental c'est ainsi qu'on retrouve des pointements d'argiles rouges triasiques à travers les dolomies liasiques et des linéaments de failles orientées N080E et N130E- 160E. Ceci suggère que ce tronçon de la ride correspond à une autre ride anticlinale de direction N070-080°E. Cette ride anticlinale serait une limite entre le bloc d'Ifrane au nord et le bloc d'Azrou au sud, il agirait actuellement comme une ride de pression (restraining bend ou push-up) compressive relayant les deux branches du décrochement senestre ATT au cours de l'inversion post aptienne/albienne. En effet, dès la limite crétacée inf/sup, l'Afrique et l'Europe amorcent leur convergence à l'origine de la grande inversion tectonique récente et le bassin moyen atlasique a connu des serrages qui sont responsables de la formation de la chaîne atlasique (Mattauer & al. , 1977). Dans la ride de Taïliloute, si on admet une direction de  $\sigma_1$  proche de N-S, les failles héritées vont rejouer en failles inverses, en chevauchements et décrochements

principalement sénestres. Cette inversion tectonique serait à l'origine de la structure en fleur positive et du chevauchement localisés de la ride.

A partir du Miocène supérieur, le rejeu local de l'ATT en décrochements sénestres (Hinaje & Aït Brahim, 2002) a permis l'édification du poljé d'Ifrac qui abrite le lac du même nom. Ce poljé correspond à la limite nord-orientale de la ride de Taïliloute.

## **Conclusion**

Dans le Causse Moyen Atlasique, l'accident de Tizi n'Terhtene correspondrait à un crypto-suture qui liait la meseta orientale à la meseta occidentale au cours de l'orogénèse hercynienne (Charrière, 1990). Au Trias et au jurassique elle aurait joué pour délimiter, avec l'accident nord moyen atlasique et l'accident sud moyen atlasique, le bassin moyen Atlasique. Dans ce bassin se sont mis en place des rides et des dépo-centres. La ride paléogéographique de Taïliloute correspondait à un nez de bloc basculé limité à l'est par l'Accident de Tizi n'Terhtene (faille à composante normale ATT) au Lias inférieur-moyen séparant deux domaines de plate-forme de profondeur différentes. A partir du Crétacé l'inversion tectonique globale liée à la convergence des plaques Afrique/Eurasie a réactivé la ride de Taïliloute pour former une structure décrochante en fleur positive. La limite NE de cette ride correspondrait à la dépression du lac Ifrac et la limite SW coïncide avec le passage d'un accident N070E-080E et la province volcanique quaternaire du plateau d'Azrou.

## **CHAPITRE IV : LES PHENOMENES VOLCANIQUES LIES A L'EVOLUTION DE LA RIDE DE TAÏLIOUTE**

La région d'Ifrane-Guigou est limitée par les accidents de Dayet Aoua et nord moyen atlasique orientés NE-SW, elle est traversée par l'Accident de Tizi n'Terhtene de direction NE-SW dans le tronçon septentrional et de direction E-W dans son tronçon méridional. Au sud de cette virgation, dans le plateau d'Azrou, la monotonie des affleurements calcaro-dolomitiques de la région est masquée par une importante nappe de basaltes issue de nombreux volcans. D'autres volcans isolés apparaissent le long des accidents qui traversent longitudinalement le Moyen Atlas. Il y a une relation évidente entre le rejeu quaternaire de l'ATT et ce volcanisme et ceci est attesté par le changement de relief entre les causses d'Ifrane et de Guigou et le plateau d'Azrou, et par la concentration des volcans au niveau de la virgation de l'ATT.

La zone volcanique du CMA comprend un secteur principal d'émissions, centré sur le plateau d'Azrou, mais aussi un semis de volcans isolés. Les appareils volcaniques du plateau d'Azrou s'organisent en deux alignements parallèles orientés NNW-SSE : l'alignement majeur de Tizi Ougdal à Timahdite, avec les volcans les plus nombreux et les plus élevés, et l'alignement du Jbel Outgui au cratère d'explosion de Bou-Ibalrhatène (fig. IV.1& 2).

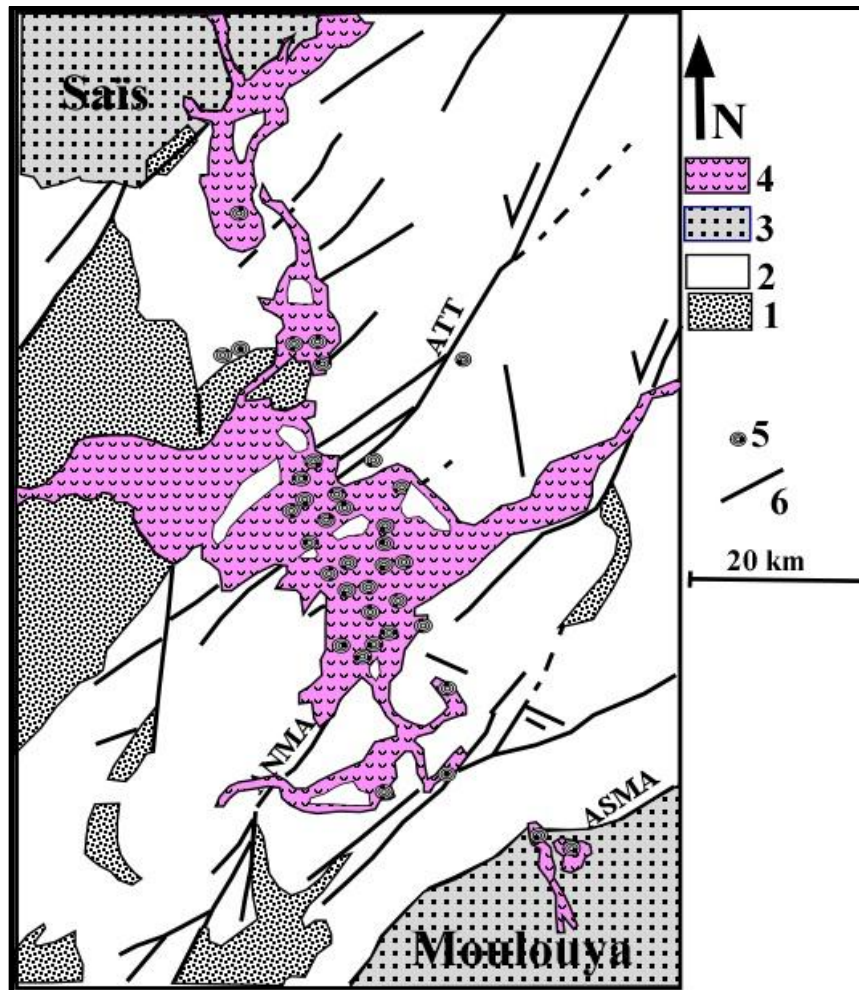


Figure IV.1 : Carte de localisation des volcans Plio-quadernaires du Moyen Atlas (Harmand et Moukadiri, 1986). 1. Paléozoïque+Trias, 2. Jurassique+Crétacé, 3. Néogène, 4. Basaltes quadernaires, 5. Volcans, 6. Failles

L'alignement majeur est situé entre l'Accident Tizi n'Terhtene et l'Accident nord moyen atlasique, auxquels il est orthogonal. L'étude du volcanisme nécessite une description des différents appareils et des épanchements volcaniques d'une part, et l'analyse des différents aspects du modelé des terrains volcaniques d'autre part, pour enfin comprendre le mode de mise en place de cette province volcanique.

## I. Description des volcans et des épanchements basaltiques

La couverture volcanique du plateau d'Azrou s'étale sur environ 400 km<sup>2</sup> (Martin, 1981). Elle comprend des chaînes de volcans où les produits pyroclastiques prennent une grande importance. De grandes nappes basaltiques s'étendent jusqu'au Saïs au nord et le Plateau Central à l'ouest. Les appareils volcaniques sont de structure, de formes et de taille différentes ; on trouve des édifices élémentaires (J. Habri et J. Hebri), des cratères d'explosion

(Lechmine n'Aït El Haj, cuvette de Michlifene) et des édifices composites (Bou-Tegruine) (Fig. IV.2). Trois types de volcans ont été rencontrés dans le plateau d'Azrou :



**Figure IV. 1: Localisation des différents appareils volcaniques dans le plateau d'Azrou.**  
*Ha : Jbel Habri, He : Jbel Hebri, L.K : Lechmine n'Lkettane, L.A.H : Lechmine n'Aït Lhaj, LB : Lechmine Bou-Ibalrhatène, MI : Michlifène, B.T : Bou-Teguerrouine, CH : Chediffate, T.O : Tite Ouaguemer ; If. O : Ifri-ouska*

## 1. Edifices volcaniques élémentaires

On classe dans cette catégorie les cônes simples qui se caractérisent par l'absence de cratère au sommet ou dans l'entourage immédiat. La présence de laves cordées et de scories suggère l'accumulation de débris consécutifs à l'explosion d'un cratère voisin, mais on peut penser aussi à la phase ultime d'une émission fissurale responsable d'une coulée ancienne (le cône de débris de Tichoute-Tazougarht posée sur la vieille coulée de Tichilite (33°20'46''N, 05°09'45''O, Côte 2009). Les édifices élémentaires comprennent aussi des cônes à cratères fermés ou ouverts. Ces derniers ne sont pas des volcans égueulés mais des cônes à vasques sommitales ouvertes par une dernière émission de scories. C'est le cas du volcan du JbelHabri (fig.IV.3) dont le cratère s'ouvre largement vers l'ouest pour laisser passer plusieurs coulées fluides (Martin, 1981).

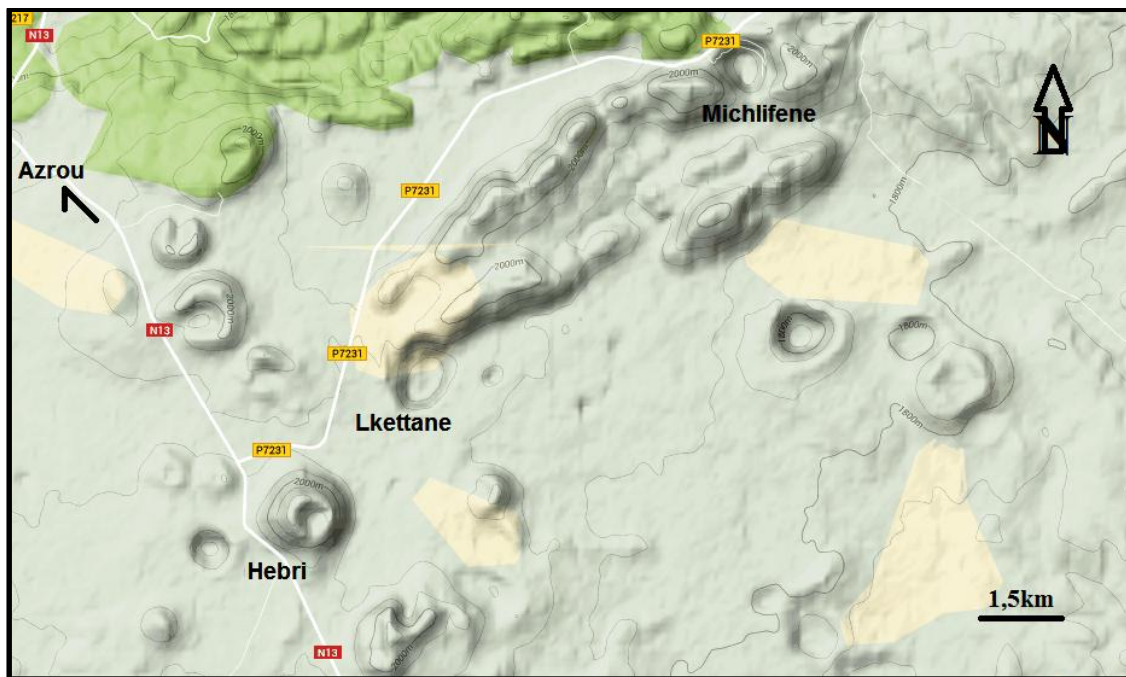


Figure IV. 2: Image satellitale montrant quelques cratères du plateau d'Azrou

## 2. Cratères d'explosion et caldeira

Ils sont caractérisés par l'ampleur de la cavité centrale, au point que tout est creux et que les produits pyroclastiques ne forment qu'une paroi mince au tour de la cavité. Deux exemples de cratères d'explosions se localisent sur la ride anticlinale de Taïliloute et leur étude nous intéresse. Il s'agit de la cavité de Michlifene et de la cuvette de Lechmine Lkettane (fig. IV.3).

### 2.1. Cavité de Michlifene (ou Lechmine-chreb-ou-horb)

Elle est sous forme d'un entonnoir fermé inscrit dans les dolomies du Lias inférieur et les calcaires du Lias moyen (Martin, 1981), sa profondeur est de 120 m. les seuils de la dépression conservent des brèches volcaniques à fragments liasiques sur le rebord sud ( $X= 529,843$  km ;  $Y= 312,461$  km et  $Z= 1939$  m), au niveau du petit télési (fig.IV.4). Les brèches sont déposées dans un col limité par des calcaires mylonitiques altérés et fracturés avec des directions  $N135^\circ E$ ,  $N150-160^\circ E$  et  $N060^\circ E$ , c'est la première direction qui est dominante et les failles sont verticales. Ces brèches ont un pendage vers le sud ce qui prouve que leur origine est la cavité de Michlifene. Sur le rebord nord-est les brèches volcaniques ont un pendage vers l'extérieur et entourent une partie de la dépression. On note aussi que sur les flancs est et ouest on rencontre de petites coulées de basaltes de quelques dizaines de mètres carrés. Contrairement aux brèches volcaniques, ces coulées n'ont pas de direction ni pendage

vers l'extérieur de la cuvette. Ceci conduit à proposer que ces basaltes provenaient de petits volcans insolites installés à proximité de la cuvette de Michlifène.

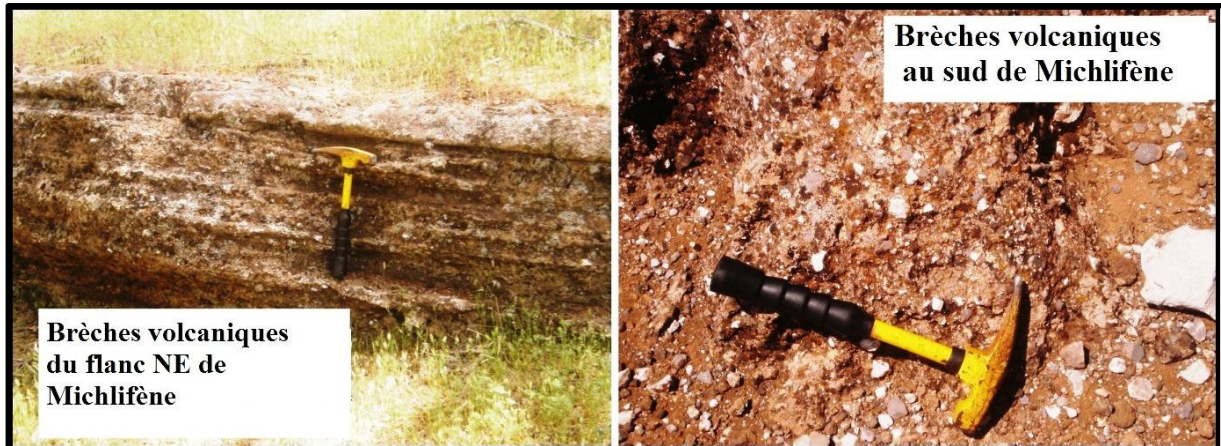


Figure IV. 3: les deux brèches volcaniques de la cavité de Michlifène

Sur le versant dominant le parking, de gros paquets de basaltes et de scories recouvrent la pente. Ces paquets de basaltes forment des lambeaux à surface réduite comme s'ils provenaient du sommet. On note aussi qu'au SE de la cuvette on rencontre un amas de basaltes issu d'un volcan isolé. Ces observations permettent de déduire que ce volcan pourrait être à l'origine de cette masse de basalte couvrant le versant au-dessus du parking. Il paraît que la cuvette de Michlifène serait une grande dépression dont le sous-sol est émergé par une nappe au cours d'une phase humide du Quaternaire ancien-moyen. Au cours de cette phase, les laves des volcans voisins ont envahi cette dépression. L'eau portée à l'ébullition sous la lave est à l'origine d'une explosion entraînant les parois de la dépression et les cendres volcaniques à la périphérie.

Sur le flanc NW de la cuvette, au bord de la route on observe plusieurs structures tectoniques sur les faciès carbonatés. Au point (X= 529640, Y= 313126, Z= 1931) et en allant vers le centre de la cuvette, on passe d'un faciès massif peu déformé à un faciès bréchifié et découpé en petit blocs. En allant vers l'ouest les couches carbonatées, orientées N040°E, ont un pendage de 21° vers le NW alors que les failles ont une direction N090E, N130E et N160E-170E. Cette dernière faille est normale avec un rejet d'un mètre. Dans ces formations un silt de gaz a ouvert et a créé une cheminée sans affecter le pendage des couches. Ce silt vertical a changé de sens, et devient horizontal avec création d'une poche de cargneules dépourvues de gypse et sans être remplies d'argiles rouges triasiques comme c'est le cas de cargneules observées sur le col de Tizi n'Terhtene. Au bord de la cuvette, à côté du chalet royal (X= 529313, Y= 312900, Z= 1990m), les formations calcaires du Lias moyen sont très déformées

et présentent des structures en arrêtes de poissons verticales. Quatre plans de failles sous forme de décrochements senestres (N160E-170E pentés de 40°E) traversent les calcaires de direction N040E et avec un pendage de 180° NW. Les roches carbonatées du flanc NW, de la cuvette de Michlifene, sont traversées par deux types de failles ; des failles N160 E au sommet et N40 S vers le fond. On est donc dans une zone de superposition de failles hercyniennes et atlasiques.

Sur les flancs de la cuvette, trois petits volcans sont présents ; deux sur le flanc NW et un sur le flanc SE à proximité de la coulée bréchiques. Ce dernier, dont le cratère est occupé par les brèches volcaniques pourrait être à l'origine des basaltes recouvrant le bord SE de la cuvette et du composant lavique de la brèche en question (fig.IV.5).

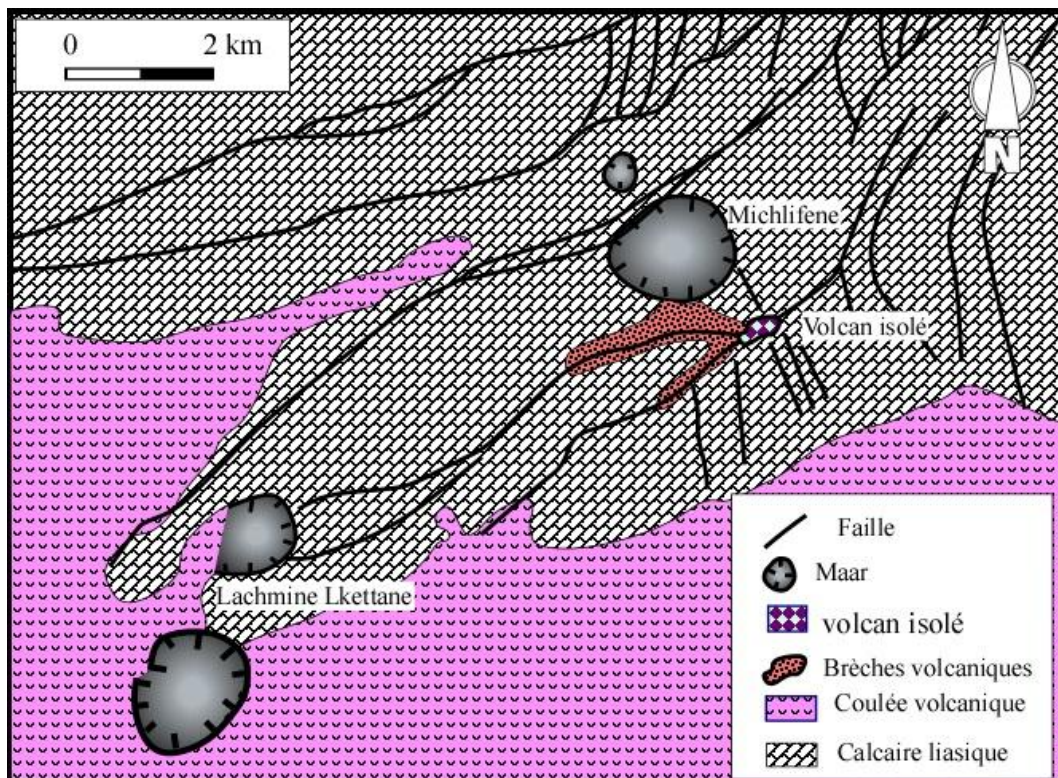


Figure IV. 4: Disposition de la brèche volcanique par rapport au volcan isolé au SE de la cuvette de Michlifene

## 2.2. La cuvette de Lechmine Lkettane (ou Iketaene)

Elle située à l'extrémité SW du monoclinale de Bou-Terrouine. C'est une grande cavité circulaire de 1,2 km de diamètre et de 90 m de profondeur (fig. IV.6). Lechmine-n-Lkettane est caractérisé par l'absence de versants externes et son flanc nord correspond à la retombée faillée de Bou-Terrouine dont les bancs calcaires plongent à 18 – 20° vers le SE.

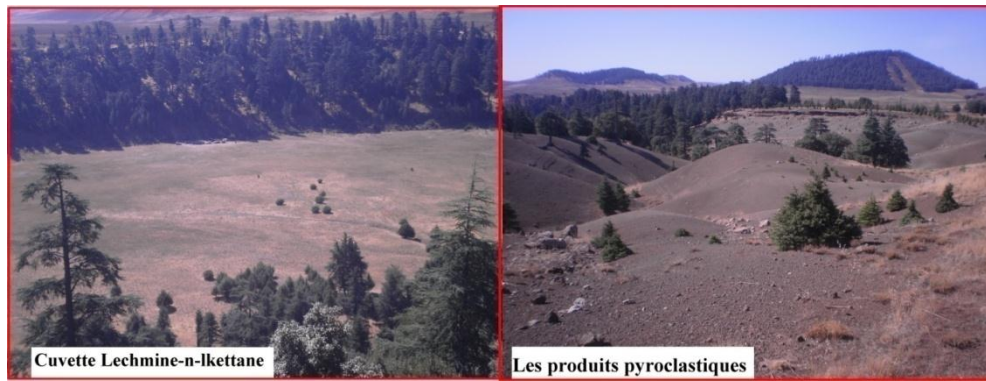


Figure IV. 5: Cuvette de Lechmine-n-Lkettane (photo)

A l'est et à l'ouest, les bancs de brèches volcaniques montrent un pendage externe prouvant que la cheminée devait se trouver au centre de la cuvette. Les brèches volcaniques à éléments calcaires, de taille différente, montrent des plans de failles post-brèches (X= 525253, Y= 308876, Z= 1895m). Ces failles ont une direction N170E et un pendage de 75°W. Sur le flanc NE (X= 525253, Y= 308876, Z= 1895 m), on note l'absence de produits volcaniques et le pendage des calcaires change de 29°S au sommet à 8°S à la base du Lechmine. On parle alors d'une flexure. Dans ces calcaires de direction N040E s'est ouvert un petit graben de direction N130E qui correspondrait à une fracture due à l'effondrement de la paroi du cratère. Les produits pyroclastiques ont une épaisseur considérable (50 à 60 m au NW) mais on ne les retrouve pas sur toute la périphérie. A la base, on peut observer des laves cordées et des scories grossières puis une grosse couche de lapillis, enfin au sommet des brèches bien litées et compactées. Cette accumulation de produits pyroclastiques est recouverte par une nappe basaltique provenant des appareils volcaniques voisins. Martin (1981) affirme que la cuvette n'existait pas au moment de l'épanchement sommital des basaltes, elle serait due à un effondrement lié à un tassement lent du pyromagma de la cheminée par refroidissement. L'analyse de ces données lui a permis de distinguer trois phases successives dans la genèse de Lechmine-n-Lkettane (fig. IV.7) :

- 1- Edification du volcan de type strombolien dont les produits s'organisent avec une stratification à pendage externe ;
- 2- Epanchement de basaltes fluides issus des volcans voisins et masquant le volcan de la première génération ;
- 3- Refroidissement de la lave de la cheminée, entraînant des tassements du fond et des éboulements de la paroi.

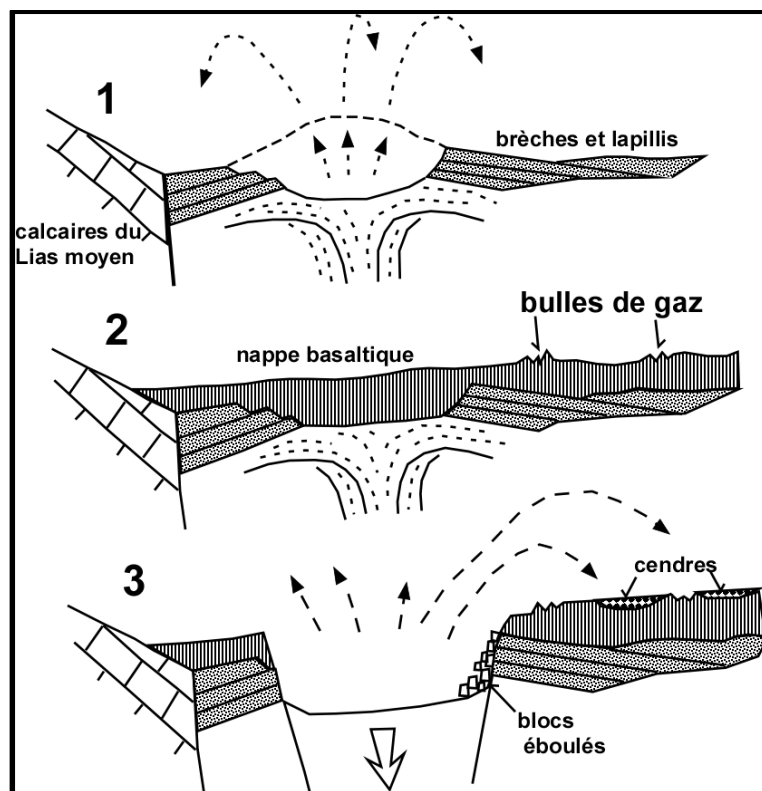


Figure IV. 6: Schéma de la genèse de LechmineLkettane (Martin, 1981)

L'absence de produits volcaniques sur le pourtour de la cavité ne serait pas en faveur de la proposition de Martin sur le mode de formation de ce maar. D'après nos travaux de terrain nous pensons qu'il y avait une dépression complètement recouverte de produits pyroclastiques successifs venant des volcans voisins. La dernière venue des cendres du volcan situé au nord a coïncidé avec une période humide qui a permis une augmentation du niveau piézométrique de la nappe. Les cendres ont permis l'évaporation de l'eau et un phénomène phréatomagmatique a expulsé les cendres et la croûte de la dépression ; ce qui a probablement engendré la forme actuelle de la dépression.

L'analyse de la carte la carte géologique d'Azrou (Faure-Muret et al., 2005) montre que la majorité des maars du plateau d'Azrou sont concentrés dans la zone où la couverture mésozoïque est constituée de calcaires et calcaires marneux du Lias moyen. En dehors du plateau volcanique, la surface de ces formations est riche en dolines. L'analyse de la carte aéromagnétique du plateau d'Azrou (El Azzab et El Wartiti, 1998) montre que Les anomalies magnétiques restent de taille relativement petite. Il semble qu'il n'existe pas de chambre magmatique qui aurait alimenté les appareils volcaniques, le drainage du magma a donc dû s'effectuer grâce à la remobilisation de grands accidents NE-SW (A TT, ANMA, ASMA). Les données de terrain et l'analyse de la carte aéromagnétique permettent d'avancer l'idée que

cette zone du plateau d'Azrou est parsemée de dolines surmontant une nappe noyée, pendant les périodes humides du Quaternaire. Une fois ces dépressions sont couvertes d'une couche de lave chaude, l'eau passe à l'état d'ébullition et assure l'explosion de la croûte renfermant à la fois la couverture mésozoïque et la lave ; ce qui développe les phénomènes phréatomagmatiques.

### **3. Les volcans isolés**

Il s'agit d'un ensemble de volcans isolés présents le long d'accidents majeurs et situés en dehors de la province volcanique du plateau d'Azrou. L'examen de la carte et les prospections de terrain montrent qu'ils se trouvent installés dans des zones où l'accident est recoupé par une ou plusieurs failles N070°E, N160°E.

A l'extrémité NE de la ride de Taïliloute, au SW du lac Ifrah, le volcan de Reagada est situé à proximité de l'ATT. Il apparaît lié à une zone de changement de l'orientation de ce dernier. Dans cette zone, l'ATT est décalé par un décrochement senestre de direction N070°E et par des décrochements dextres de direction N120°E. La ligne méridionale à laquelle se rattache le volcan paraît recouper l'ensemble de ces accidents.

Dans le secteur de Michlifene, on remarque que cette cuvette est sur l'alignement de deux autres volcans dont la direction est N160°E (fig. IV.8). Le volcan du SE de la cuvette est situé à la rencontre de fractures de directions N040°E, N070°E et N170°E ; le volcan du NW de la cuvette est situé au passage d'une faille de direction N040°E. À l'extrémité SW du Jbel Michlifene un autre volcan est situé au nord de la cuvette de Lechmine Lkettane, au passage de deux failles de direction N070°E etc.

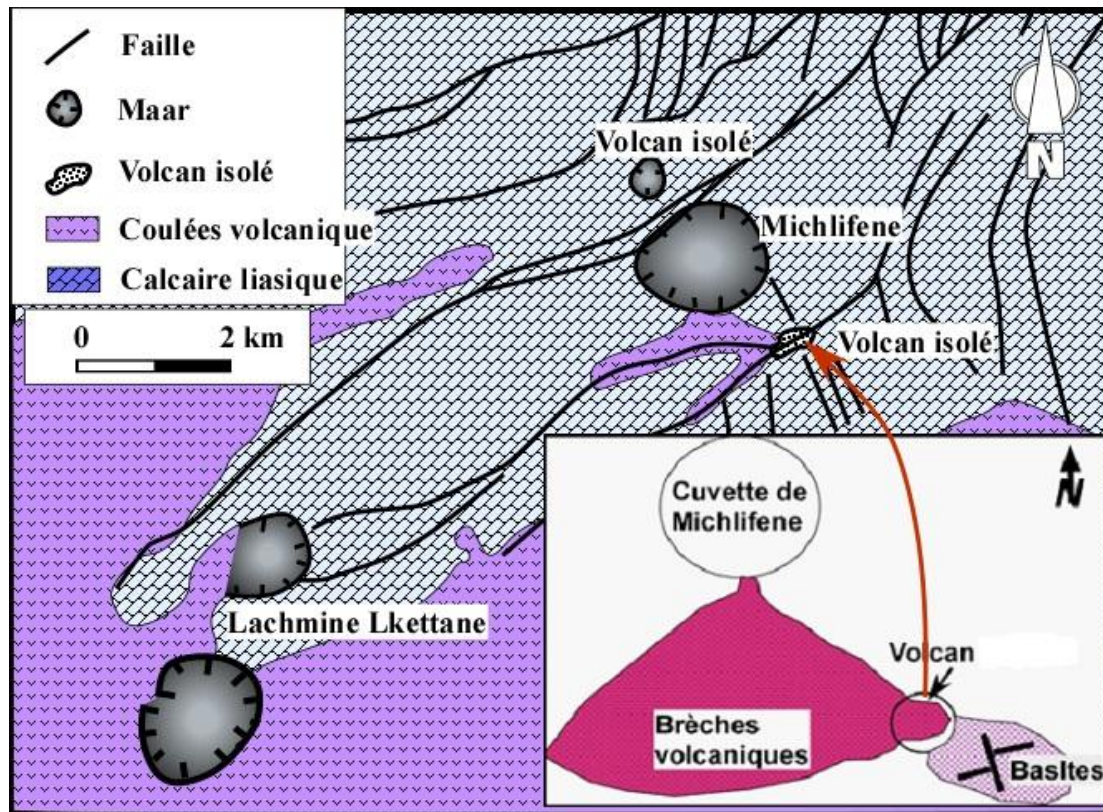


Figure IV. 7: Volcans isolés du secteur de Michlifene

On doit retenir que la majorité de ces volcans se situe à l'intersection entre les failles du réseau de l'ATT (orientées N040°E), d'une part et les failles N070°E et N160°E, d'autre part.

## II. Les épanchements volcaniques

Contrairement aux causes d'Ifrane et de Guigou, le plateau d'Azrou est caractérisé par l'absence d'affleurements carbonatés et une nappe basaltique s'étale sur la totalité du plateau. Les épanchements volcaniques occupent une surface plus étendue et donnent la couleur brun-jaunâtre, fournie par les sols d'altération, au plateau d'Azrou. On distingue deux types d'épanchements :

- Les nappes de basaltes sont des épanchements sans direction préférentielle visible et caractérisent des endroits à très faible pente (Martin, 1981). L'exemple le plus remarquable est la nappe de Lechmine Lkettane où une nappe basaltique masquant des brèches et lapillis a colmaté une grande dépression ;

Les coulées basaltiques sont des épanchements dont la direction est visible et suivent des pentes comme la coulée de la plaine de Guigou.

Dans les épanchements volcaniques on distingue trois types de laves : le premier type est constitué de laves cordées empilées en lits irréguliers jaunâtres très caractéristiques des parties amont des coulées, à proximité des cratères des plus anciennes générations. Le deuxième type caractérise les laves scoriacées et bulleuses qui apparaissent comme un faciès de solidification non loin des cratères, la roche est vacuolaire et bulleuse avec des teintes allant du brun rouge au noir. Le troisième type forme les basaltes en bloc et en prisme ; ce sont des basaltes de nappes et de grandes coulées très fluides. La couleur de la roche va du gris clair au bleu acier.

### **III. Nature des épanchements volcaniques et leur datation**

Quatre types de laves (fig. IV.9) sont présents dans la province volcanique du plateau d'Azrou (El Azzouzi et al., 2010). Les néphélinites forment de petits volcans monogéniques isolés dispersés sur l'ensemble du plateau volcanique ; elles ne représentent que 1,2 % de sa surface, et ont été émises au Miocène moyen à supérieur (16,25-5,87 Ma) et au Plio-Quaternaire (3,92-0,67 Ma). Les trois autres types sont d'âge plio-quaternaire (3,77-0,60 Ma). Les basanites forment 22,5 % de la surface du plateau volcanique et recouvrent le plus souvent les coulées fluides de basaltes alcalins qui en représentent 68,5 % (fig.IV.9). L'origine des basaltes subalcalins du cône d'El Koudiate et des coulées associées (7,8 % de la province volcanique) est attribuée à la contamination par la croûte supérieure de magmas basaltiques alcalins. Les néphélinites, les basanites et les basaltes alcalins dérivent de degrés de fusion partielle faibles (mais croissants au cours du temps) d'un manteau hétérogène lherzolitique à spinelle et grenat de la base de la lithosphère nord-africaine. L'origine de la fusion partielle est liée à une remontée de l'asthénosphère sous-jacente, qui a provoqué la fusion-déshydratation de péridotites à pargasite. La formation de ces dernières résulte d'une métasomatose d'intensité variable intervenue pendant un événement magmatique intraplaque antérieur, vraisemblablement cénozoïque.

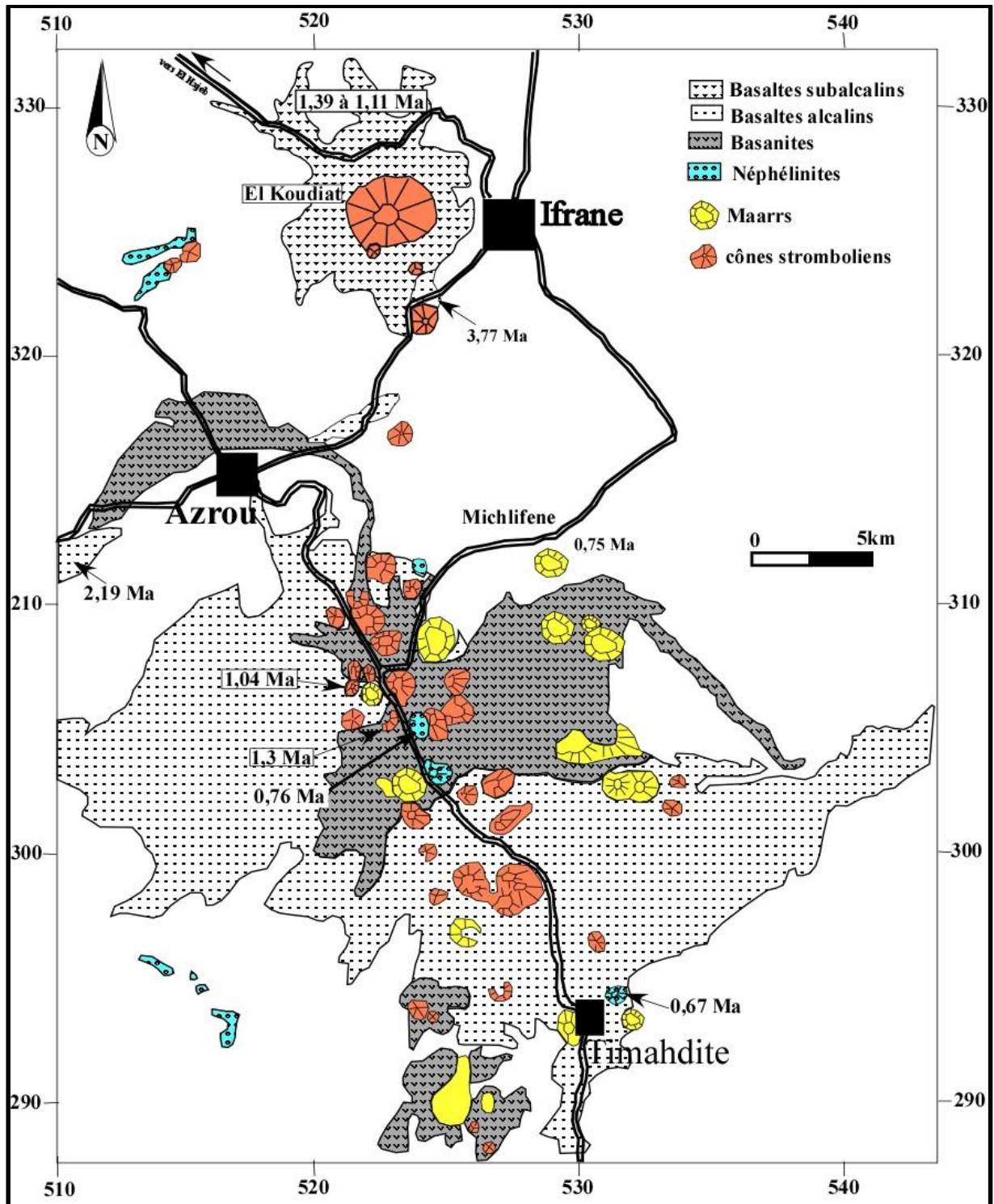


Figure IV. 8: Carte pétrologique des différentes unités volcaniques du Moyen Atlas (d'après El Azzouzi et al. 2010).

#### IV. Discussion et conclusion

Replacer dans le cadre de la convergence Europe-Afrique, le volcanisme alcalin quaternaire du Moyen Atlas se met en place pendant une phase de déformation affectant la plus grande partie de l'arc de Gibraltar (Harmand et Cantagrel, 1984). Cette phase dont la direction du raccourcissement est NNW-SSE serait située aux environs de 1,5 MA et se poursuivrait jusqu'à l'actuel (Bousquet, 1977). L'examen de la répartition de la sismicité naturelle (Hatzfeld et al., 1977) a permis de mettre en évidence l'existence, au Maroc, d'un linéament sismique important depuis l'accident du Nekor au nord jusqu'à Agadir au sud en passant par le Moyen Atlas. L'étude des mécanismes au foyer montre le long de ce linéament l'existence d'une part, d'un axe de pression horizontal et d'orientation N-S à NW-SE, d'autre part, le coulisage senestre suivant un plan de faille NE-SW. De plus, l'existence de séismes intermédiaires (100 à 150 km) a été reconnue dans le Moyen Atlas (Hatzfeld et Frogneux, 1981). On note aussi qu'à proximité de la zone volcanisée, l'ATT et l'ANMA dessinent une virgation de N030° 040°E à N060°- 070°E. La contrainte maximale ( $\sigma_1$ ) de direction NNW-SSE (définie par les données microtectoniques et sismiques) n'est pas compatible avec un jeu décrochant le long d'accident N060°-070°E (Harmand et Cantagrel, 1984). Dans la zone de blocage qui en résulte, l'intensité des contraintes serait maximale mettant en jeu l'ensemble de la croûte et affectant la lithosphère jusqu'à une profondeur de 150 km (séismes intermédiaires). Il en résulte l'ouverture de fentes à travers lesquelles remonterait un magma alcalin (fig. IV.10) contenant par endroit des enclaves péridotitiques (Moukadiri, 1983). Ce modèle explique bien la mise en place des volcans groupés et alignés selon la direction N070°E qui sont dus à de petites fentes du modèle de Riedel. Cependant il ne prend pas en considération l'alignement N170°E de la majorité des volcans du plateau d'Azrou, ni le mode de mise en place des volcans isolés dispersés le long des grands accidents.

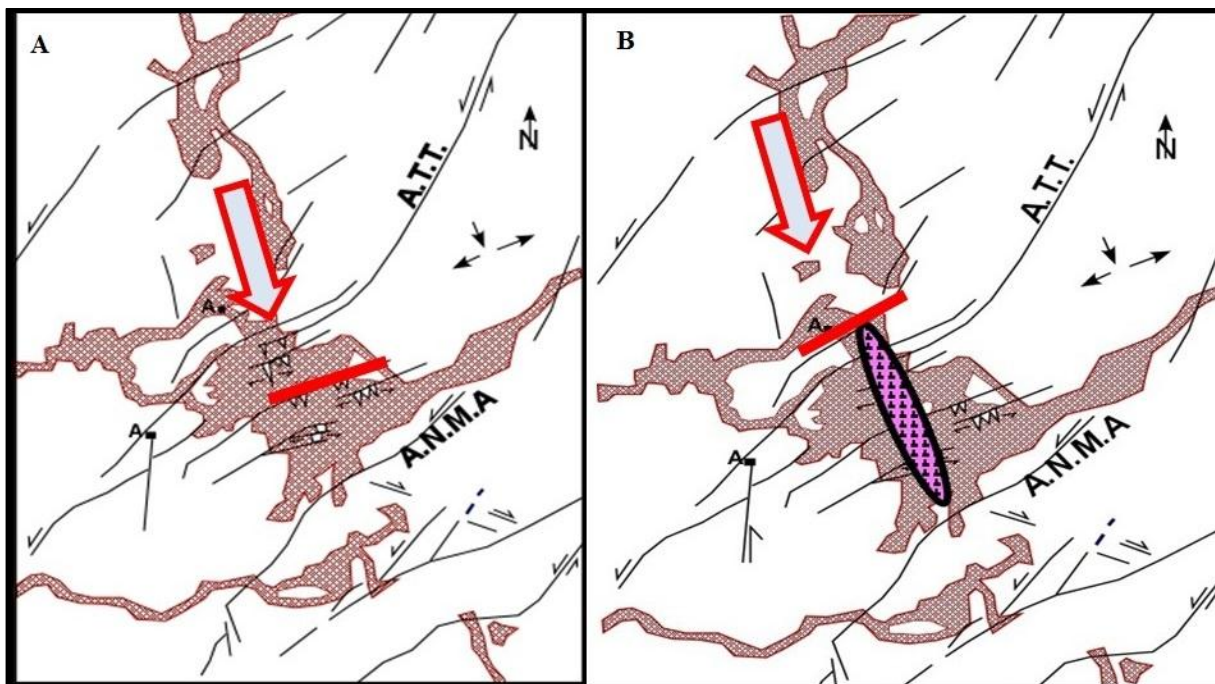


Figure IV. 9 : Modèle géodynamique de mise en place du volcanisme quaternaire. A. Modèle d'Harmand et Cantagrel (1984), B. nouvelle proposition.

L'analyse télésismique sous le Rif et les Atlas (Hatzfeld & Frogneux, 1981; Tadili & Ramdani, 1983 ; Seber & al., 1996) montre l'existence d'une zone de basse vitesse entre 35 et 150 km de profondeur sous les Atlas. Cette zone, interprétée comme étant une lithosphère amincie et affaiblie, laisse penser à un processus de délamination (Ramdani, 1998) ; qui pourrait être à l'origine du soulèvement du système atlasique (Seber et al., 1996). L'origine de cette anomalie lithosphérique serait liée à un panache mantellique similaire à ceux supposés à l'origine du volcanisme de l'Europe de l'Ouest et connecté à un réservoir profond (Zeyen & al., 2005). Les atlas, situés à proximité du craton West-africain, constituent une ceinture mobile, donc il existe des contrastes de températures entre la zone cratonisée épaisse et la ceinture mobile adjacente (Elder, 1976). On parle alors du modèle de « edge-driven convection » (Elder, 1976 ; King & Anderson, 1998). Ces contrastes favorisent la création d'un rouleau de convection mantellique (fig. IV.11) provoquant une remontée asthénosphérique située entre 600 et 1000 km de la bordure du craton (King & Ritsema, 2000). Ce phénomène est facilité par l'héritage tectonique marqué au Maroc du Panafricain au rifting triasico-liasique. La fusion partielle à l'origine du magmatisme est directement liée à la décompression relative à l'activité de ce rouleau de convection.

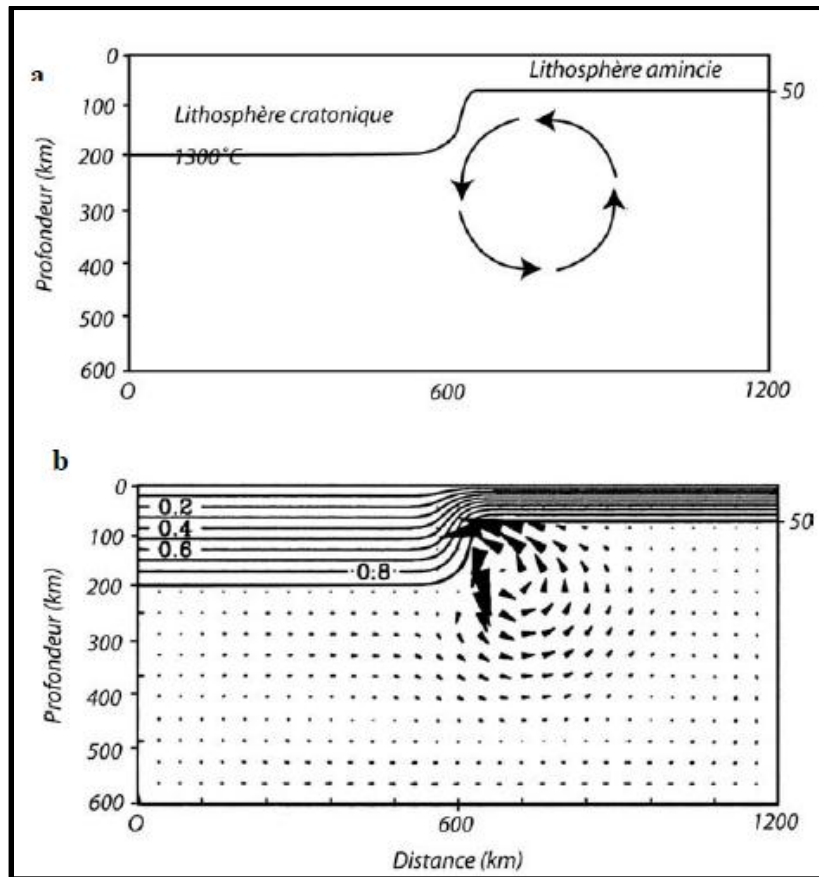


Figure IV. 10: a. Principe de « l'edge-driven convection » (EDC) (définie par Elder, 1976). b. Simulation numérique du rouleau convectif (par King et Anderson, 1998).

Ce magmatisme d'origine profond est la source du volcanisme alcalin du Moyen Atlas. La remonté du magma en surface se fait tout au long des accidents hérités de l'orogénèse hercynienne. Le rejeu cénozoïque de ces accidents s'est marqué par des décrochements senestres suite au rapprochement Europe-Afrique. Ce rejeu a entraîné la formation des grandes fentes, selon le modèle de Riedel, dans le plateau d'Azrou où les volcans sont alignés suivant la direction N170°E qui est perpendiculaire à la contrainte  $\sigma_1$  (fig. IV.12).

En dehors du plateau d'Azrou, on rencontre des volcans disséminés le long des accidents majeurs. La majorité de ces volcans se situe à l'intersection entre les failles du réseau de l'ATT (orientées N040°E), d'une part et les failles N070°E et N160°E, d'autre part. Le rejeu Quaternaire, en décrochement, de ces failles a permis l'ouverture de petites fentes à travers lesquelles s'est injecté le magma.

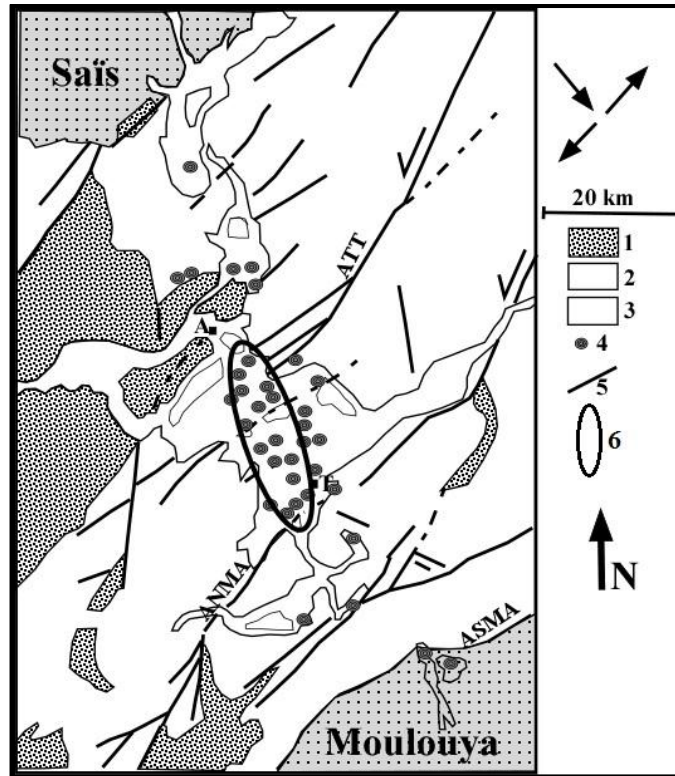


Figure IV. 11 : modèle explicatif de la mise en place du grand alignement des volcans quaternaires du plateau d'Azrou. 1 : Paléozoïque & Trias, 2 : post-Trias, 3 : volcanisme IV, 4 : cratères, 5 : failles, 6 : fente

Pour conclure on pense qu'au Néogène, l'évolution du Moyen Atlas est liée à la convergence Afrique-Europe. Ce raccourcissement a pour conséquence le soulèvement de la chaîne atlasique d'une part, et l'amincissement de lithosphère sous les Atlas. Cet amincissement serait lié à un rouleau de convection mantellique (edge-driven convection) qui est à l'origine d'une fusion et d'une remontée du magma. Au cours du Quaternaire, le serrage Afrique-Europe s'est manifesté par le rejeu des failles du réseau de l'ATT en décrochements entraînant l'ouverture de grandes fentes N170°E dans le plateau d'Azrou et de petites fentes le long de l'ATT. Les premières ont édifié la majorité des volcans du plateau d'Azrou, les secondes ont permis l'épanchement de petits volcans isolés.

# **CHAPITRE V : LES PHENOMENES KARSTIQUES LIES AU REJEUX DE L'ATT**

## **Introduction**

Le mot « Karst » désigne, originellement, une région de Slovénie et il est ensuite devenu le nom de toutes les formes surprenantes que les eaux créent dans les reliefs calcaires et partout ailleurs. Plusieurs définitions ont été proposées pour désigner convenablement le processus qui résulte de l'action dissolvante de l'eau sur certains types de roches. Nous retenons celle proposée par Bakalowicz (1999) : le karst est l'ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone. On désigne sous le nom de « phénomènes karstiques » les formes du relief, les caractères morphologiques et les processus hydrographiques particuliers aux terrains calcaires ou salins sur toute la surface de la Terre (Bakalowicz , 1999).

En surface, le karst se reconnaît notamment par la présence de dolines, de dépressions fermées et généralement de forme circulaire. Des cours d'eau s'engouffrent dans la porosité du calcaire qui peut correspondre à des pertes ou ponors. Les eaux ainsi engouffrées réapparaissent en aval au niveau de résurgences sous terraines, où les cavités comportent des galeries, des puits, des salles et des fissures (fig. V.1).

Le Causse Moyen Atlasique est une plate-forme carbonatée, constituée de dolomies du Lias inférieur et de calcaires et dolomies du Lias moyen et supérieur. Cette plate-forme est traversée par des accidents N45°E à N70°E hérités de l'orogénèse hercynienne et par des accidents appartenant à l'orogénèse alpine. Dans la région d'Ifrane –Guigou, plusieurs types de formes karstiques ont été identifiées (Martin, 1981) et nous avons constaté que certaines de ces formes caractérisent des bancs calcaires, d'autres sont sculptées dans les dolomies alors que d'autres ont en plus une relation avec les failles du réseau de l'ATT. Dans ce chapitre nous allons traiter les processus de karstification, les agents contrôlant la karstification et discuter les facteurs déterminants dans la formation des karsts de la zone d'étude.

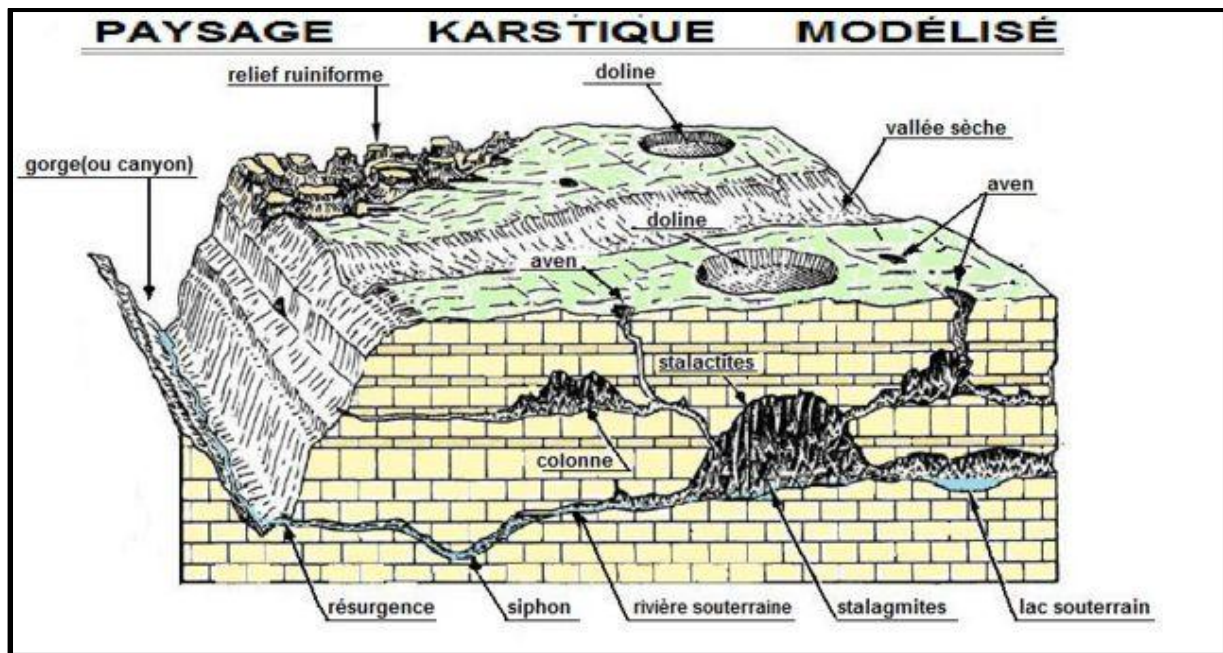


Figure V. 1: Bloc diagramme représentant un paysage karstique synthétique (Bakalowicz, 1999).

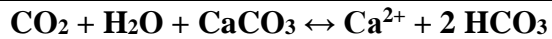
## I. Conditions et processus de karstification

Le karst est le résultat de l'évolution d'une roche chimique (carbonatée, gypse, sel) sous l'effet des agents bioclimatiques et dans une zone structurale appropriée. Donc au moins trois agents sont responsables de la karstification, la nature de la roche et on parle de roches karstifiables, les conditions bioclimatiques et c'est l'eau chargée en  $\text{CO}_2$  qui dissout la roche, enfin le contexte structural initie la karstification par développement de fractures dans la roche (fig. V.2).

### 1. Circulation des eaux et mécanismes de dissolution

La solubilité des carbonates dans l'eau est sans doute la propriété fondamentale des roches carbonatées ; c'est elle qui explique l'évolution superficielle et souterraine du paysage karstique. C'est le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) dissous dans l'eau qui est l'agent principal de l'attaque chimique des calcaires. Il existe bien sur d'autres agents d'altération, moins importants, qui favorisent l'attaque des roches et qui sont les acides fournis par les plantes (acide humique, fulvique, nitrique, etc.). L'eau pure dissout environ 15mg/l de calcaires, une eau atmosphérique dissout 60-80mg/l de calcaire et jusqu'à 200 mg par litre grâce au dioxyde de carbone issu de l'activité biologique du sol. Cette eau va dissoudre la roche carbonatée selon les réactions suivantes :





La géomorphologie karstique est donc favorisée par :

- L'eau et plus particulièrement par :
  - Son abondance ;
  - Sa teneur en  $\text{CO}_2$  (augmentant avec la pression) ;
  - Sa basse température (car plus une eau est froide et plus elle est chargée en gaz, donc aussi en  $\text{CO}_2$ ) ;
- Les êtres vivants (qui rejettent du  $\text{CO}_2$  dans le sol par la respiration, ce qui renforce considérablement sa teneur) ;
- La nature des formations rocheuses (fracturations, compositions des carbonates...)
- Le temps durant lequel l'eau et la roche sont en contact.

Une zone géographique froide, humide et calcaire est ainsi fortement prédisposée à la formation de karsts (car la solubilité du  $\text{CO}_2$  augmente lorsque la température diminue).

L'analyse des cartes géomorphologiques (Martin, 1973) de la zone d'étude montre que les zones les plus karstifiées coïncident avec les affleurements des séries calcaro-dolomitiques du Carixien. Les principaux secteurs d'affleurements de ces séries sont le plateau de Tidrine. On en trouve également sur le plateau d'Afekfak et sur le plateau d'Aari-Imaoun (fig. V.2). La densité des formes karstiques dans ces formations litées a incité Martin (1981) à faire des analyses expérimentales sur des échantillons pris d'Agoulmame Azouguarh au NE de Ras el-Ma, d'Afekfak et de Taïliloute. La première partie de l'expérience consistait à tremper des cubes de 4cm de côté dans de l'eau pendant 24h pour calculer la porosité en %. Il s'aperçoit que les échantillons dolomitiques à diaclases visibles à l'œil nu et conservant une face couverte de lichens qui ont une porosité de l'ordre de 8%, alors que les calcaires dolomitiques et les dolomies litées ne dépassent pas 1% de porosité.

La seconde partie de l'expérience consistait à immerger les échantillons secs dans une solution chaude acidulée à 10% et pendant 1h 30 mn. On note que le degré d'effervescence est très élevé pour les dolomies diaclasées et cariées et la durée d'effervescence est plus longue pour les échantillons dont les pores sont occupés par de la calcite.

De ces expériences on peut conclure que les dolomies diaclasées, cariées et dont les pores sont remplis de calcites sont vulnérables à la karstification et perdent beaucoup de matière suite à la corrosion.

## 2. Roches vulnérables à la karstification

Dans le causse moyen atlasique, à l'exception des boutonnières paléozoïques, la majorité des roches qui affleurent sont carbonatés (calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies du Lias) et surmontent par endroits des lentilles de gypse ou de sel dans les argilites du Trias (Martin, 1981). Ces formations représentent donc un terrain très favorable à la karstification :

- Les dolomies du Lias inférieur sont représentées par la formation dolomitique du Kandar (El Arabi, 1987 et 2001). Le membre inférieur de Ben Smime est constitué d'environ 30 m de dolosparites à laminites, à stromatolithes et à oncolithes. Ce membre se termine par un niveau condensé en brachiopodes (discontinuité D1). Le membre moyen de Jbel Kandar est plus épais (100 m d'épaisseur), est constitué pour l'essentiel de dolomies massives à structures laminées et à stromatolithes et se termine par une surface ferrugineuse (discontinuité D2). Le membre supérieur de Jbel Hallouck (50 m d'épaisseur) est constitué de 30 m de dolomies massives à structures en barres. Les dolomies massives et litées de cette formation résistent à la dissolution par les eaux froides chargées en CO<sub>2</sub>, au passage des failles les dolomies sont réduites en sables ou en mylonites. Cette caractéristique rend ces dolomies moins karstifiées. La densité de dépressions est très faible, mais non négligeable, elles sont pour la plupart alignées parallèlement aux grandes failles. De point de vue lithostratigraphique, sous les dolomies du Lias inférieur les argilites du Trias supérieur contiennent des lentilles ou des poches de sel et de gypse. Il se peut que la dissolution de ces poches soit à l'origine de l'effondrement des dolomies et le développement des dépressions karstiques. Les autres formes karstiques sont rares ou absentes.

- Les calcaires du lias moyen sont représentés par la formation de Maftah (El Arabi, 1987 et 2001). Les calcaires du Lias moyen ont un aspect finement lité, localement massifs et récifal et les affleurements sont généralement réduits. La formation de Maftah s'étageant du Carixien au Domérien est subdivisée en trois unités :

- o Les calcaires lités du Carixien inférieur (la formation de Maftah 1) sont constitués de bancs de calcaires micritiques et bioclastiques, séparés par des interlits de marnes ou d'argiles. Le caractère boueux de ces calcaires rend la dissolution, par les eaux météoriques, difficile et ces affleurements n'offrent que des conditions pour les formes de dissolution mineures : lapiés de types variés, vasques, champs de pierres corrodés, microdolines... Sur les flancs du synclinal de Taïliloute, la surface des calcaires lités du Carixien présente des lapiés pennés et des formes de cryoclasties (fig. V.3). Ces formations

sont peu perméables et ont facilité, au cours du Quaternaire, l'écoulement superficiel et la création de vallées sèches à mailles serrées antinomiques de l'apparition et de la conservation de dolines. Ce processus se perçoit nettement dans la vallée drainant les eaux du poljé de Boutkhoubaye vers l'Est ; le long de cette vallée sont alignées des dolines.

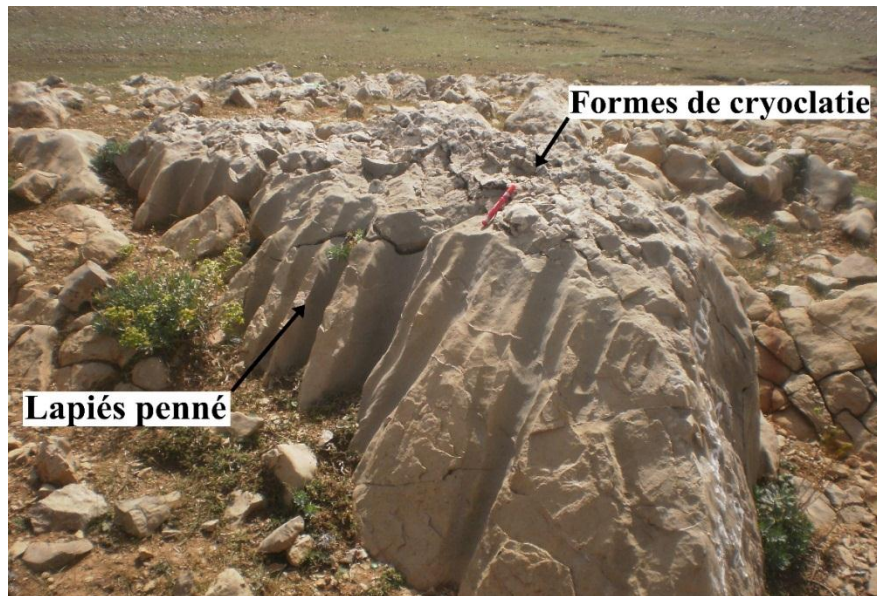


Figure V. 3: Formes karstiques sur les calcaires lités du Carixien (synclinal de Taïliloute).

○ Les faciès du Carixien moyen à supérieur (Maftah 2) sont constitués de calcaires à silex et de calcaires argileux. Dans le synclinal d'Ifrane, les calcaires bioclastiques sont surmontés par des dolomies cristallines blanchâtres, contenant des intercalations réduites de calcaires à silex. Il s'agit de dolomies supérieures d'Ifrane.

En dessous des dolomies supérieures d'Ifrane les calcaires fins, résistent à la dissolution, sauf au niveau des fragments bioclastiques siliceux qui sont détachés par l'eau. Ceux-ci laissent des creux qui s'agrandissent progressivement et donne naissance aux lapiés en nid de poule. Ces calcaires massifs et compacts sont affectés de diaclases lorsqu'ils sont à proximité des failles. Cependant les dolomies sont cristallisées et ont un aspect saccharoïde, ce qui augmentent leur porosité et les rend facilement altérables. C'est le domaine des lapiés géants en labyrinthes, des couloirs, des chicots et des champignons au milieu des quels apparaissent des petites cuvettes de tassement, des vallées sèches aveugles et des chapelets de dolines alignées. Ces affleurements s'observent dans le plateau de Tidrine et quelques passées sur le plateau d'Afekfak. Ces formations litées ne sont pas interstratifiées avec des lits marneux ce qui leur donnent une perméabilité caractéristique. Dans le détail, chaque banc a sa caractéristique, sa porosité propre et donne des formes spécifiques : dalles à vasques, des abris

sous roches, des dalles en surplomb, etc... Ces formes karstiques s'observent aussi sur le flanc oriental et au centre du poljé de Boutkhoubaye.

○ Les calcaires et marno-calcaires du Domérien (Formation de Maftah 3) sont constitués de calcaires micritiques à fragments de bioclastes, en alternance avec des marnes au sommet de la formation. Dans le synclinal d'Ifrane, la série se termine par des calcaires construits à bryozoaires et à polypiers. Dans le panneau de Guigou, le Domérien est caractérisé par les constructions récifales. Les calcaires fins à alternance marneuses sont difficilement attaqués par l'eau météorique et l'imperméabilité des marnes joue un rôle important dans la dissolution des bancs de calcaires sus-jacents, ce qui favorise la formation de petites dolines en surface. Les calcaires bioconstruits sont vulnérables à la karstification et montrent des structures en nids d'abeilles (fig. V.4).



Figure V. 4: Formations récifales avec des nids d'abeilles

### **3. Rôle de la tectonique**

#### **3.1. Action du pendage sur la distribution des dolines**

La dissolution des roches carbonatées par les eaux météoriques est conditionnée par la durée du contact de l'eau avec la surface des roches. Cette durée est maximale dans les zones planes où les couches carbonatées sont Horizontales, elle est minimale dans les zones monoclinales ou plissées car l'eau ruisselle rapidement. Le causse moyen atlasique est caractérisé, en général, par une structure tabulaire, sauf au niveau des accidents hérités de l'orogénèse hercynienne où l'on rencontre de structures monoclinales.

Dans les causses d'Ifrane, d'Amekla et de Guigou, le pendage des couches ne dépasse pas 30° pour la plupart des formations. La densité des dolines est plus forte dans les séries litées du Lias moyen, quand le pendage est inférieur à 15° (Martin, 1981). Au-delà de 15° les dolines sont moins nombreuses et sont remplacées par un réseau hydrographique parallèle. Les formations marno-calcaires du Lias moyen (synclinal de Taïliloute, poljé de Boutkhoubaye, Ifri ou Berrid) sont affectées par des chapelets de petites dolines alignées qui paraissent jalonner une galerie souterraine recoupant les bancs calcaires. Les interlits marneux guident la circulation des eaux souterraines sans créer un niveau imperméable généralisé.

### **3.2. Charnières des synclinaux**

L'étude de la répartition des cuvettes karstiques dans le causse moyen atlasique montre qu'elles occupent la plupart des replis synclinaux. En effet la plaine de Taïliloute située au NE de la cuvette de Michlifene, est un petit synclinal orienté NE-SW et dont la charnière est tronçonnée par des pertes et des boyaux. Le poljé de Boutkhoubaye situé entre la plaine de Taïliloute et la cuvette de Michlifene, est aussi un petit synclinal orienté NE-SW qui présente une charnière occupée par des dolines et des paysages ruiniformes. Ceci nous permet donc d'affirmer que la disposition synclinale constitue un facteur déterminant pour la karstification. Cette disposition favorise la collecte et la concentration des eaux dans les points bas de la structure. On peut aussi penser au balancement d'une nappe phréatique qui peut contribuer aux phénomènes de dissolution superficielle par la formation d'étangs en période d'inondation.

### **3.3. Rôle de la fracturation**

La zone d'étude est traversée par l'accident de Tizi n'Terhtene qui la subdivise en deux tronçons, elle est aussi limitée par les accidents Cet accident est un réseau de failles qui ont rejoué plusieurs fois depuis le Trias et dont le rejeu principal est un décrochement senestre. Les décrochements du socle dans la couverture s'expriment par un ensemble de structures (plis, failles) accommodant un déplacement global décrochant. Parmi ces failles on distingue les Riedels qui en se croisant facilitent la fracturation des bancs calcaires et la formation des diaclases. Les eaux météoriques empruntent les fractures, élargissent les diaclases et aboutissant à différents types de lapiés.

Dans les calcaires lités du Lias moyen et à l'échelle du banc, le réseau de diaclases permet la pénétration des eaux de surface à travers les masses calcaires originellement imperméables. L'eau peut ainsi s'infiltrer progressivement et finir par former une rivière

souterraine dans les interlits argileux ou marneux qui séparent les bancs calcaires. En surface les réseaux de diaclases élargies en lapiés de fissures sont bien visibles surtout dans la plaine Afekfak et Aari Imaoun où les diaclases prennent les directions N 110°-120°E et N 40°-70°E et finissent par créer des tables de lapiés. La résistance des bancs carbonatés aux failles est faible, ce qui se traduit par des couloirs de brèches ou de mylonites le long de ces fractures. Ces couloirs sont sensibles à l'érosion par l'eau et sont à l'origine de cours d'eaux rectilignes. C'est au niveau de ces couloirs qu'on rencontre des cuvettes allongées (Agoulmame Azouguarh, au pied de Jbel Timdikine ; poljé de Boutkhoubaye). Ensuite, le plan de faille devient le lieu préférentiel de l'infiltration des eaux chargées en dioxyde de carbone. C'est sur la ligne de faille ou à proximité que se situent les ponors des poljés et des dolines en entonnoirs (Plaine de Taïliloute, poljé de Boutkhoubaye). Sur la bordure SE du réseau de l'ATT, on rencontre des poljés (Boutkhoubaye, Ifrah) et de grandes dolines (Iffer) dont la formation est en relation avec le jeu de failles N 40°E et N 120°E et le jeu décrochant des accidents N 40°E (fig. V.5) (Baali, 1998 ; Hinaje et Aït Brahim, 2002).

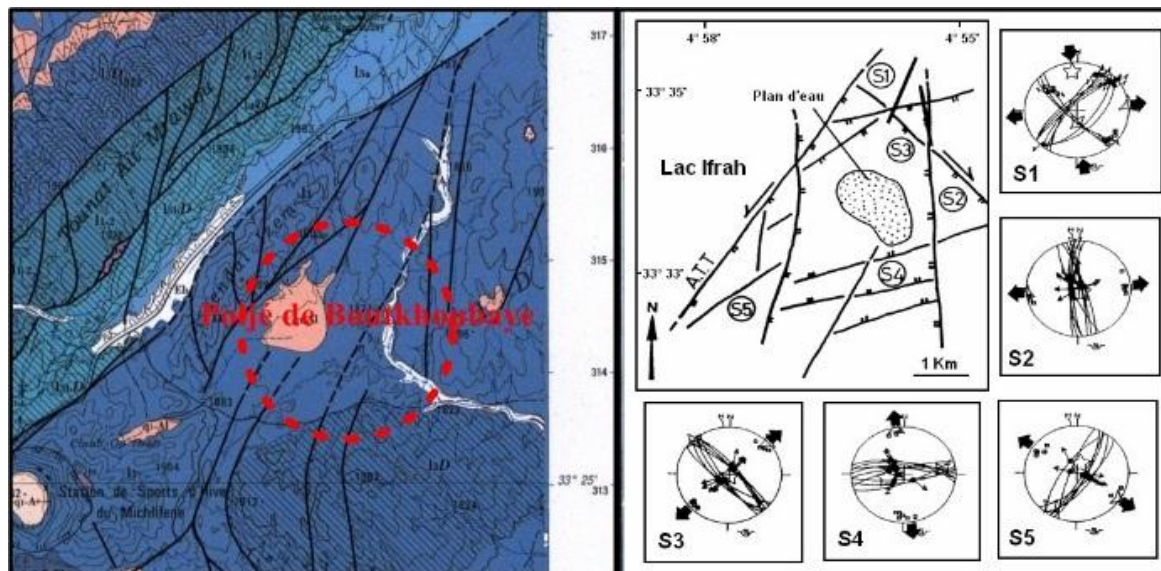


Figure V. 5: A : Carte géologique du poljé de Boutkhoubaye d'après Faure –Muret (2005). B : Carte structurale du lac Ifrah et paléocontraintes identifiées d'après Hinaje et Ait Brahim (2002).

*A. T. T. : accident de Tizi N'Terhtene S1, S2, S3, S4 et S5 : sites de mesures microtectoniques et stéréogrammes.*

## II. Districts karstiques de la zone d'étude

### 1. Poljés et grandes cuvettes karstiques

Le poljé karstique est un bassin fermé, au fond plat en partie alluvial et privé de drainage superficiel vers les régions voisines (Blanc, 1952). Le terme de poljé revêt un triple sens :

- Géologique : Le fond du poljé calcaire est recouvert d'une couche de sédiments meubles formés de dépôts récents ou d'alluvions quaternaires ;
- Topographique : Le poljé épouse la forme d'une cuvette allongée, ovale, circulaire ou irrégulière, au fond très plat, accidenté seulement par les thalwegs et les gouffres.
- Hydrographique : C'est un bassin fermé comprenant un ou plusieurs réseaux hydrographiques au régime endoréique à crues saisonnières. L'hydrographie est normale jusqu'au ponor qui est, sur le trajet de la rivière et représente le premier signe avertisseur de la présence sous-jacente du calcaire.

Les éléments les plus remarquables sont donc (Blanc, 1952) :

- La platitude absolue du fond qui n'offre, sur des kilomètres, que des dénivellations de quelques mètres seulement. Il s'agit de surfaces d'érosion ou de remblaiement, rarement structurales.
- La raideur des versants rocheux, dont les pentes s'élèvent d'un seul jet au-dessus du fond, sans aucun replat.
- La régularité des contours, souvent rectilignes, parfois présentant des échancrures, des golfes, en apparence semblables à des méandres abandonnés.

Une analyse de la carte géomorphologique au 1/100000 (Martin, 1981) de la zone d'Ifrane-Guigou permet de déceler deux secteurs de part et d'autre de la ride Taïliloute (fig. V.6) :

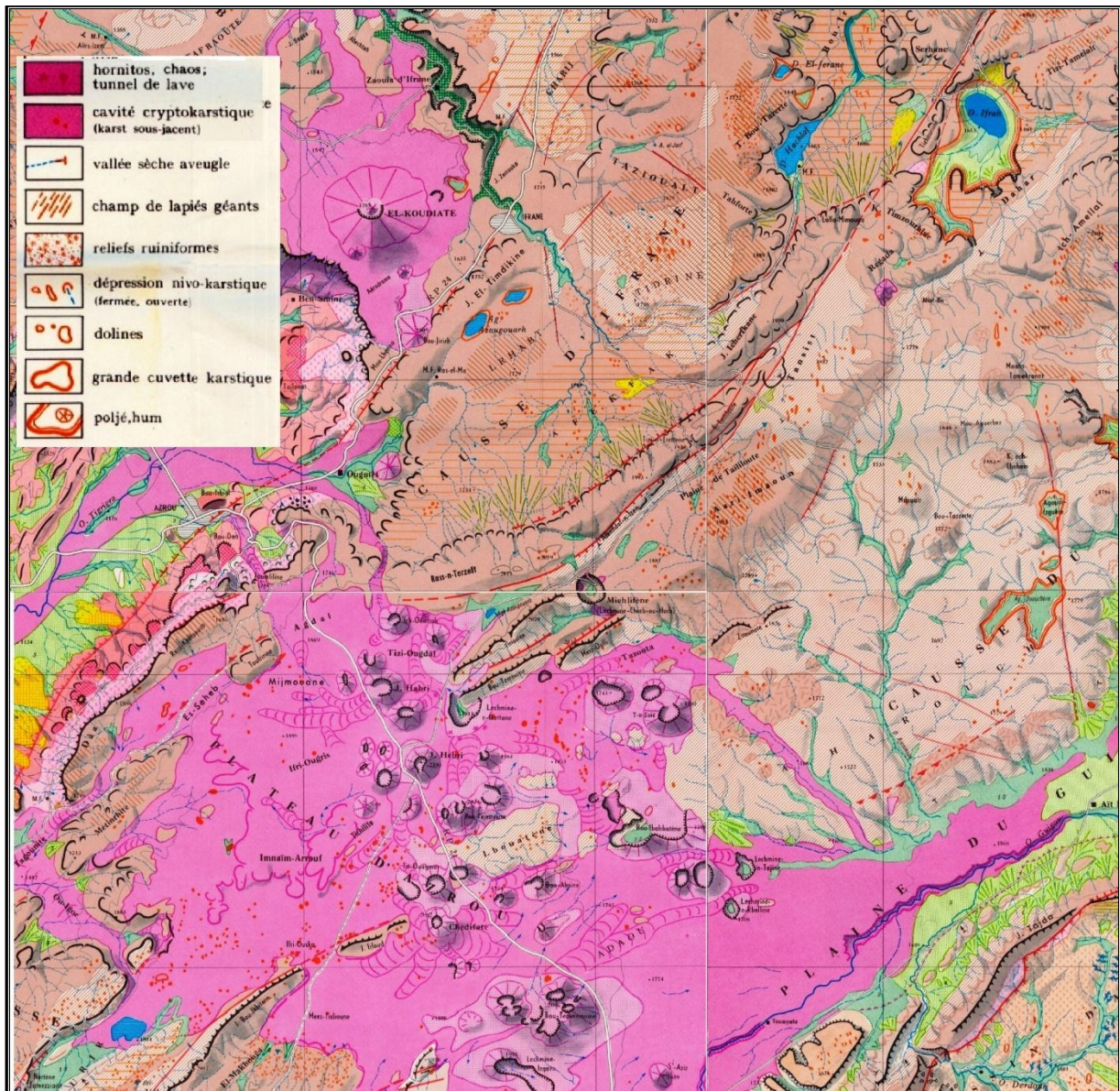


Figure V. 6 : Zone d'étude ;extrait de la carte géomorphologique au 1/100 000 (Martin, 1981)

- Un secteur au NW de la ride caractérisée par de grandes cuvettes karstiques. Ces grandes cuvettes sont occupées par des étangs qui se dessèchent généralement à partir de la fin printemps. Les eaux des étangs sont issues de la fonte des neiges et le fond semi perméable ne permet pas de garder l'eau durant toute l'année. Parmi ces grandes cuvettes on peut citer Agoulmame Azouguarh ( $33^{\circ} 29' 40''$  N,  $05^{\circ} 07' 14''$  W, 1665 m), au SE de Jbel El-Timdikine, creusé dans les dolomies du Lias inférieur. Cet étang est allongé dans la direction NE-SW et son périmètre est environ 2,5 km.

- Un secteur au SE de la ride caractérisée par des poljés. Parmi ces poljés on cite le poljé du lac Ifrah ( $33^{\circ} 33' 18''$  N,  $04^{\circ} 55' 59''$  W, 1666 m), de Daya El Kbira ( $33^{\circ} 27' 32''$  N,  $04^{\circ} 52' 01''$  W, 1635 m), de Tijma ( $33^{\circ} 27' 55''$  N,  $04^{\circ} 48' 24''$  W, 1576 m) et Agoulmame

Ououchène (33° 24' 40'' N, 04° 55' 02'' W, 1677 m). D'autres poljés sont situés soit en bordure de la ride comme le Poljé de Boutkhoubaye (33° 25' 27'' N, 05° 03' 06'' W, 1854 m) et la plaine de Taïliloute (33° 27' 59'' N, 05° 00' 39'' W, 1855 m) soit dans la ride comme le poljé de Touna Aït Mrawou (33° 26' 12'' N, 05° 03' 58'' W, 1930 m). En se basant sur l'altitude, on peut subdiviser les poljés en trois classes : un poljé suspendu dans la ride Taïliloute avec une altitude de 1930 m, des poljés de bordure de la ride qui sont à 1850 m et des poljés du plateau du Guigou qui sont aux environ de 1700 m. On s'aperçoit que les poljés sont creusés dans des terrains dolomitiques du Lias inférieur – moyen et en bordure des accidents. Le fond des poljés est couvert de dépôts datant du Quaternaire, ce qui justifie que leur formation est anté-quaternaire. Les dépôts de fond sont en général fins (65,61% d'argiles) comme le montre une analyse sédimentologique effectuée dans le fond du poljé de Boutkhoubaye (fig. V.7).

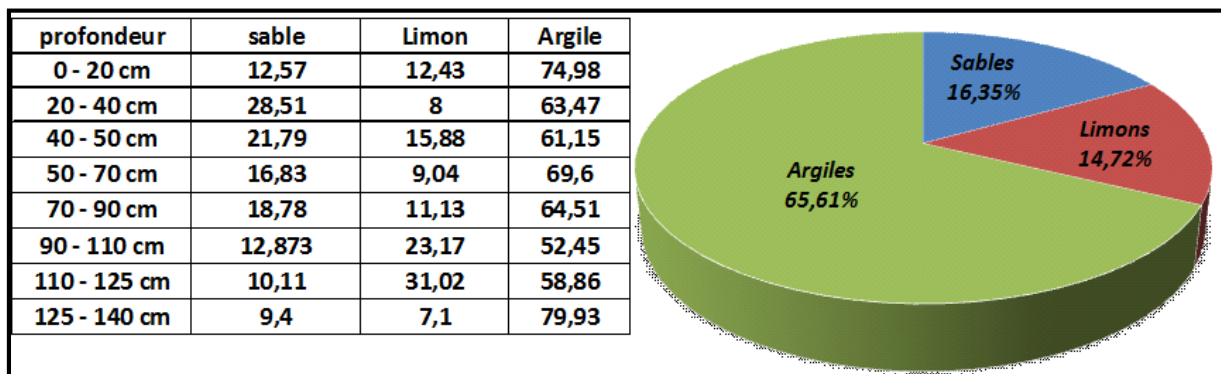


Figure V. 7: Résultat de l'étude sédimentologique du fond du poljé de Boutkhoubaye

Les sédiments du remplissage du fond des poljés sont dépourvus de calcaires et les débris que l'on rencontre sont des fragments de silex et de coquilles silicifiées. Les dépôts fins occupent le fond des poljés, ils sont encadrés par des cônes de déjections qui occupent le bas des escarpements.

Après cette description générale de la situation des grandes cuvettes karstiques et des poljés de la zone d'étude, il est nécessaire de voir de près deux exemples qui sont le poljé du lac Ifrah à la limite nord-orientale de la ride Taïliloute, et le poljé de Boutkhoubaye à la bordure méridionale de la même ride (fig. V.8).

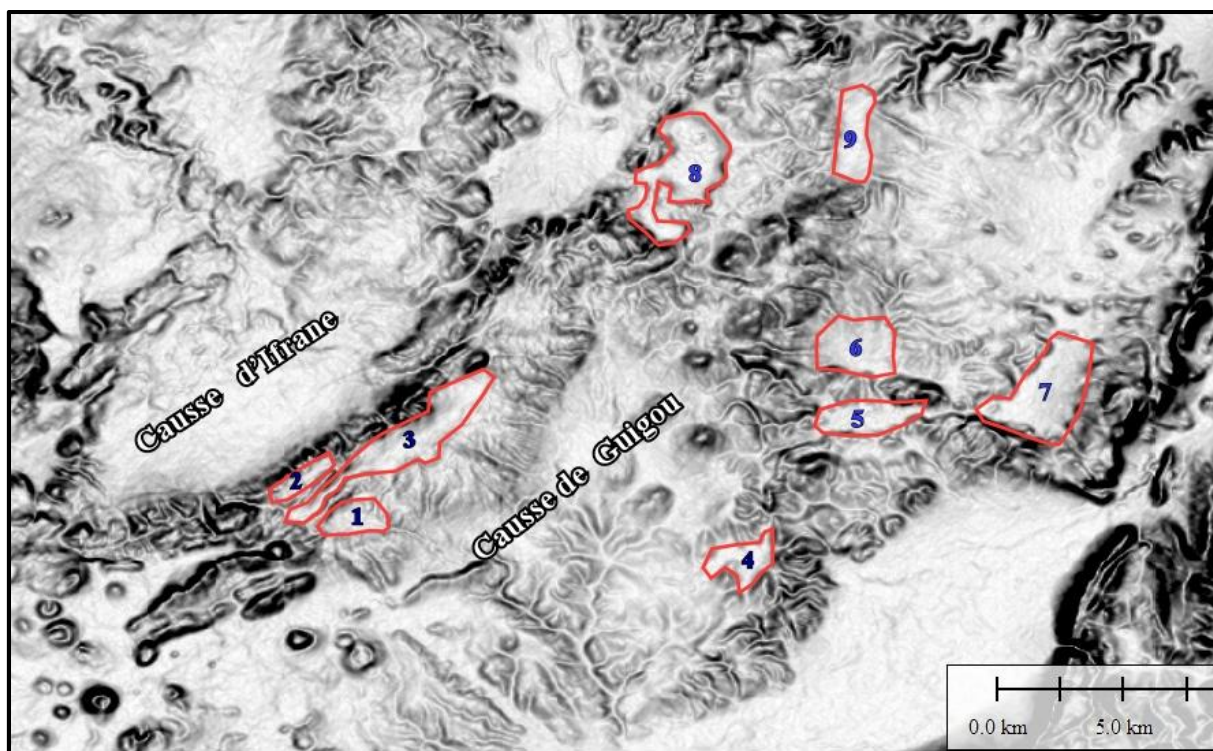


Figure V. 8 : Situation des poljés dans l'image MNT de la zone d'étude. 1. *Boukhoubaye*, 2. *Touna Mrawou*, 3. *Taïliloute*, 4. *Agouni Ouchène*, 5. *Daya El-Kbira 1*, 6. *Daya El-Kbira 2*, 7. *Tijma*, 8. *Ifrah*, 9. *Tiknas*.

Le poljé du lac Ifrah : Située au NE de la ride Taïliloute, la petite plaine du lac Ifrah est une dépression fermée ceinturée de tous côtés par des montagnes de dolomies et de calcaires dolomitiques. Allongé selon la direction NE-SE, le poljé présente un étranglement qui le subdivise en deux dépressions d'inégale surface. Il est effilé dans sa partie méridionale, plus large vers le nord où il atteint une longueur de 3,7 km et une largeur de 2,4 km. C'est dans cette zone que se trouve le lac ceinturé par la courbe de niveau de 1625 m. les rebords du poljé sont nivelés par des aplanissements vers 1680 m.

Un réseau hydrographique dendritique, provenant du sud, se termine par deux ravins qui traversent le poljé du sud vers le nord et alimentent le lac pendant la période des orages et de fonte de neige.

De point de vue lithologique, le poljé du lac Ifrah s'inscrit dans des dolomies du Lias inférieur et dans des calcaires dolomitiques du Lias moyen. Ces formations carbonatées reposent en concordance sur des marnes jaunes infra-liasiques et sur les argiles rouges et les basaltes du Trias supérieur. Les formations fines, imperméables, ont permis la rétention des eaux de surface au fond du poljé et sont donc à l'origine du lac. Le fond plat de la dépression est couvert d'alluvions et de sédiments fins qui datent du Quaternaire moyen et récent.

De point de vue structural, le poljé du lac Ifrah est situé dans le faisceau de l'accident Tizi n'Terhtene. Il est encadré par des failles normales décrochantes (Hinaje & Aït Brahim, 2002). Ces failles ont contribué au creusement du poljé ce qui le classe donc dans la catégorie des poljés tectoniques.

**Le poljé de Boutkhoubaye :** c'est un poljé de bordure encadré par trois reliefs qui sont : Assendal Izem, au NW, avec une altitude de 1960 m, Ari Imaoun, au NE, dont l'altitude ne dépasse pas 1920 m et Taletn'Taleb, au SW, avec une altitude de 1900 m. Le poljé a une forme triangulaire avec des digitations, sa surface est environ 2km<sup>2</sup>. Le fond du poljé, occupé par des argiles de décalcification au NW, est rocheux au SE avec des dolines, un paysage ruiniforme, des pertes, des galeries et des abris sous roches (Sadkaoui, 2011 ; Sadkaoui et al., 2014). Le plus grand abri sous roche a livré des restes humains, des restes d'animaux, de la céramique et des outils lithiques de la période Holocène (Benabdelhadi, et al., 2007).

Le poljé Boutkhoubaye est inscrit dans des calcaires dolomitiques du Lias moyen. Ces formations sont riches en rognons de silex qui servaient à la taille des objets lithiques par l'Homme du Moyen Atlas durant la période holocène. Les dolomies du Lias moyen sont vulnérables à la karstification et ont permis l'installation de dolines en vasques, des dolines en entonnoir et des champs de lapiés. De point de vue tectonique, le poljé de Boutkhoubaye est situé près du faisceau de l'accident Tizi n'Terhtene. Il est traversé par deux ou trois familles de failles ; les NO40, les N120 et les N160. Ces failles ont permis la formation de pertes à travers lesquelles l'eau de fonte de neige est infiltré, une partie des eaux de crues importantes est évacuée vers le causse de Guigou par l'intermédiaire d'un réseau hydrographique de la vallée Ajmou'aillighines. C'est cette fracturation qui a contribué à la formation du poljé de Boutkhoubaye.

La comparaison entre le poljé de Boutkhoubaye et celui du lac Ifrah nous permet de différencier entre deux types, le premier type du lac Ifrah a un fond plat colmaté par des dépôts fins et peut retenir les eaux sous forme d'un lac parce que le creusement atteint les dépôts fins du Trias. Dans le deuxième type le creusement atteint la base du Lias moyen et la fracturation a favorisé l'infiltration des eaux, ce qui justifie l'absence de lac dans le poljé de Boutkhoubaye.

## **2. Dolines**

Une doline est une forme caractéristique d'érosion des calcaires en contexte karstique. La dissolution des calcaires de surface conduit à la formation de dépressions circulaires

mesurant quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. La doline se forme par dissolution du calcaire par l'eau de pluie et de neige. Mais le calcaire comporte toujours une petite fraction d'argiles insolubles. Il va donc se créer une dépression correspondant à la disparition du calcaire avec au fond un dépôt d'argiles imperméables et un exutoire appelé embut par où s'écoule l'eau. Les dolines peuvent être classées en plusieurs groupes (Waltham & Fookes, 2003), chacun possède un mécanisme de formation différent (fig. V.9).

- Les dolines de dissolution sont formées par une dissolution lente et progressive de la partie superficielle de la roche, aidées par un léger effondrement. Elles sont très représentées dans les terrains karstiques nus, donnant une morphologie en cuvette ou en entonnoir ;

- Les dolines d'effondrement sont formées par un effondrement instantané ou progressif du toit d'une cavité. Ces dolines ne sont pas communes ; ce sont souvent les formes très avancées des dolines de dissolution ;

- Les dolines enfouies sont recouvertes par une couverture meuble suite à un changement d'environnement. Des désordres en surface peuvent apparaître par compaction de la couverture au-dessus de la doline et par réactivation de la fonction de drainage de la doline ;

- Les dolines de subsidence apparaissent quand un sol recouvre un karst. L'eau entraîne des éléments de ce sol dans les fissures et cavités. Selon la nature de la couverture, il se crée alors une doline de suffosion (dans les formations sableuses sans cohésion) ou une doline d'effondrement (dans les formations argileuses cohésives) qui s'apparente au second cas.

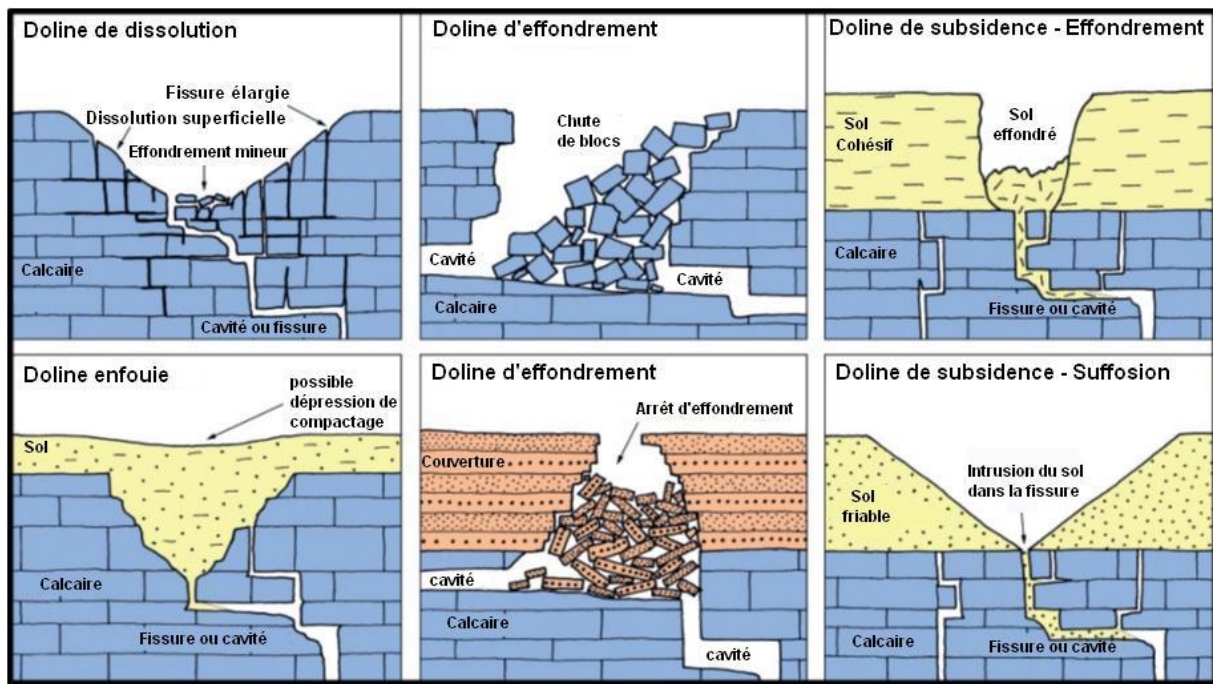


Figure V. 9: Classification des dolines se développant en contexte de roches solubles (Waltham et Fookes, 2003)

La doline n'est pas due à la seule action directe des eaux par dissolution des calcaires, mais naît souvent d'un effondrement de la roche lorsque des cavités souterraines sont sub-affleurantes, proches de la surface. Le plafond de la grotte, alors trop mince, peut s'affaisser, créant une dépression en surface où l'eau s'accumule plus facilement et y dépose par ravinement des argiles. L'ouverture par effondrement de la cavité sous-jacente crée un fontis ou aven. La présence de doline témoigne de l'existence d'un conduit souterrain qui permet le drainage des eaux de surface vers les profondeurs.

Dans la zone d'étude les dolines se répartissent en trois zones : au NW de la ride de Taïliloute dans le secteur d'Afekfak et Tidrine, au SE de la ride de Taïliloute depuis le versant SE du synclinal de Taïliloute jusqu'à la cuvette Michlifene et plus au sud dans le plateau d'Azrou. Les dolines de ces zones hautes (1700m-2000m) sont de type nivokarstiques des hauteurs (Martin, 1981), leur dimension moyenne est de 12-15 m de diamètre sur 3-5 m de dénivellation et sont inscrites dans les séries calcaires et calcaro-dolomitiques. Leur forme peut être circulaire ou elliptique et la plus grande longueur est souvent orientée N-S à NW-SE (fig. V.10). Sur le flanc oriental du synclinal de Taïliloute, les ravins secs prennent naissance dans les dolines sommitales qui deviennent ouvertes en direction de l'aval du ravin. Ces ravins traversent les dolines qu'ils rencontrent et celles-ci perdent leur forme originale. Ce phénomène est aussi observé le long du ravin Igh-Ijamouene qui draine le poljé de Boutkhoubaye.

L'évolution des dolines nivokarstiques des hauteurs est liée aux conditions climatiques. Au-dessus de 1700 m, les dolines sont le réceptacle d'accumulation de neige soit par le balayage du versant au vent, soit parce que la neige se maintient plus longtemps dans les dépressions abritées. En outre, à partir de cette altitude, les dolines présentent une dissymétrie des versants, le versant sous le vent, exposé au NE, à l'est ou au SE est toujours plus raide et plus rocheux que le versant d'en face. Sur les versants exposés au vent la neige fond assez rapidement ce qui rend le degré de la dissolution donc faible par rapport aux versants en face. Cependant, une fois la neige est dégagée la cryoclastie est plus dynamique et fournit des débris de roche. Sur les versants exposés au nord, la dissolution l'emporte et le fond est riche en éléments fins meubles car dépourvus de  $\text{CaCO}_3$ .

A l'exception des dolines des hautes altitudes, où les processus nivokarstiques apparaissent fonctionner aujourd'hui, la grande majorité des dolines nivokarstiques des basses altitudes sont héritées des phases pluviales du Quaternaire. Ce qui nous amène à déduire que la forme des dolines serait un indice paléoclimatique.

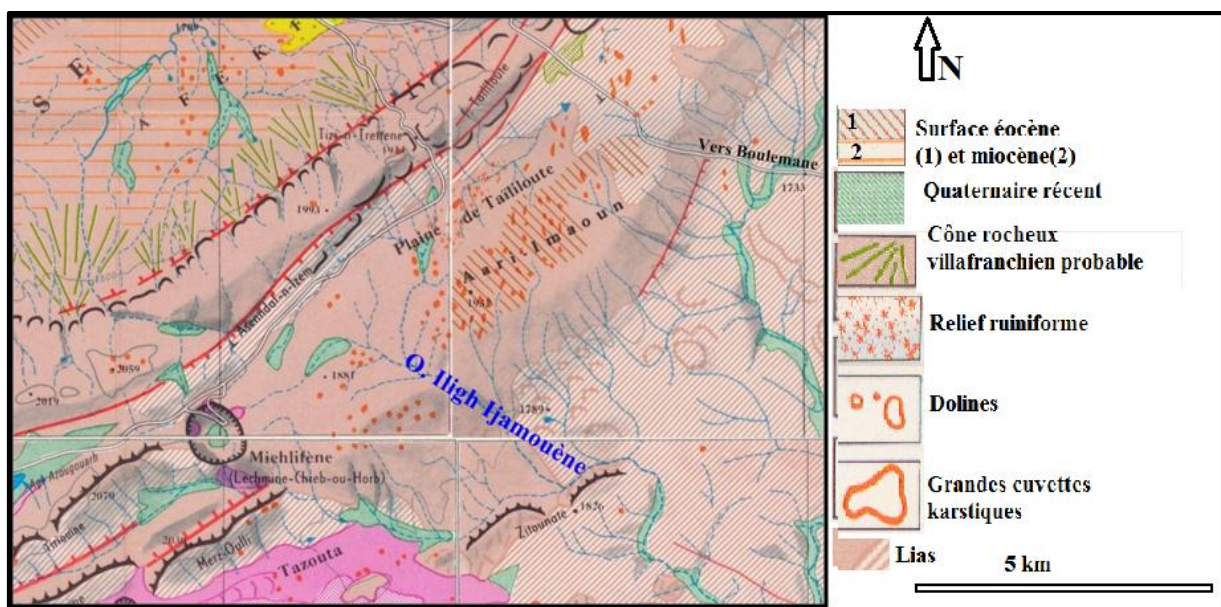


Figure V. 10: Localisation des dolines à proximité de la ride de Taïliloute

A côté des dolines nivokarstiques des altitudes, on trouve sur le plateau de Tidrine, sur le versant du dôme d'Aari Imaoun et dans le poljé de Boutkoubaye des dolines en entonnoir (Sadkaoui, 2011). Elles se présentent en entonnoirs plus larges que profonds avec des versants pentus. Ces dolines en entonnoirs peuvent présenter un orifice central qui correspond à une sorte de ponor permettant l'infiltration des eaux pluviales en profondeur (Fig. V.11). Les dolines en entonnoir résultent d'un processus relativement plus rapide lié vraisemblablement à

un effondrement par soutirage karstique. Ce dernier affecte un karst profond qui serait formé de conduits et cavités qui ont pris naissance le long d'une faille de direction N40°-50°E qui passe à ce niveau (Sadkaoui et al., 2014).

Dans le plateau d'Azrou, couvert par les épanchements basaltiques quaternaires, on note la continuité des dépressions fermées. Il s'agit de cavités cryptokarstiques, elles sont concentrées dans un couloir où les basaltes recouvrent les calcaires dolomitiques du Lias moyen.

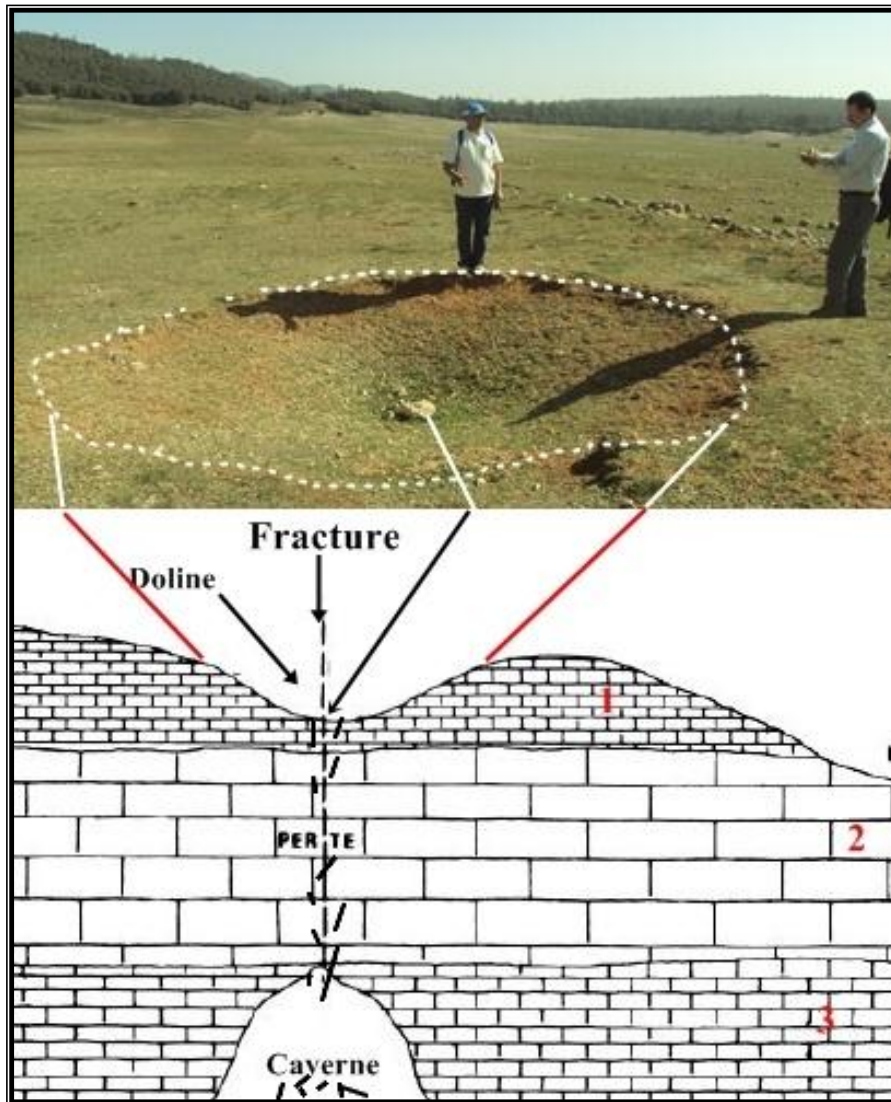


Figure V. 11: Mode de formation d'une doline en entonnoir dans le poljé de Boutkhoubaye (Sadkaoui, 2011). 1 et 3 : calcaire fissuré perméable. 2 : calcaire en grand banc compact

### 3. Reliefs ruiniformes

Ce paysage, typique des régions karstiques présente un aspect de ruines (d'où son nom). Il s'agit de formes dues à l'érosion lorsque le sous-sol est hétérogène (calcaires et

dolomies par exemple, ou grès et calcaires). L'action de l'érosion est inégale, les roches les plus résistantes (aux agressions physiques ou chimiques) formeront des reliefs alors que les roches les moins résistantes disparaîtront et formeront des parties en creux. Ces reliefs sont caractéristiques des terrains à dominante dolomitique. Il est plus délicat de comprendre le mode de formation de ces modelés positifs. Plusieurs explications ont été proposées parmi lesquelles nous retenons que la présence d'un carbonate différent du carbonate de calcium, tel le carbonate de magnésium  $\text{CO}_3\text{Mg}$  des calcaires dolomitiques, il accroît la solubilité de la roche. La dolomite rend le calcaire plus poreux et multiplie ainsi les interfaces eau solvant-roche soluté (Fénelon, 1976). Les zones dolomitisées sont plus solubles que les calcaires purs, ceux-ci résistent mieux à la corrosion et donnent, après départ des strates à dolomies, des reliefs ruiniformes. Dans la région d'étude, deux sites sont riches en reliefs ruiniformes :

- Tidrine (maisons en Amazigh) au nord du plateau d'Ifrane ( $05^\circ 03' \text{ W}$ ,  $33^\circ 30' \text{ N}$ , 1760 m) est constitué de blocs en forme de maisons et parfois taillés en champignons. Ces formes karstiques sont présentes dans les dolomies supérieures d'Ifrane datant du Carixien moyen.

- Au sud-est du col de Tizi n'Terhtene, dans la plaine de Taïliloute, à Aari Imaoun et dans le poljé de Boutkhoubaye (fig. V.12), le relief ruiniforme dessine un couloir parallèle à la ride de Taïliloute dans des terrains dolomitiques du Carixien moyen.



Figure V. 12: Exemple de paysage ruiniforme du poljé de Boutkhoubaye

#### **4. Lapiés**

Les géographes ont adopté le toponyme savoyard de lapié (du latin lapis, pierre) pour dénommer des cavités de tailles limitées et de formes diverses, ouvertes dans les calcaires par la karstification. Leur profondeur varie de quelques millimètres à plus d'une dizaine de mètres dans le cas de formes géantes. Il existe de nombreux types de lapiés selon la forme des cavités et des cloisons intermédiaires.

Les types linéaires opposent des rainures à des cloisons à peu près continues. Dans celui qui est à rigoles, les rainures étroites et plus ou moins sinueuses suivent la pente de la surface. Le type à cannelures, aux tracés rigides systématiquement orientés, exprime les diaclases et les fractures élargies par la karstification. Les cloisons peuvent être massives et à profils émoussés, ou taillées en arêtes et en crêtes acérées. Lorsque les plans de débitage de la masse calcaire se recoupent, le réseau de rainures, quadrangulaire, détermine des tables de lapiés parsemées de blocs déchaussés sur les pentes.

Les types alvéolés varient aussi selon l'organisation et l'importance relative des cavités et des cloisons. Au type en nids de poules, constitué par une multitude de petites cuvettes, s'ajoute celui qui est à puits profonds, localisés aux intersections de fissures. Les lapiés perforants, à minces cloisons ciselées, proviennent d'un taraudage du calcaire par des trous hélicoïdaux. Lorsque les vides l'emportent, on observe des types à chicots, à aiguilles ou à pinacles, dont l'allure et la disposition trahissent l'influence de la fissuration et de la stratification de la masse rocheuse originelle.

Parfois, les cloisons ou les alignements de blocs calcaires émergent entre les rainures colmatées par des produits de décalcification, sous une forêt ou une garrigue. À ces lapiés couverts s'opposent les lapiés nus, certains de ceux-ci provenant du nettoyage par l'érosion de types couverts. L'existence d'amas de dolomie dans le calcaire confère un aspect original aux lapiés, en raison de la moindre solubilité de la première. Leurs cloisons sont alors criblées de multiples tubulures et perforations. Dans des calcaires très dolomitiques, le lapié prend un aspect ruiniforme qui associe, dans le plus grand désordre, des pitons, des murailles, des arches, des couloirs et des cavernes.

Dans la région d'étude, les roches carbonatées sont attaquées par le ruissellement des eaux de pluie et de neige qui dissolvent la roche ou par la gélifraction. Cette dissolution différentielle a mis en relief les fossiles silicifiés (fig. V.13C) qui indiquent la quantité de dolomie qui a été dissoute, par endroit les bancs sont subhorizontaux et la dissolution a développé des formes en nid de poule (fig. V.13A) et de petites cupules ressemblant à des traces de gouttes de pluie (fig. V.13B).

Les roches carbonatées de la dépression montrent en surface :

- Des formes en craquelures dont les canaux entrecroisés ont une profondeur de 3 à 4mm et colonisés par des lichens (fig. V.14).

- Des rainures et cannelures (fig. V.14) ; ce sont de petites dépressions limitées par des crêtes aigues et tranchantes.

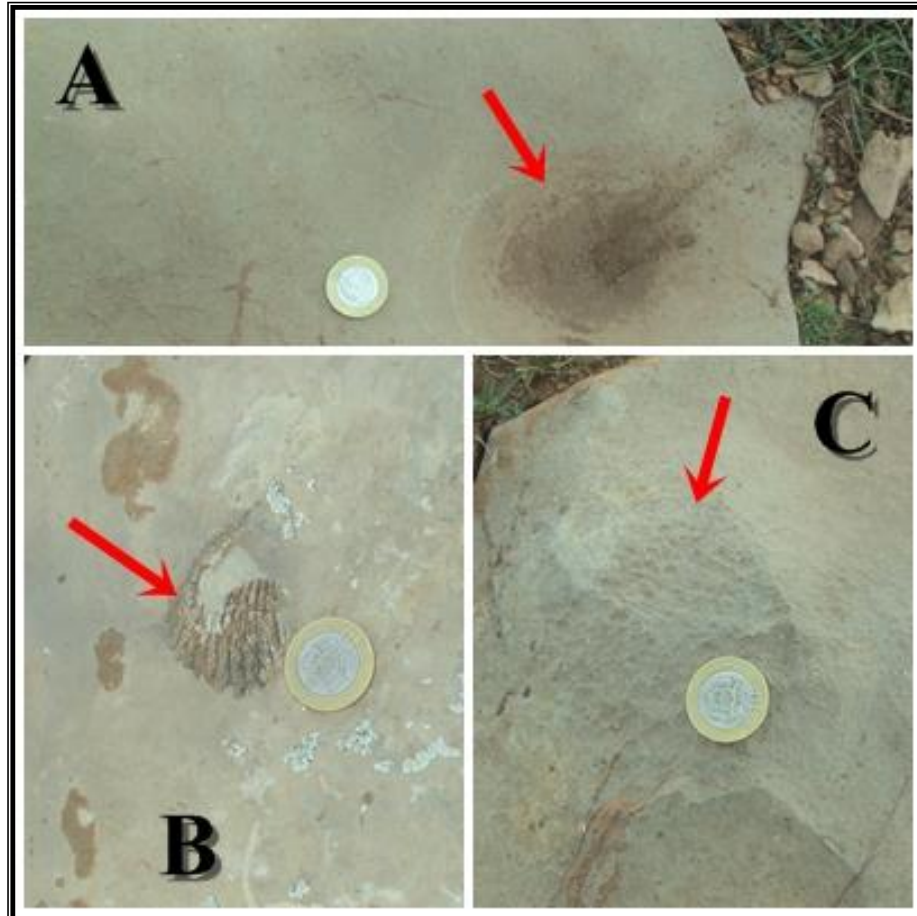


Figure V. 13: Formes de dissolution des calcaires du Lias moyen.  
*A : dissolution en nid de poule, B : fossiles silicifiés en relief, C : dissolution en traces de gouttes de pluie.*



Figure V. 14: Craquelures et rainures sur calcaire bioclastique du Lias moyen.

Les formes en craquelures sont dues à l'action des racines des plantes et les lichens qui s'y développent. Ces lichens font augmenter l'épaisseur des fissures et le lapié devient plus important. En plus de lapiés les dolomies de ce lieu sont fracturées en directions N70, N60, et N140. La karstification emprunte la fracture en formant des réseaux. Au sein de ce réseau on trouve des formes tranchantes dues à la fusion de plusieurs points de dissolution. La dissolution suit les joints de stratification et les fractures et on parle de lapiés de diaclases (fig. V.15A). Une fois élargies ces fissures peuvent aboutir à des lapiés géants : le relief ruiniforme (fig. V.15B).

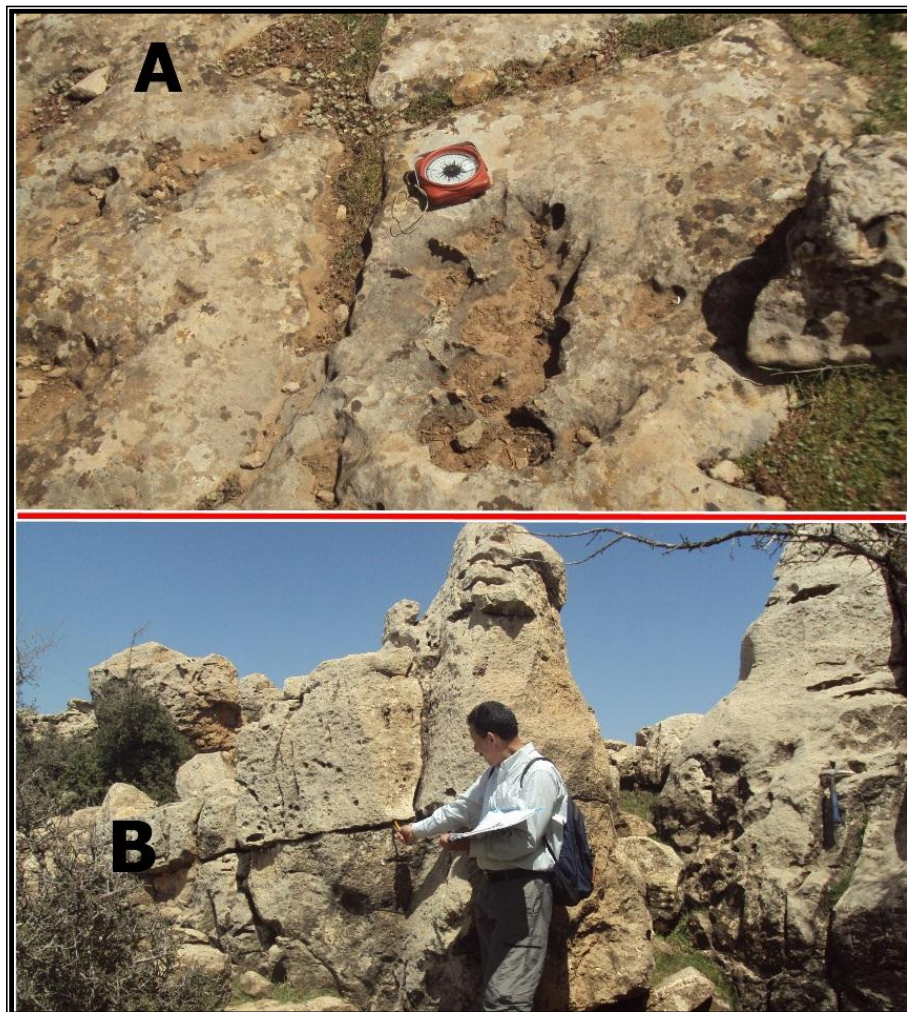


Figure V. 15 : Influence des fractures et des joints sur la karstification.  
*A : lapié de diaclase, B : relief ruiniforme.*

Par endroit la dissolution est intense au niveau de petites failles et de diaclases verticales, puis elle attaque les joints de stratification. Le résultat est une reculée qui augmente de volume avec le temps pour devenir circulaire.

A l'ouest du site archéologique, environ 300m (33°25'24''N, 5°02'60''W, alt.1844m), on trouve au sein des dolomies supérieures des passages riches en Polypiers et crinoïdes avec un contraste de dissolution (fig. V.16).

La dissolution différentielle observée à l'échelle du faciès dans ces dolomies peut s'expliquer par le fait que les dolomies bio construites et fortement recristallisées, permettent par le biais des clivages et le pourtour des fossiles une circulation de l'eau de pluie et formeraient les voies de pénétration préférentielle de l'érosion karstique. Les dolomies en bancs sont moins cristallisées et n'offrent pas de voies pour la karstification. Dans les dolomies saccharoïdes, la dissolution a développé des nids de poules qui s'enfoncent pour donner des canaux. Ces nids deviennent coalescents et la roche se désagrège pour s'éroder complètement.

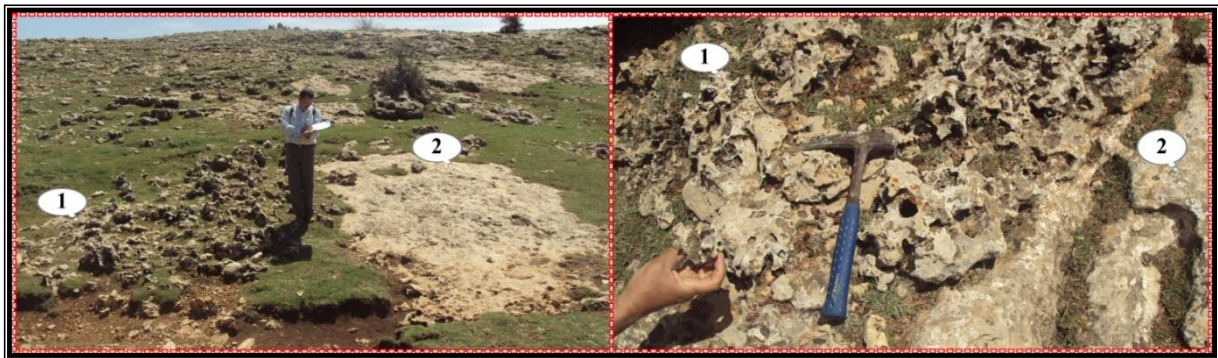


Figure V. 16: Contraste de dissolution en fonction de la lithologie.

1 : Dolomie hautement cristallisée, 2 : Dolomie peu cristallisée.

Dans le poljé de Boutkhoubaye, sont présents des lapiés très profonds (fig.V.17A). Il s'agit de lapiés nus dus à l'élargissement des diaclases par les phénomènes de dissolution. Sur les flancs des vallées on rencontre des Lapiés démantelés résultant de la dissolution avancée de dolomies fracturés (fig. V.17B). Les creux de ces lapiés sont remplis d'un sol sur lequel poussait une végétation et on parle de lapiés semi couverts (fig. V.17C).

Le développement important des lapiés dans cette zone est sans doute dû au maintien de la neige sur le versant exposé au nord (dans l'ombre) auquel s'ajoute l'horizontalité des couches de dolomie qui permet la rétention de l'eau et donc la prolongation de la durée du contact entre l'eau et la roche. Mais l'eau ne peut circuler qu'à travers des fractures qu'elle élargit et quand la base des bancs est érodée ces derniers s'effondrent pour former des tables de lapiés.

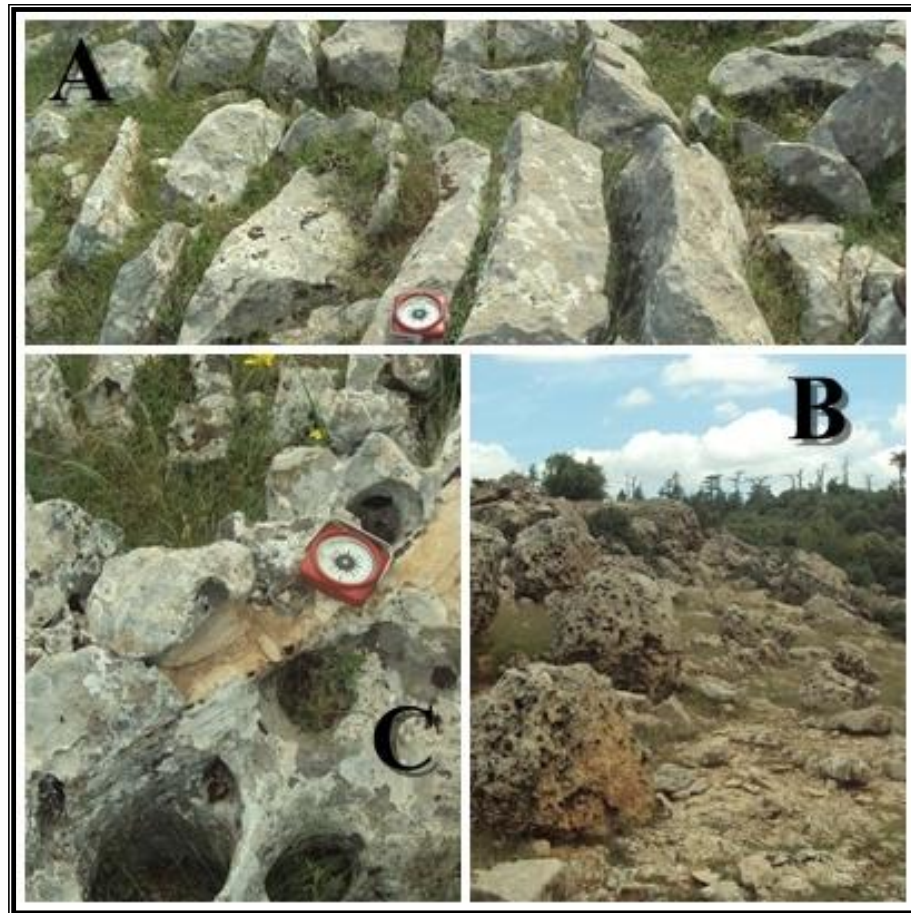


Figure V. 17: Lapiés du nord-est du site de Boutkhoubaye  
 A : lapiés profond, B : lapiés démantelés, C : lapiés semi couverts.

## 5. Vallées sèches

Adoptons la définition d'Aubert (1969) qui a le mérite de rester strictement descriptive : les vallées sèches comprennent "toutes les dépressions longues, étroites et sans écoulement superficiel". Il en distingue trois types :

- Les vallées sèches liées à la tectonique (parallèles aux structures) : dépressions synclinales et combes anticlinales.
- Les vallées desséchées ou mortes (perpendiculaires aux structures) : ruz, cluses ou chenaux de versants, asséchés en permanence ou temporairement par l'aménagement d'une circulation souterraine, souvent marquées à l'amont d'une perte ou d'une doline.
- Les combes karstiques : des dépressions sèches dont l'origine n'est pas évidente.

Les vallées sèches sont les formes les plus nombreuses des régions karstiques, en général leurs flancs sont raides, leurs planchers sont plats et le profil transversal est celui d'un "U" plutôt qu'un "V". Dans la zone d'étude, les vallées sèches prennent naissance dans les crêtes

et traversent des calcaires à petits bancs et diaclasés c'est pourquoi elles ne sont pas encaissées. Les talwegs de ces vallées sont parallèles sur les flancs de la ride de Taïliloute, ont une direction générale N120°-160°E, et deviennent dendritique à chevelu surtout dans le plateau de Guigou. Dans le plateau basaltique d'Azrou les vallées sèches sont courtes et aveugle en raison de la nature de la nappe basaltique qui est constituée, le plus souvent, par des cendres volcaniques très perméables.

Dans le poljé de Boutkhoubaye, les vallées sèches sont concentrées à l'est, au pied du relief d'Idmrane. Elles sont qualifiées de vallées sèches liées aux dépressions karstiques (Martin, 1981). Ces vallées sèches témoignent d'une interaction entre les processus de creusement linéaire et les processus de dissolution. Ces vallées sont incisées dans les formations du Lias moyen. On note que le poljé de Boutkhoubaye reçoit l'eau drainée par les vallées sèches en provenance du sillon de Taïliloute. Certaines de ces vallées sont de petits ravins dérivant de la karstification et se réunissant pour donner naissance à des vallées (d'ordre 2, 3 ou 4 selon la classification de Strahler, (1957) collectrices des eaux et agents de creusement fluvio-karstique du poljé.

Au nord-est de la grande paroi du site archéologique Boutkhoubaye 1, on remarque la présence d'une dépression dont une partie donne naissance à un ravineau (fig. V.18A et B). Cette dépression de quelques mètres de rayon, présente une contre-pente du côté du ravin (fig. V.18C). Elle est creusée dans des calcaires durs intercalés par des lits de calcaires argileux tendres, ce qui favorise une dissolution différentielle.

Au SE du site archéologique, les vallées sèches drainent l'eau de crues vers des pertes avec formation de plans d'eau en période de précipitations. Les vallées sèches suivent les failles N50 et N160 et leurs nœuds donnent naissance aux plans d'eau dans la confluence des vallées sèches. Par endroits, les failles N120 font soulever des bancs pour former des seuils dans le lit des vallées sèches où on trouve également des dolines en entonnoir. Ces dolines permettent sans doute l'infiltration des eaux drainées par les vallées et ces dernières deviennent aveugles. C'est à cet endroit qu'on pourrait avoir une cavité souterraine de taille importante qui pourrait être relié au grand abri du site de Boutkhoubaye1 vue que le diamètre de la doline est important.

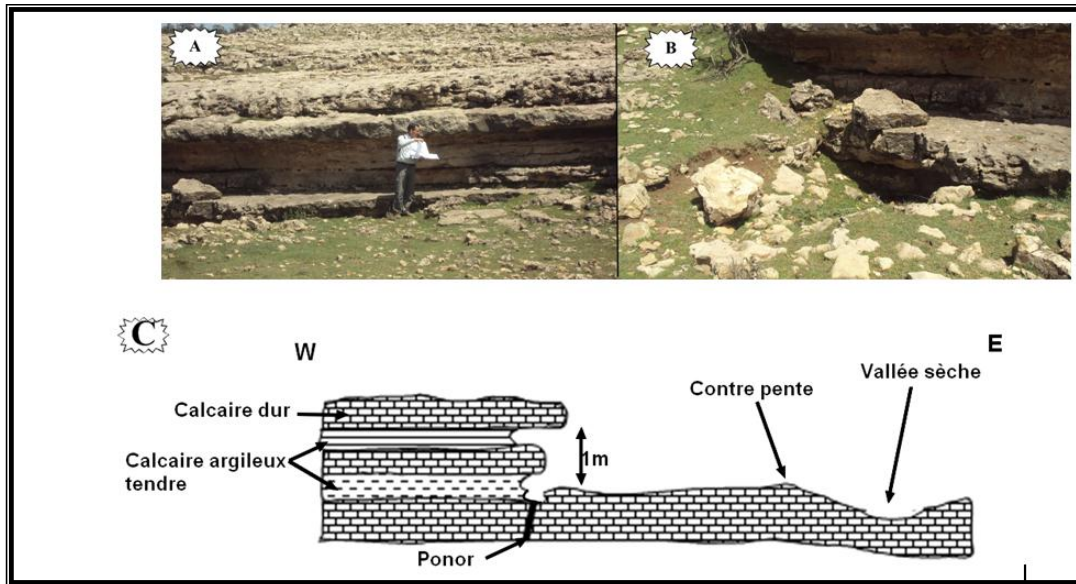


Figure V. 18: Vues et coupe au niveau de la dépression donnant naissance au ravin.  
*A : vue d'un coin de la dépression, B : ponor à la base de la dépression, C : coupe schématique de la dépression.*

Au piémont d'Idmrane, les vallées sèches deviennent de plus en plus profondes et ouvertes (fig. V.19A) ce qui témoigne d'une érosion régressive. Cette érosion est mécanique et les dépôts sont sous forme de coulées boueuses qui colmatent les lapiés, on parle alors de karsts couverts (fig. V.19B). Ces dépôts sont épais au niveau de la confluence de deux vallées et sont constitués de cailloutis et de silts argileux issus de la gélifraction et de la décalcification des roches carbonatées. Ces dépôts sont ensuite incisés pendant les crues (fig. V.19B&C). Les flancs de ces vallées sont couverts d'éboulis. Par endroit les sédiments sont essentiellement des terra rosa de grande épaisseur et la vallée sert de sentier ou piste empruntée par les nomades (fig. V.19D).

Les vallées sèches du flanc SE du synclinal de Taïliloute dérivent de dolines et se réunissent au fond du synclinal pour prendre une direction N40°E qui coïncide avec une branche de l'ATT, puis se perdent dans des gouffres et deviennent aveugles.

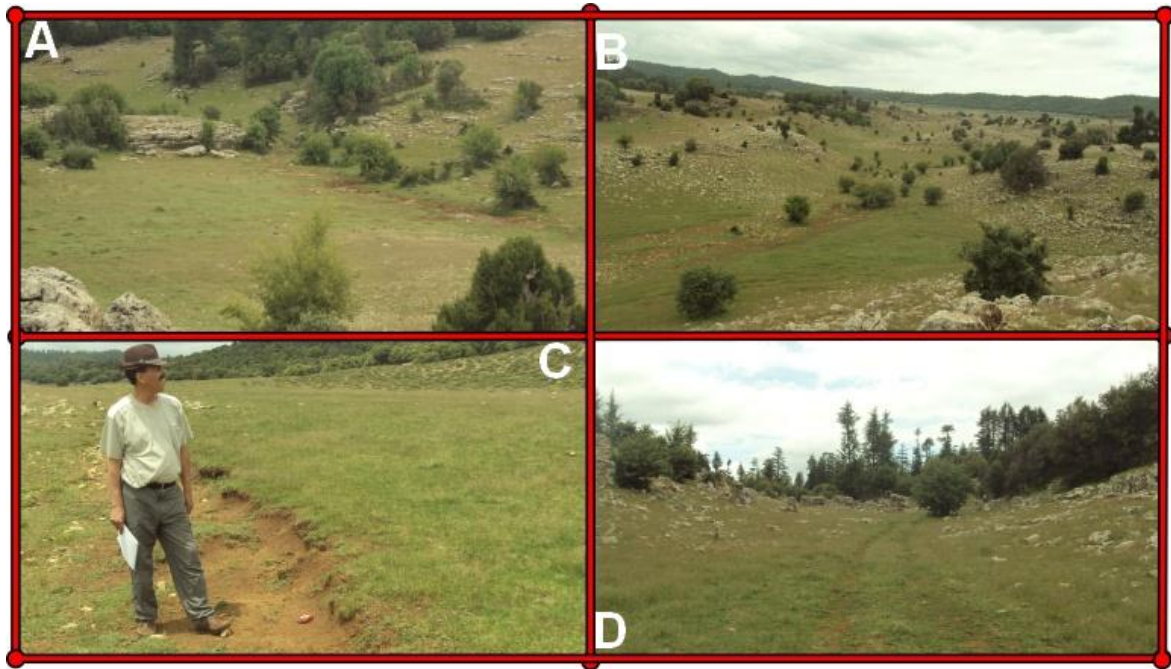


Figure V. 19: Fond des vallées sèches au piémont Idmrane.  
*A : vallée en V ouvert, B&C : creusement dans les dépôts anciens, D : piste dans le lit de la vallée.*

## 6. Formes endokarstiques

Les formes endokarstiques S.S. sont liées à la dissolution des carbonates par les eaux d'infiltration qui engendrent progressivement des vides (depuis les microformes jusqu'aux réseaux spéléologiques). La création des vides karstiques est donc directement dépendante de l'organisation du drainage souterrain et de l'évolution de celui-ci (Delannoy et al., 2001).

Dans la zone d'étude, les formes endokarstiques se sont concentrées dans le secteur d'Aari Imaoun et du poljé de Boutkhoubaye. Avec Benabdelhadi Mohammed nous avons réalisé une campagne spéléologique dans ce secteur en prospectant les formes endokarstiques à travers des gouffres et des avens. Le système endokarstique de la zone d'étude comprend uniquement des conduits endokarstiques. La majorité de ces conduits prennent naissance à la base des dolomies supérieures d'Ifrane et se prolongent dans des calcaires à interlits marneux. Deux types de conduits ont été mis en évidence :

Dans le fond du poljé de Boutkhoubaye, à côté du site archéologique, les conduits tendent à créer des galeries longiformes car la dissolution et les écoulements restent à la base du conduit. Ces conduits reçoivent les eaux d'écoulement superficiel via des vallées aveugles et leur base est remblayée par des dépôts détritiques provenant du flanc nord-occidental du poljé. Les dépôts de la base des conduits sont souvent humides et boueux, ce rend la progression difficile au-delà de 15 m.

Dans la charnière de l'anticlinal d'Aari Imaoun, l'entrée au conduit endokarstique s'est faite à travers un gouffre. Le conduit est rectiligne et s'est formé à la suite de l'effondrement des bancs dans une zone de passage d'une faille. On ne voit pas des signes de dissolution, ni d'écoulement souterrain.

Le plafond des conduits endokarstiques de la zone d'étude n'est pas tapissé de spéléothèmes bien développés. On trouve des draperies qui ne dépassent pas quelques centimètres d'épaisseur et de surface. Ceci nous permet de conclure que l'eau s'infiltrait à travers des diaclases créées par la fracturation et la morphogenèse de ces conduits est fortement liée aux jeux de l'ATT. Le fond des conduits endokarstiques est constitué de dépôts détritiques qui sont postérieurs aux vides karstiques dans lesquels ils se situent. L'étude des formations endokarstiques permet ainsi de travailler sur une histoire plus récente du karst. Les sédiments détritiques sont apportés dans le karst souterrain par les eaux d'infiltration et surtout par les pertes. Dans le poljé de Boutkhoubaye on n'a pas pu analyser les formations détritiques car elles sont remaniées et perturbées par les chercheurs de trésors qui ont complètement perturbé tout le remplissage sédimentaire.

## **7. Crypto- karsts**

Le Plateau d'Azrou est un Causse voilé par une immense chape de basaltes quaternaires. La surface est constellée de centaines de trous (Fig. V.20) de dimensions et de formes variables pouvant atteindre 40 m de profondeur (Martin, 1977). La preuve est apportée, à l'exception de quelques cavités dues à des effondrements de tunnels de lave, s'agit d'un karst sous-jacent affectant le substratum calcaire et répercuté dans la couverture basaltique.

La cartographie des crypto-karsts montre qu'ils sont alignés selon la direction N4-SW, cette zone correspondrait aux calcaires et calcaires dolomitiques du Lias moyen. Rappelons que ces faciès sont tapissés de dolines dans les causses d'Ifrane et de Guigou. On peut donc affirmer qu'il s'agit de dolines colmatées par les produits volcaniques.

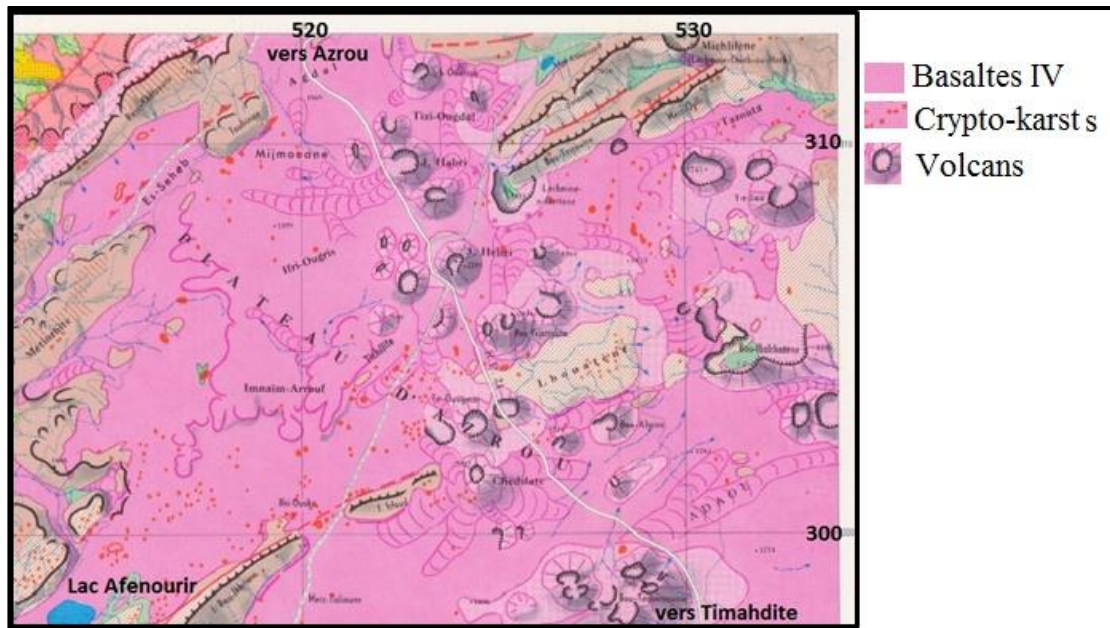


Figure V. 20: Répartition des crypto-karsts du plateau d'Azrou (Martin, 1981).

### III. DISCUSSION

L'origine des formes karstique pose une question d'une grande complexité car elle fait intervenir beaucoup de facteurs parmi lesquels le rôle de la structure et de la tectonique apparait comme fondamental ; cependant on ne doit pas oublier le rôle du climat sur la karstification.

#### 1. Rôle de la structure sur la karstification

La karstification commence dès que les formations carbonatées (calcaires et dolomies), initialement formées sous l'eau, viennent en surface par surrection du fond du bassin et sont soumises à la météorisation. Dès l'émersion, les précipitations acides, puis le ruissellement peuvent commencer leur œuvre de dissolution. Les affleurements de la zone d'étude étant d'âge liasique, ils ont donc connu des karstifications très anciennes et les paysages actuels sont le résultat d'une très longue évolution.

Au cours de la formation des roches carbonatées de la zone d'étude les conditions de sédimentation ont souvent varié (d'un milieu supratidal à un milieu infratidal de la plate-forme interne, puis une barrière récifale ou même à une plate-forme externe), ce qui se traduit aujourd'hui par d'importants changements de faciès (calcaires récifaux, dolomitiques, massifs, en plaquettes...). Parmi les facteurs de discrimination de ces différents faciès, les différences surtout de porosité de la roche doit retenir notre attention puisqu'elle influence la

dissolution des formations carbonatées. De même que les interruptions passagères dans la sédimentation (discontinuités sédimentaires) ont pu intervenir et permettent une intense infiltration des eaux météoriques dans les bancs carbonatés et donc une altération différenciée ce qui aboutit à la sculpture des formes karstiques. Les bancs calcaires lités de Maftah 1 et les marno-calcaires de Maftah 3 du plateau de Guigou ont une porosité faible et se comportent comme un imperméable ; ce qui rend la dissolution difficile et donc l'absence de lapiés. Cependant ces formations sont favorables au développement de dolines parce qu'elles retiennent assez longtemps l'eau de surface.

L'inégale porosité n'est pas le seul facteur expliquant les différences de modelé karstique, d'autres facteurs interviennent : la disposition lithologique des différentes couches, la présence de niveaux imperméables non calcaires comme les interlits marneux de la formation Maftah 3, l'épaisseur de la série karstifiable au-dessus de ces niveaux. La porosité est en relation avec la texture et la lithologie des formations carbonatées (Bousquet, 1975 ; Fabre, 1976) :

- Les calcaires purs et compacts donnent des karsts typiques, à lapiés et à dolines. C'est le cas des calcaires lités de la formation de Maftah 1. Le degré de fracturation, la disposition des accidents tectoniques y jouent un rôle déterminant. Localement les coquilles des Brachiopodes et des Bivalves silicifiés résistent à la dissolution et montrent de petits reliefs sur la roche. Une fois ces coquilles sont détachées de la surface du banc calcaire, elles laissent des creux qui seront ensuite élargies en nids de poules.

- Les calcaires légèrement marneux et finement lités de Maftah 1 et 3, ont donné des karsts à champs de pierres, et à dolines nivales. Les vallées sèches ont localement un développement important sur le flanc SE de Aari Imaoun et de Jbel Michlifene.

- Les calcaires dolomitiques et dolomies supérieures d'Ifrane donnent des reliefs ruiformes et des dolines irrégulières dans la zone de Tidrine et du poljé de Boutkhoubaye.

L'eau peut également utiliser d'autres voies constituées par toute une série de discontinuités affectant les bancs de roches carbonatées. Parmi ces discontinuités, les joints de stratification tiennent un rôle important ; Ils soulignent un arrêt momentané de la sédimentation. Les fentes de toute nature (dessiccation), les vides entre les éléments d'une brèche jouent le même rôle. Cette dissolution élargit les discontinuités et permet la formation de lapiés géants et des champignons. Les discontinuités d'origine tectonique sont très importantes pour le développement de la karstification. Au sein d'un massif calcaire, les tensions (compression, coulissage, distension) fragilisent celui-ci par le biais des failles,

fractures, diaclases et fissures diverses qui s'y produisent. Ainsi au niveau de la charnière de l'anticlinal d'Aari Imaoun et du synclinal de Taïliloute et de Boutkhoubaye les diaclases sont nombreuses et ont deux directions orthogonales, ce qui a permis le développement de dolines dans le fond des synclinaux et les lapiés de tables, champs de pierres et les paysages ruiniformes au niveau des charnières de l'anticlinal. Les dolines sont, par endroit, alignées en chapelet au passage d'une faille ou d'un réseau hydrographique souterrain et sont le plus souvent en entonnoir ou en vasques.

Au cours du Néogène et du Quaternaire, la collision Afrique-Europe a entraîné le rejeu des failles du réseau de l'ATT. Le rejeu normal et en décrochement senestre de ces failles (Hinaje et Aït Brahim, 2002, Hinaje, 2004) a permis le creusement des poljés et des grandes dépressions des causses d'Ifrane et Guigou (fig. V.21). Quand le fond de ces dépressions atteint les argiles du Trias il serait occupé par une Dayet (Dayet Ifrah), si le fond est fracturé l'eau des précipitations n'est retenue qu'en hiver et début du printemps (Agoulmame Azougarh). La majorité de ces dépressions karstiques sont alignées selon la direction N40°E qui coïncide avec la direction de l'ATT.

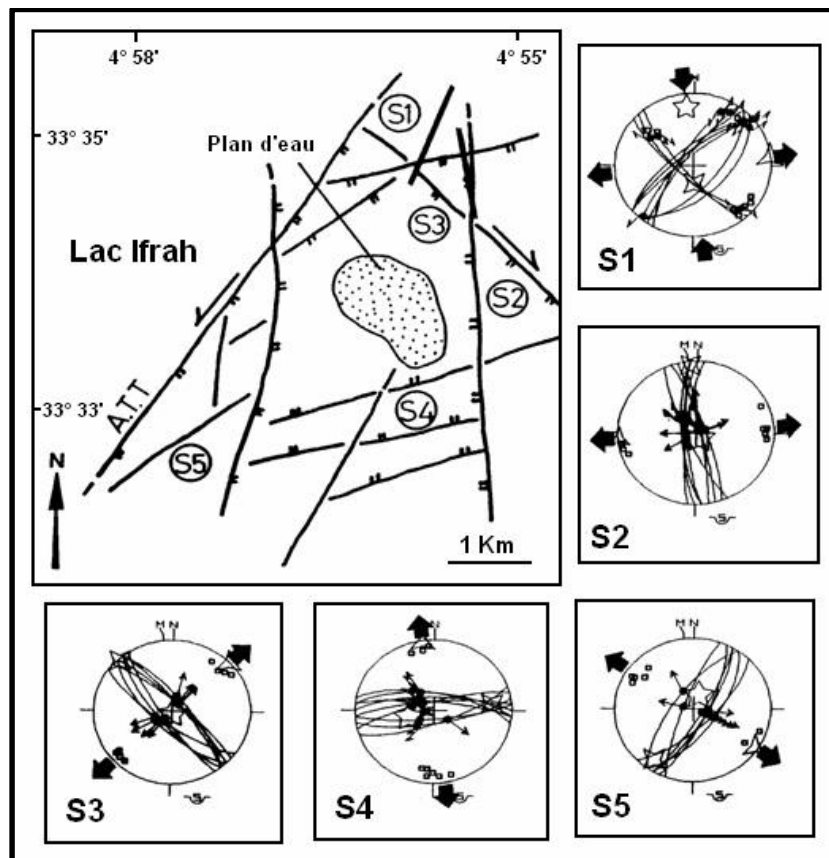


Figure V. 21: Carte structurale du lac Ifrah et paléocontraintes identifiées (d'après Hinaje et Ait Brahim, 2002). A. T. T. : accident de Tizi N'Terhtene S1, S2, S3, S4 et S5 : sites de mesures microtectoniques et stéréogrammes.

On peut retenir que les poljés et les grandes dépressions sont situés aux terminaisons des segments du réseau de l'ATT, ils sont le résultat de rejeux conjugués des failles normales et de décrochants. Sur le plateau de Guigou, les poljés et les grandes dépressions exploitent une faille unique avec ou sans zone de broyage. On qualifie ces poljés de poljés-failles. Les dolines et les pertes sont alignées en chapelets selon la direction des failles secondaires et des structures de Riedel. Ces dépressions sont remplies de dépôts sédimentaires (cônes et alluvions) qui datent du Quaternaire, ce qui indique que leur formation est anté-Quaternaire.

## **2. Influences climatiques sur les processus karstiques**

L'un des grands débats qui a animé les karstologues est celui de l'influence des climats sur le façonnement des morphologies karstiques et Les partisans de la géomorphologie climatique ont interprété de nombreuses formes karstiques comme des formes zonales. Le climat s'exerce essentiellement par le biais des précipitations (la quantité d'eau et de neige) et des températures. Mais bien entendu c'est l'ensemble des données tant géologiques que climatiques que l'on doit considérer pour tenter de comprendre les morphologies et les dépôts karstiques.

L'action de la température (donc la latitude, la saison, le jour et la nuit, l'exposition et l'altitude) sur la karstification s'exerce sur la solubilité du CO<sub>2</sub> (et donc des carbonates) et sur la vitesse des réactions chimiques. Les variations de température jouent un rôle non négligeable par le biais des réactions chimiques, et donc de la corrosion, notamment dans le sens vertical car la température varie rapidement avec la profondeur. On sait par exemple que le CO<sub>2</sub> est plus soluble à basse température qu'à haute température et donc en théorie des eaux froides devraient être plus agressives (Corbel, 1975). Mais cela doit être pondéré par le fait qu'une augmentation de la température a tendance à favoriser les réactions chimiques (la vitesse de réaction est une fonction exponentielle de la température) et donc la dissolution (Biro, 1966 ; Muxart, 1971), car elle favorise la vitesse de diffusion du CO<sub>2</sub> dans l'eau et celle de mise en solution des carbonates par l'eau chargée de CO<sub>2</sub>. En fait, d'une façon générale, les eaux du milieu tropical dissolvent les carbonates beaucoup plus vite que celles des milieux froids (Rossi, 1980). Cette idée a été fortement soutenue car la morphologie des karsts tropicaux particulièrement développés est d'un modelé récent et même actuel (Avias, 1959 ; Renault, 1958 ; Saint-Ours (de), 1959 ; Géze, 1963). Ainsi, en Nouvelle-Calédonie (Avias, 1959), la couverture schisteuse masquant les calcaires karstifiés, n'a disparu qu'au Plio-quaternaire, époque depuis laquelle il n'y a pas eu de glaciation dans cette région. On doit

penser à l'influence de la respiration nocturne de la végétation luxuriante tropicale pour augmenter la teneur en CO<sub>2</sub> des eaux pendant la nuit, ce qui, en plus du phénomène de la rosée et d'abondantes précipitations, expliquerait l'active dissolution superficielle. On ne doit pas nier le rôle de l'activité biologique du sol comme source importante du CO<sub>2</sub>. Ces conditions sont offertes dans les zones tropicales et de ce fait le taux CO<sub>2</sub> dans le sol peut varier entre 0,2 et 2 % (Adams et Swinnerton, in Roques, 1962). La température de l'eau n'est donc pas le seul facteur conditionnant sa teneur en CO<sub>2</sub> lorsqu'elle atteint le milieu souterrain, c'est la pression partielle de ce gaz dans l'atmosphère en général et dans le sol en particulier (due à des phénomènes biochimiques) qui semble jouer un bien plus grand rôle (Drogue & Plegat, 1971). Comme l'activité biochimique diminue et s'annule quand la température s'abaisse, les eaux des régions froides ne doivent généralement pas être fortement agressives vis-à-vis du calcaire. De ceci on peut conclure que les karsts des régions tropicales qui se développent rapidement et on peut se poser la question sur les karsts du Moyen Atlas s'ils sont hérités d'un climat tropical ou se sont-ils formés au cours des périodes froides du Quaternaire. Pour répondre à cette question, une distinction doit être faite entre les formes karstiques tropicales et celle des régions plus froides. Dans l'étude de l'évolution du climat dans le Causse moyen atlasique (Chap. II.2), nous sommes arrivés à conclure que la zone d'étude était sous un climat tropical à subtropical au cours du Miocène. Donc les karsts modelés dans la surface d'aplanissement éocènes et miocènes correspondent à des karsts tropicaux comme le cas des paysages ruiniformes de Tidrine et Aari Imaoun, le poljé du lac Ifrah et une majorité de dolines éparpillées dans le plateau d'Afekfak. Ces formes karstiques tropicales ont été remodelées, au cours des périodes froides du Pléistocène, par la cryoclastie et ont perdu leur forme originale.

On peut retenir que la karstification est ancienne dans le causse moyen atlasique, la majorité des karsts est creusé au dépend des surfaces éocènes et miocènes. Au cours de ces périodes régnait un climat tropical à subtropicale dans le Moyen Atlas et donc les formes karstiques sont de type tropical, mais remodelées par les climats froids du Pléistocène et ont perdu leur caractère original. La distribution des formes karstiques, avec les paysages ruiniformes dans les secteurs de Tidrine et Aari Imaoun, les poljés et grandes dépressions au pied de la ride et de Jbel Timdikine s'explique par les variations des faciès carbonatés dans ces secteurs et par l'amplitude des diaclases au niveau des failles du faisceau de l'ATT.

## **CHAPITRE VI : NÉOTECTONIQUE DE LA RIDE DE TAÏLOUTE**

Sur les continents, de nombreux agents érodent et redistribuent les dépôts, et en général seuls les lacs peuvent contenir des dépôts sédimentaires continues. Un des intérêts suscités par l'étude de ces dernières réside dans le fait qu'ils renferment des informations sur les climats anciens et leur évolution au cours du temps. Plusieurs études sédimentologiques ont été faites sur les lacs du Moyen Atlas et ont apporté de précieuses informations sur l'évolution climatique et environnementale. L'analyse des carottes prélevées dans les lacs ne permettent pas de mettre en évidence une néotectonique.

Le plateau d'Azrou est couvert par des épanchements volcaniques quaternaires. Ces basaltes d'âge compris entre 1,5 et 0,5 Ma ont subi les effets des fracturations post-volcaniques encore visibles actuellement. Ce chapitre est consacré à la mise en évidence des indices néotectoniques pour comprendre l'évolution de l'ATT.

### **I. Archives lacustres**

L'orientation NE-SW de l'accident structural ATT et des lacs du Causse de Guigou suggère une relation génétique survenue à la suite d'événements tectoniques qui auraient favorisés leur genèse. Parmi ces lacs, celui d'Ifrac offre des affleurements de structures sédimentaires perturbées par la néotectonique. En effet, la dépression qu'il abrite correspond à une zone d'effondrement engendrée par un réseau de failles longitudinales (N040E) et transversales (N120E) (Hinaje et Aït Brahim, 2002 ; Hinaje, 2004). Le lac est alimenté par l'intermédiaire de deux oueds dont le plus important est celui qui longe l'accident de Tizi-n-Terhtene. Ce dernier prend sa source en contrebas de Koudiate Timzourine, puis suit une direction NE-SW qui devient E-W à l'embouchure du lac. Cet oued a creusé un ravin pouvant atteindre localement plus de 4m de profondeur faisant apparaître les formations lacustres et les structures tectoniques qui les ont affectées. Ainsi, les levés géologiques de ce ravin montrent que les informations enregistrées dans les formations sédimentaires lacustres de l'Holocène qu'il entaille offrent une opportunité de lecture stratigraphique et tectonique unique dans cette région.

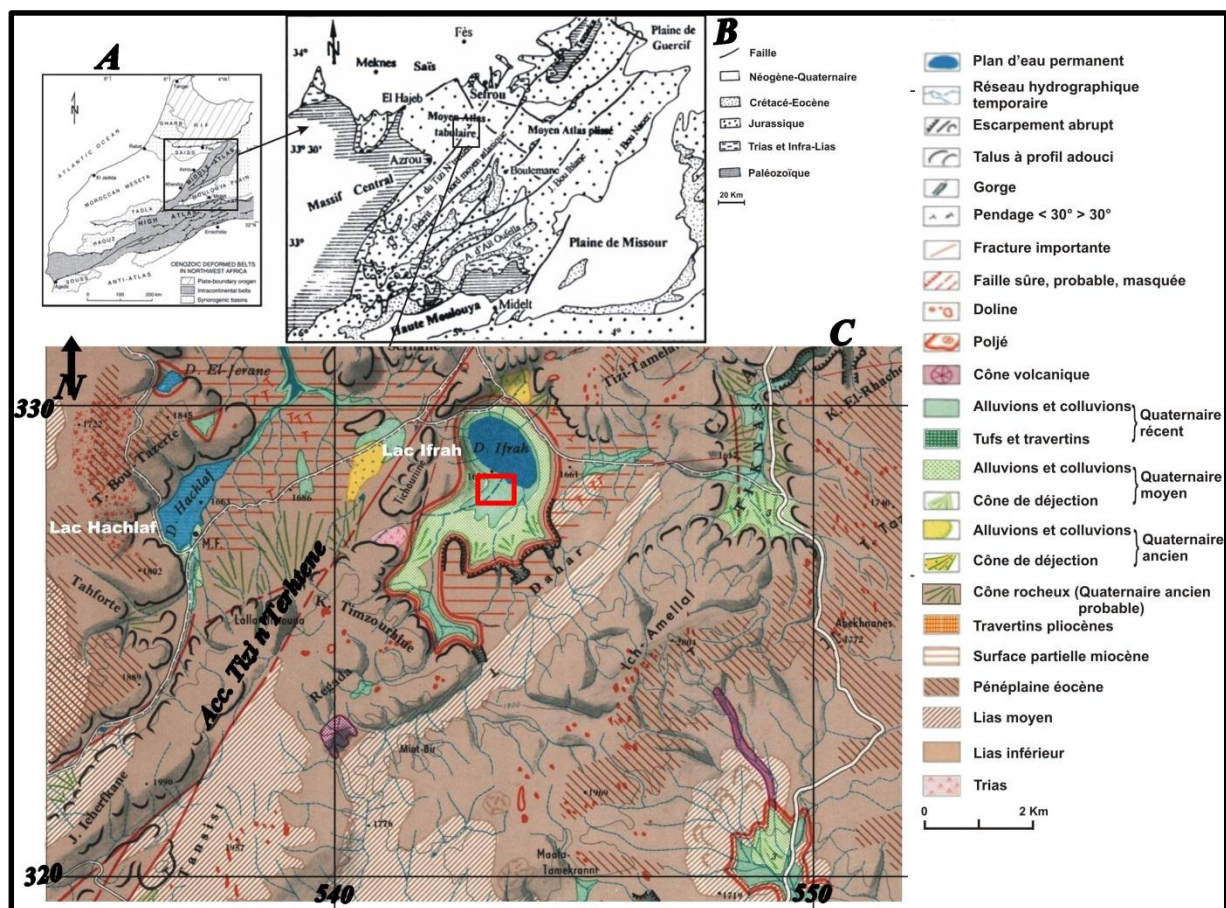
Les travaux antérieurs réalisés sur les sédiments du fond du lac d'Ifrac ont permis la reconstitution des derniers paléoclimats tout en détaillant l'évolution du paléo-environnement du lac depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène (Rhoujjati, 2007 ; Ettabai, 2009).

Cependant, les études des dépôts des séquences de rivage ainsi que les structures tectoniques font défaut. L'objectif de ce travail est de mettre en évidence les indices de la néotectonique pendant l'Holocène de l'accident Tizi n'Terhtene à travers l'analyse des structures qui ont affecté la séquence stratigraphique lacustre. Pour ce but nous allons d'abord placer le lac dans son cadre géographique et géologique, analyser la séquence de rivage en comparaison avec la carotte sédimentaire et enfin étudier et discuter les structures néotectoniques.

## 1. Cadre géographique et contexte géologique

### 1.1. Cadre géographique

Le lac Ifrah se situe dans la partie ouest du Causse d'Amekla à environ 20 Km à l'est de la ville d'Ifrane (fig.VI.1). La dépression qu'il abrite est un poljé encadré à l'ouest par la ride de Taïliloute, à l'est par une surface d'aplanissement miocène ainsi que les collines du Dahar, au sud par les collines de Koudiate Timzourine et au nord par Tizi-Tamelalt.



**Figure VI. 1: Localisation de la zone d'étude.** A : les domaines structuraux du Maroc, B : Esquisse structurale du Moyen Atlas (d'après Colo, 1961), C : Extrait de la carte géomorphologique de Séfrou au 1/100000 (d'après Martin, 1981). Le Causse Moyen Atlasique est traversé par l'accident de Tizi n'Terhtene dont les branches ont participé à l'édification du Poljé abritant le lac Ifrah.

Le lac présente une géométrie en forme allongée suivant la direction NW-SE et occupe une superficie de 200 ha. La topographie du bassin versant est caractérisée par des collines plus ou moins arrondies qui pourraient être en relation avec le développement d'un poljé (relief karstique) le long d'une direction structurale N120°E, associé éventuellement avec un creusement (et /ou rabotage) sous glaciaire du lac lors des périodes froides et humides glaciaires quaternaires. Les versants sont escarpés et cachent derrière eux une seconde dépression qui communique avec le lac par l'intermédiaire de deux ravins. Le lac d'Ifrac est alimenté par un chevelu dendritique de ravins provenant des reliefs composant le bassin versant. Le Ravin en étude est orienté suivant une direction nord-sud.

## **1.2. Contexte géologique**

La lithologie du Causse d'Amekla (Moyen Atlas) est essentiellement dominée par les faciès dolomitiques et calcaro-dolomitiques du Lias inférieur et moyen reposant en concordance sur des formations tendres argileuses et gypsifères attribuées au Trias (Colo, 1961) qui affleurent à la faveur d'accidents sous la forme de pointements au sud-ouest du lac Ifrac. A cet endroit apparait, au-dessus des couches triasiques, une couche similaire aux marnes jaunes infra-liasiques de la région de Tahla (Charrière, 1990). Au-dessus de cette formation jaunâtre, la base du Lias se matérialise par des dolomies qui affleurent sous forme de dolomie sableuse ou de dolomie compacte d'épaisseur plus réduite, cédant localement la place à des calcaires dolomitiques (fig.VI.2). Les calcaires francs couvrent des superficies peu étendues.



Figure VI.2: Extrait de la carte géologique de Séfrou au 1/100000 (d'après A. Charrière, 1989). L1-2 : Lias inférieur, L2-3 : Carixien inférieur, L3 : Carixien supérieur, L4 : Domérien

Au-dessus des formations liasiques reposent directement les formations du Quaternaire à cause de lacunes ou absence de dépôt des formations intermédiaires. Ces affleurements sont très réduits et sont le plus souvent composés par des alluvions, des colluvions et des cônes de déjection qui occupent le fond des poljés. L'empilement sédimentaire lacustre au cœur du lac (fig.VI.3) renferme des silts argileux qui couvrent 23000 ans BP (Rhoujjati, 2007).

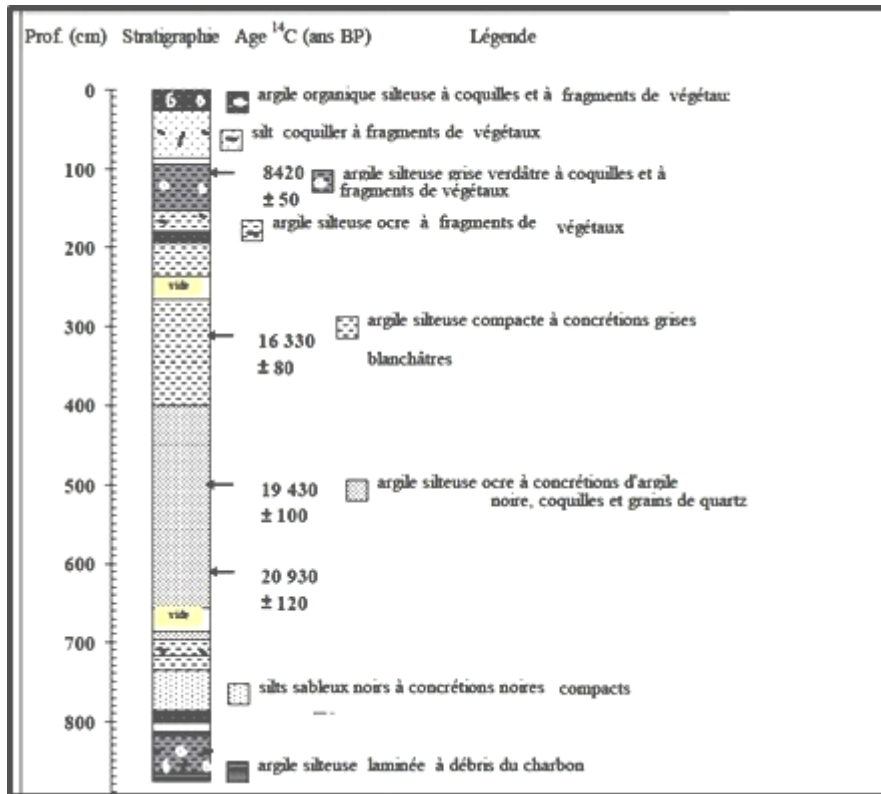


Figure VI.3:Lithostratigraphie de la carotte du lac Ifrah (Rhoujjati, 2007)

La séquence lacustre est constituée par des silts (73%), des argiles (24%) et des sables (3%). Cette fraction fine est riche en fragments de coquilles et de bois (Rhoujjati, 2007).

## 2. Analyse et réinterprétation des données anciennes

\* Stratigraphie de la séquence du rivage

Le lac Ifrah reçoit actuellement la décharge de deux oueds ravinés issus du côté SW du bassin versant, dont l'un entaille les sédiments du lac mettant ainsi à jour la séquence lacustre (fig.VI.4).

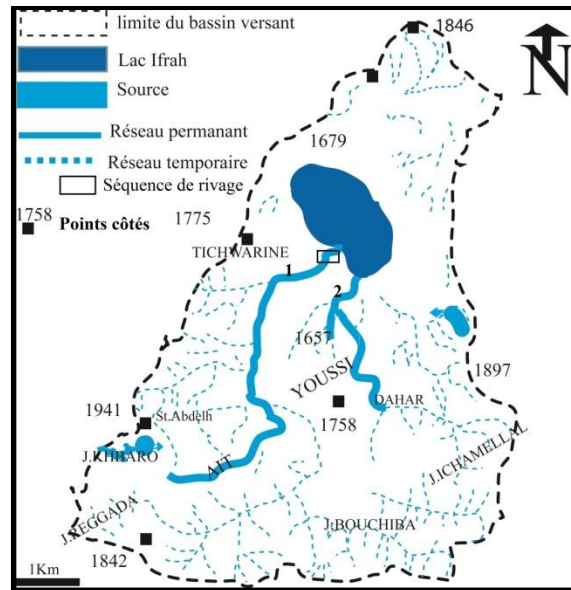


Figure VI.4: Bassin versant du lac Ifrah. *L'alimentation du lac se fait essentiellement par le versant sud.*

La séquence stratigraphique mise en évidence par érosion dans le ravin 1 qui est orienté NE-SW a une épaisseur d'au moins quatre mètres à l'affleurement. Les différentes unités la constituant nous ont permis de dresser un log lithologique simplifié (fig.VI.5) :

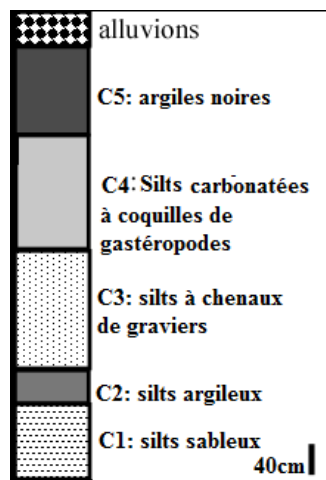


Figure VI.5: Log stratigraphique de la séquence synthétique du rivage sud du lac Ifrah (rivière 1). *La présence de craie à coquilles de gastéropode est interprétée comme étant le résultat d'une nappe ou coulée de gélifraction épanchée sur le versant*

II. La couche C1 de couleur brune et de texture argileuse présente des intercalations de lits de sables ne dépassant pas 1cm d'épaisseur. Elle se termine par un lit de sable épais de plus de 80cm formé d'éléments grossiers de 1 à 2cm et de lits silteux de couleurs ocre.

III. La couche C2 brune très pâle, de texture argileuse a une épaisseur moyenne de 40 cm. Elle présente de fins lits bruns foncés de même nature que la couche C1 et qui traversent

obliquement la totalité de la couche C2 sous forme de plaquettes. Ceci montre une interpénétration de ces deux couches. Ce phénomène trouve son explication logique par une injection de la couche C1 dans la C2 (fig.VI.5) sous les effets d'un séisme sur un sédiment gorgé d'eau (Seilacher, 1991).

IV. La couche C3a un ton brun foncé et une texture fine. Elle présente des figures de chenaux remplis de graviers à matrice sableuse. Les éléments grossiers sont des fragments de calcaires et de silex liasiques présentant très souvent un degré d'émoussé prononcé.

V. La couche C4 formée de silts carbonatés gris à blanchâtre de texture argileuse, est traversée par des lits silteux jaunes renfermant des coquilles de Gastéropodes d'eau douce. La formation de cette couche est en relation avec une coulée de gélifraction carbonatée qui a couvert la surface du lac.

VI. La couche noire C5 riche en manganèse se débite en prisme et présente des fentes de dessiccation vue ses teneurs élevées en argiles gonflantes. Ces argiles sensibles aux saisons contrastées favorisent une profonde pédo-turbation. Les faibles épaisseurs de C4 et de C5 sont dues à l'érosion suivie de dépôt des cônes de déjection qui couvrent la séquence lacustre. Ces dépôts de cônes correspondent à des sédiments fins, de couleur marron et renferment des lentilles de graviers à matrice sableuse.

La granulométrie de la séquence montre que les silts représentent la fraction la plus abondante avec une moyenne de 81% (fig.VI.6). Les argiles et les sables représentent respectivement 2 et 17%. L'abondance de la fraction fine observée serait le résultat d'une hydrodynamique à faible énergie pendant toute la période de mise en place de cette séquence sédimentaire. Autrement dit le lac aurait connu une alimentation importante et donc un haut niveau lacustre. Cependant la présence de barre de gravier à l'intérieur des couches 1 et 3 s'explique par la situation de la séquence en bordure du lac et à l'aval du ravin qui alimente le lac.

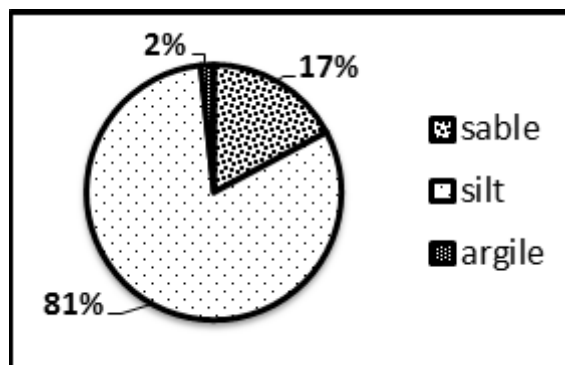


Figure VI.6:Granulométrie globale de la séquence stratigraphique.

Au cours de l'année 2000, une carotte d'environ 10 m a été prélevée au bord du lac (fig. VI.5 et7), située à quelques mètres du rivage, au nord-est du bassin (Rhoujjati, 2007). Elle a fait l'objet d'une étude sédimentologique, géochimique (organique et minérale) ainsi que d'une mesure de la susceptibilité magnétique.

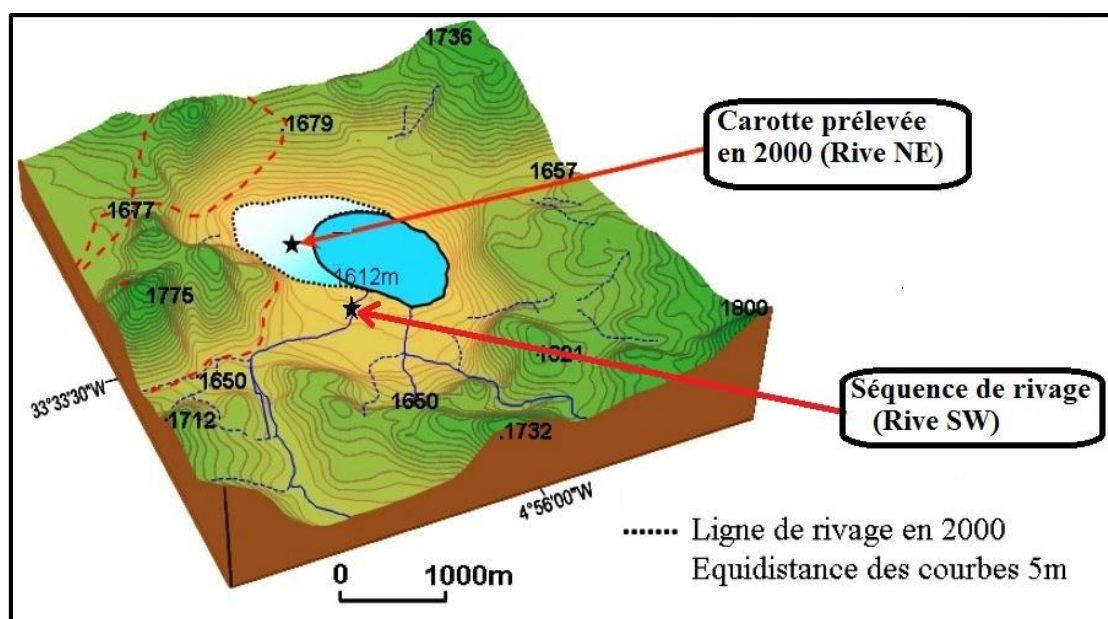


Figure VI.7:Localisation de la carotte prélevée en l'an 2000 et de la séquence de rivage (Rhoujjati,2007).

L'analyse granulométrique de la séquence de la carotte lacustre montre que les silts constituent la fraction la plus abondante avec une moyenne de 73%. Les argiles et les sables représentent respectivement 24 et 3% (fig.VI.8).

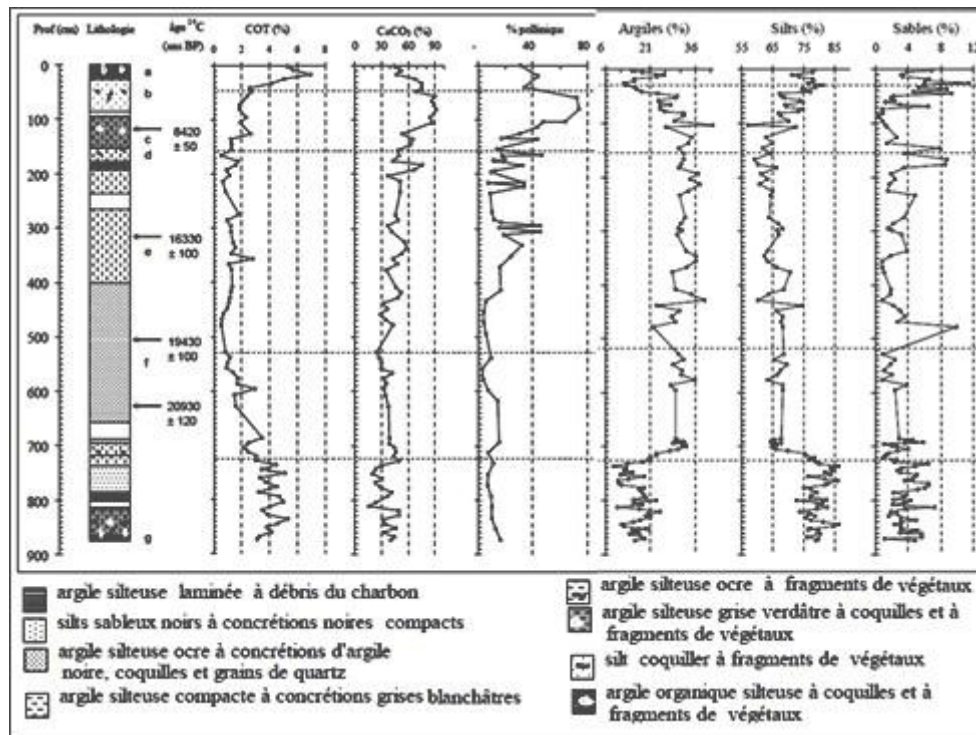


Figure VI.8: Résultats de l'analyse granulométrique et de la géochimie de la séquence de la carotte d'Ifrah (d'après Rhoujjati, 2007).

Les résultats des analyses granulométriques et géochimiques permettent de subdiviser la séquence du DayetIfrah en cinq unités climato-stratigraphiques (Rhoujjati, 2007). Pour des raisons chronologiques et dans le but d'une corrélation avec la séquence de rivage nous avons repris les subdivisions de Rhoujjati (2007) :

- L'unité antérieure à 21000 ans BP se caractérise par des apports silteux importants, des teneurs élevées en matière organique et une réduction du taux des carbonates. Cette unité correspond à une période relativement humide sous un climat favorable à une productivité primaire avec l'alternance de période sèche et pluvieuse. Cette période correspond au pléniglaciaire moyen ou stade isotopique 3 (Durand & Lang, 1986 ; Paulissen & Vermeersch, 1987 ; Rhoujjati, 1995 ; Sifféddine et al. 1996 ; Rhoujjati et al. 2007).

- L'unité comprise entre 21 et 12000 ans BP voit le déclin de la productivité primaire pour atteindre son paroxysme à la fin de cette période. L'abondance des apports argilo-silteux la réduction voire l'absence du couvert végétal montre que le climat était aride. Cette période serait l'équivalent du pléniglaciaire supérieur ou stade isotopique 2.

- L'unité comprise entre 12000 ans BP et l'actuel correspondant à l'Holocène et perçoit le retour de la productivité primaire et l'installation du couvert végétal sur le bassin versant.

La corrélation entre la séquence de la carotte et celle du rivage, située à 1km au SW, montre que la séquence du rivage serait de 5 m d'épaisseur et que les couches C1 à C5 correspondraient donc respectivement aux couches « e » à « a » de la carotte. Ceci laisse à penser que l'âge de C4 serait postérieur à  $8420 \pm 50$  ans BP. En considérant les résultats de la géochimie organique et minérale livrés par la carotte prélevée dans le lac Ifrah (Rhoujjati, 2007) et la nature calcaire de la couche C4, nous pouvons affirmer que les couches C4 et C5 se sont déposées en période sèche et chaude de l'Holocène.

#### \* Les structures tectoniques

La partie avale du ravin, de direction générale NE-SW, peut être subdivisée en plusieurs tronçons ou chenaux rectilignes selon le changement de direction qu'il a subi : les directions N010°E, N120°E et N030- 060°E (fig.VI.9) sont prédominantes.

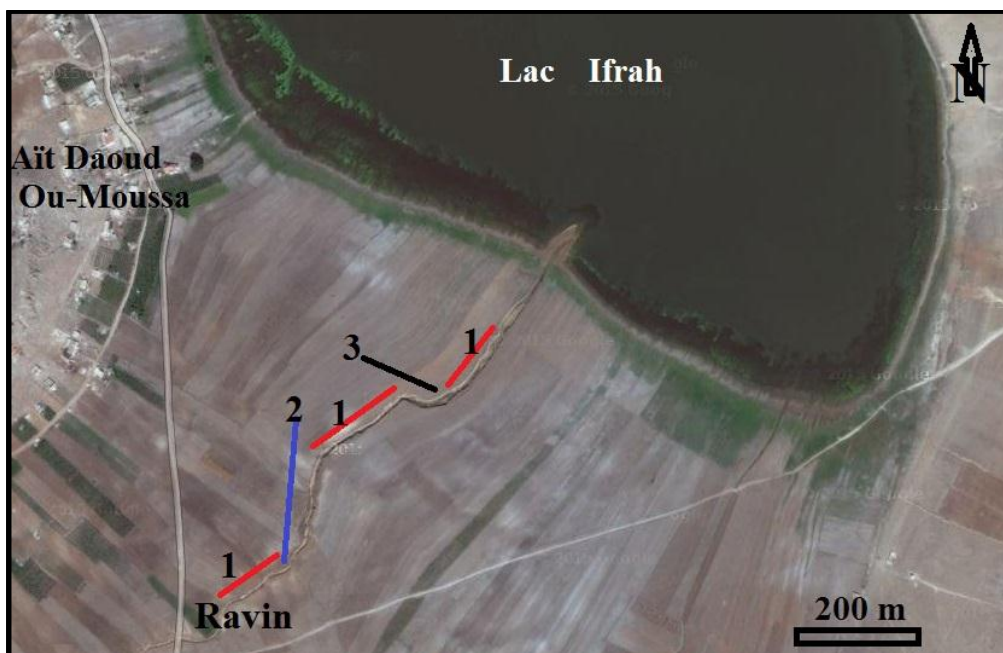


Figure VI.9: Directions des anomalies de drainage du ravin étudié (©2014Google Earth, Image©2015 CNES/Astrium). 1. N30-60, 2. N00, 3. N120.

Ces directions de drainage sont obliques au drainage régional (Deffontaines et al. 1991, 1992 A et B, 1993, 1994 A et B ; Deroin et al. 1995 ; Pubellier et al., 1994), elles correspondent aux directions des failles qui encadrent le lac Ifrah et qui sont à l'origine du poljé (Hinaje et Aït Brahim, 2002). Elles supposent un rejeu néotectonique de ces failles qui doit être vérifié dans les dépôts lacustres affleurant le long du ravin.

Nous avons choisi deux endroits pour décrire les structures tectoniques présentes dans la séquence. Le premier, situé en amont du ravin (N33°32'57,8'' ; W04°56'05'' ; Z= 1654m), montre trois fractures de direction N115°-140°E avec un décalage de 10 à 30 cm de composante verticale (fig.VI.10 A.). Nous interprétons ces trois discontinuités comme trois failles normales qui affectent la couche C2. A quelques mètres vers l'aval, une fracture N135E discontinue dessine un pull-à-part indiquant un décrochement dextre. Celui-ci traverse la couche C2 et les colluvions qui la surmontent ce qui montre qu'il est plus récent que les trois failles précédentes. On note aussi que la couche C2 est traversée par des lits bruns de limons (fig.VI.10 B) qui forment des figures rappelant les phénomènes causés par une activité sismique sur des dépôts fins gorgés d'eau.

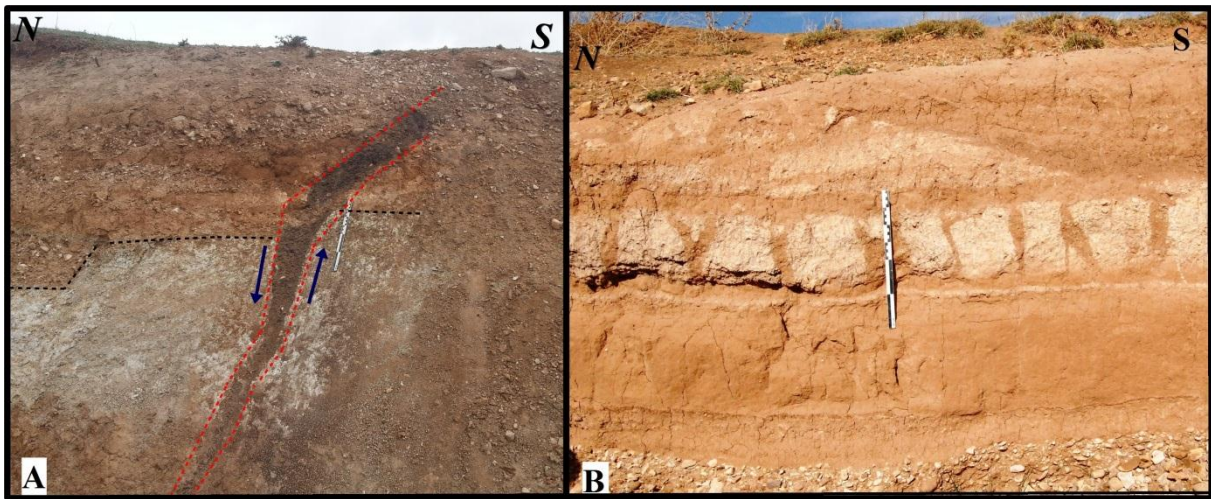


Figure VI.10 : A : Faille N115-140E. B : Les Sismites de la couche C2

Vers l'aval du ravin (N 33°33'04,6'' ; W 04°56'01,2'' ; Z= 1648 m) deux coupes à l'intersection des directions N30-60°E et N120°E du ravin révèlent des particularités structurales étonnantes. Les deux coupes suivantes (fig.VI.11) correspondent au remplissage d'une dépression creusée dans un chenal de direction N120°E :

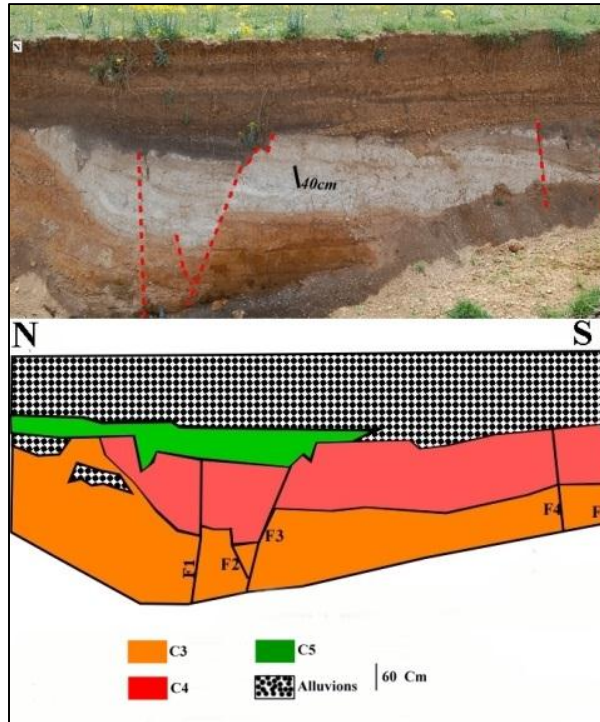


Figure VI.11: Coupes stratigraphiques le long du ravin D'Ifrac

Dans la coupe de la rive droite du ravin ( $N 33^{\circ} 33' 04,6''$ ;  $W 04^{\circ} 56' 0,2''$ ;  $Z=1648m$ ) les couches C4 et C5 remplissent une dépression creusée dans la couche C3 (fig.VI.11). Ce graben a une direction N120E et présente cinq petites failles, notées de 1 à 5, qui n'affectent pas les alluvions sommitales et qui se répartissent du nord-est vers le sud-ouest.

- Une faille normale F1 de direction N80E, avec un pendage  $30^{\circ}$  vers le SW et un rejet de 20 cm.
- Une faille normale F2 parallèle à la première, mais avec un rejet de 30 cm. Elle ne traverse pas la totalité de la couche C4.
- Une faille normale F3 orientée N150, un pendage de  $30^{\circ}$  vers le nord et un rejet de 40cm. Elle construit avec les deux premières un petit graben. Ces trois failles ne traversent pas la couche C5.
- Une faille normale verticale F4 (N120E, pendage  $70^{\circ}$ N) ouverte, remplie de sédiments de la couche C5 et dont le rejet ne dépasse pas 10 cm. Elle dessine avec la faille précédente un petit horst. On note l'absence de la couche C5 à la surface de ce horst.
- La limite de la couche C4 avec la couche C3 est marquée par une fissure ouverte. La faille F5 de direction N100E et de pendage  $71^{\circ}$ N présente un comblement par les sédiments

de la couche C5. Au sud de cette fissure apparait la couche C1 et C2 au même niveau que C4, ce qui justifie le jeu normal de cette faille.

Après les déformations, le toit des couches a subi un ravinement puis un comblement par des alluvions qui ont connu une pédogenèse de type vertisolisation en raison de leur forte teneur en argiles gonflantes et semi-gonflantes (Duchaufour & Bizimana, 1992).

### La coupe réalisée sur la rive gauche du ravin

Sur la rive gauche du ravin (fig.VI.12), au moins trois failles ont participé à l'individualisation d'un graben dans la couche C3 et à la formation d'un graben de 8 m de long dans les couches C4 et C5.

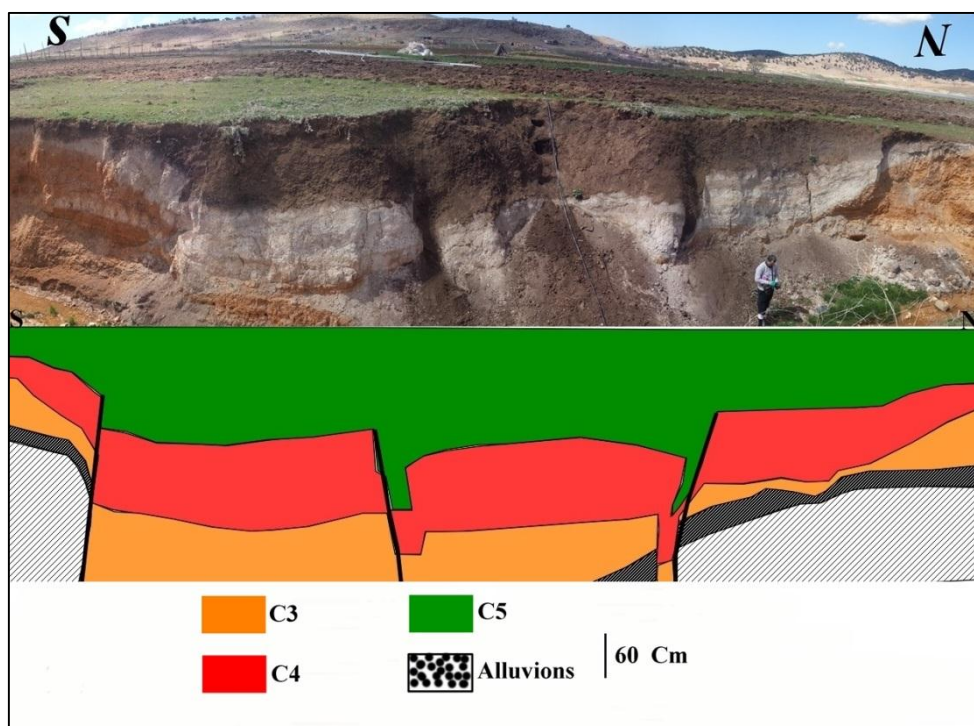


Figure VI.12 : Coupe au niveau de la rive gauche du ravin

Du SE vers le NW, ces failles ont les directions suivantes : N100E, 89°S ; N103E, 87°N ; N145E, 75°S. Le rejet est de 70 cm dans les trois failles.

On note l'absence des alluvions sur cette rive, les failles F1 et F2 sont remplies des sédiments des couches C3, C4 et C5 et sont à l'origine du graben.

La comparaison de ces deux coupes situées face à face nous permet de dégager que sur le même lieu, les failles sont toutes à composante verticale et donc normales. Il n'a pas été possible d'individualiser le miroir et donc la composante latérale de stries. La faible

différence de direction observée serait la conséquence de leur situation à l'intersection de deux faisceaux de failles.

### **3. Discussion et conclusions**

Sur la bordure méridionale de l'ATT s'est aligné une série de lacs. Parmi lesquels Ifrah loge un poljé encadré d'un réseau de failles.

L'ATT, hérité de l'orogénèse hercynienne, n'a pas cessé de rejouer au cours de la période Mésozoïque- Quaternaire. Le jeu quaternaire de cet accident a été mis en évidence au NE du Causse Moyen Atlasique (Charrière, 1990) par :

- Des failles normales N040E mettant des cônes villafranchiens au niveau des dépôts liasiques (Agoulmame d'Annocer),
- Des décrochements sénestres déplaçant latéralement les cônes sédimentaires villafranchiens et les calcaires lacustres pliocènes (Douar Mezdou)
- Et des failles inverses au niveau desquelles apparaissent des argiles rouges triasiques (Douar Mezdou).

D'autres failles transverses N155E, héritées de la période du Miocène supérieur, ont également rejoué en décrochement au cours du Quaternaire (Charrière, 1990).

Le lac Ifrah est actuellement alimenté préférentiellement par deux ravins provenant du sud de son bassin versant. L'un de ces ravins a subi des changements de direction avant de se jeter dans le lac. Il nous paraît que le tronçon médian a subi une translation vers le NW suite à deux décrochements orientés respectivement N120°E et N00°E(fig.VI.9). L'analyse stratigraphique de la séquence de rivage à l'intersection de deux failles de directions N040°E et N00°E, nous a permis de mettre en évidence des grabens comblés par les sédiments des couches C4 et C5.

Les failles N110E à l'origine du graben (fig.VI.13) sont synsédimentaires à C4, antérieures au sommet de la couche C5 et contemporaines du dernier épisode tectonique (Hinaje et Aït Brahim, 2002). Cet épisode est caractérisé d'abord, par des failles normales orientées NNW- SSE à N-S, ensuite par des décrochements dextres orientés NW-SE, des décrochements sénestres orientés NE-SW et des fentes de tension subméridiennes. Les failles normales sont à l'origine des grabens et les décrochements à l'origine du changement de la direction du ravin. Les fentes ont été remplies de sédiments des couches C4 et C5. La couche

C2 est constituée de silts gris renfermant des lits bruns déchiquetés en petites bandes obliques, qui témoignent d'une activité sismique sur des sédiments meubles gorgés d'eau.

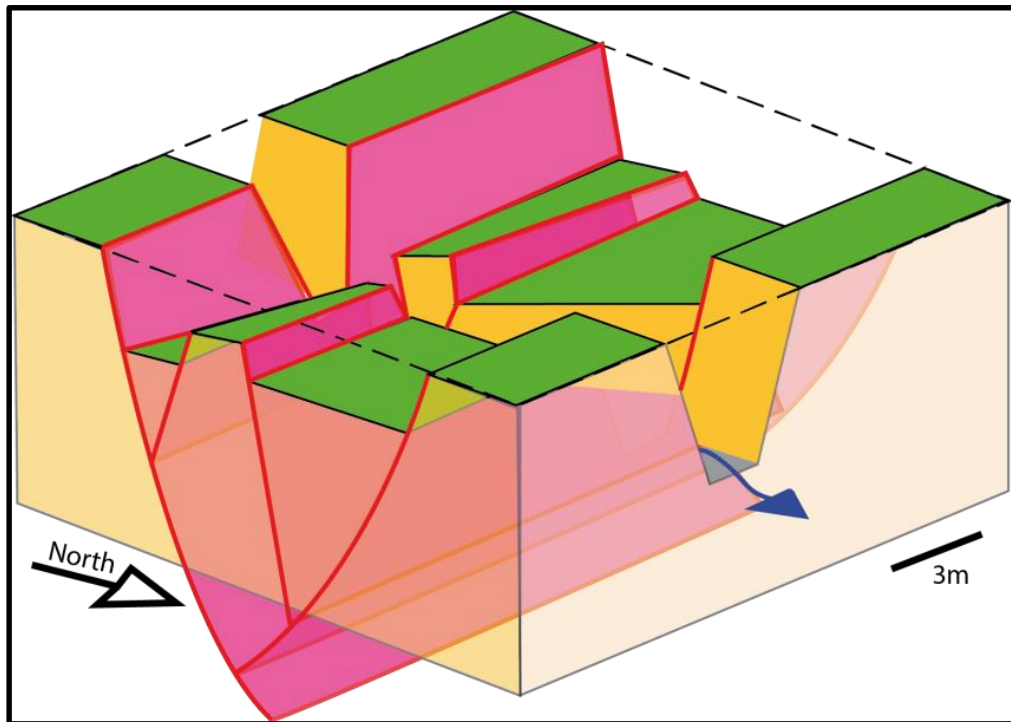


Figure VI.13: Bloc diagramme montrant la séquence du rivage du Lac Ifrah

En effet, au cours d'un séisme l'eau de la nappe remonte et engendre des phénomènes de liquéfaction des sables sus-jacents (Obermeier, 1996). La manifestation la plus commune de ces phénomènes est la création d'un dyke clastique débouchant le plus souvent sur des volcans de sable que nous avons pu observer ici.

On peut résumer la succession des événements géologiques récents qu'a subie le lac Ifrah durant la période que couvre la séquence de rivage comme suit (fig.VI.14) :

- Dépôts lacustres (C1, C2, C3) avec hydrodynamisme fort caractérisé par les lentilles de galets que renferment les couches C1 et C3. On note aussi l'activité sismique de la région après le dépôt de C2 ;
- Evaporation des eaux sous l'effet d'un climat chaud, puis dépôt de silts carbonatés à gastéropodes et ostracodes suivi de karstification. Enfin la pédogenèse est suivie d'une phase d'érosion de courte durée ;
- Déformation caractérisée par des failles normales et décrochements aboutissant à des grabens ;
- Erosion intense suivie du comblement du glacis par des alluvions.

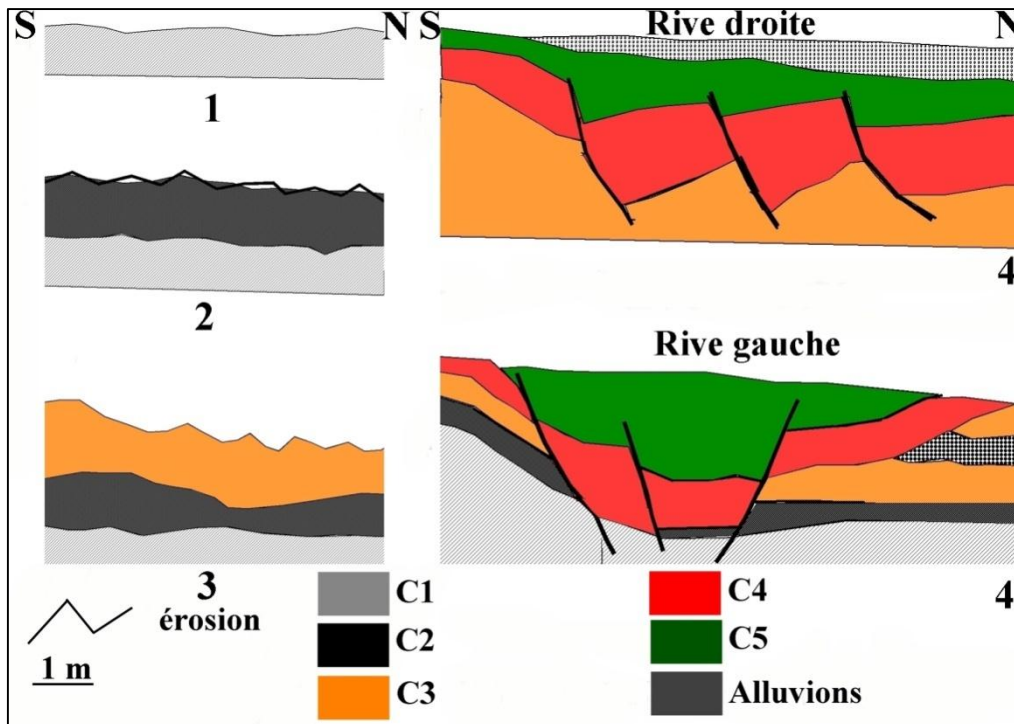


Figure VI.14: Résumé synthétique de la chronologie du lac Ifrah durant l'Holocène.

Après cet épisode tectonique le niveau du lac a baissé et le sommet de la séquence a subi une pédogenèse suivie d'une érosion à faible degré, puis une phase de dépôts a favorisé la mise en place de cônes d'alluvions qui se sont étalés notamment bien visible sur toute la rive émergée du lac d'Ifrah.

## Conclusion

Dans le poljé du lac Ifrah, la séquence de rivage, en corrélation avec la carotte prélevée en 2000, est d'âge Pléistocène supérieur – Holocène. Les surfaces des cinq couches sont généralement perturbées par des ravinelements liés à l'alternance dessèchements-remplissages du lac. La séquence est recouverte de cônes d'alluvions du Quaternaire récent (Martin, 1981). Le fait essentiel est la présence de failles Normales N110°E qui ont permis une distension locale et des décrochements qui eux sont à l'origine de l'anomalie du drainage du ravin au fond du poljé. Les failles et les décrochements appartiennent au réseau de l'ATT.

## II. Epanchements basaltiques

La zone volcanique du CMA comprend un secteur principal d'émissions, centré sur le plateau d'Azrou, et un semis de volcans isolés. La couverture volcanique du plateau d'Azrou s'étale sur environ 400 km<sup>2</sup> (Martin, 1981). Elle comprend des chaînes de volcans où les

produits pyroclastiques prennent une grande importance et des grandes nappes basaltiques s'étendent jusqu'au Saïs au nord et le plateau central à l'ouest. Quatre types de laves sont distingués dans la province volcanique du plateau d'Azrou (El Azzouzi et al. 2010). Les néphélinites forment de petits volcans monogéniques isolés dispersés sur l'ensemble du plateau volcanique ; elles ne représentent que 1,2 % de sa surface, et ont été émises au Miocène moyen à supérieur (16,25-5,87 Ma) et au Plio-Quaternaire (3,92-0,67 Ma). Les trois autres types (Basanites, basaltes alcalins et basaltes su alcalins) sont d'âge plio-quaternaire (3,77-0,60 Ma).

### 1. Zone de la cuvette de Michlifene

Au SE de la cuvette de Michlifene (33° 24' N, 05° 04' W, 1900 m), un volcan isolé (fig.VI.15) est à l'origine d'une coulée basaltique qui s'étale sur quelques dizaines de m<sup>2</sup>. C'est un volcan sans cône et dont le cratère est rempli de cendres volcaniques émises par la cuvette de Michlifene. Cette observation permet de déduire que ce volcan est postérieur aux émissions de la cuvette. La coulée issue de ce volcan est traversée par un ravin orienté N070°E sur le flanc sud, cependant les blocs du flanc nord sont alignés suivant la direction N110°E. À l'extrémité orientale de la coulée, nous avons des plans de failles N140°E et un pendage de 87° vers le NE. Au sommet du petit télésiégi une faille N00°E a affecté les brèches volcaniques issues de la cuvette.

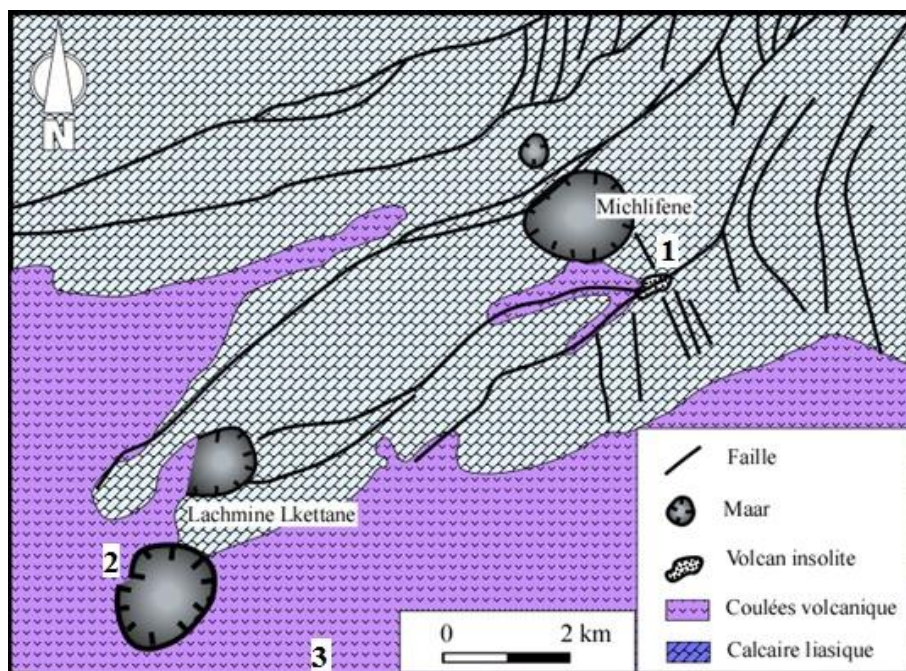


Figure VI.15: localisation des sites à indices néotectoniques dans la zone méridionale de l'ATT. 1 : volcan du SE de Michlifène, 2 : Lechmine Lkettane, 3 : site au sud de la route vers Timahdite.

Le volcan du SE de la cuvette de Michlifene est situé à la croisée de Trois failles de directions : N050°E, N080°E et N175°E. C'est probablement le rejeu quaternaire de ces trois failles qui est à l'origine de ce volcan. Sur la coulée basaltique du bord est du volcan (fig.VI.16), nous avons relevé la direction de deux linéaments. Le premier linéament de direction N070°E est parfois doublé d'un second linéament de même direction, le second linéament de direction N170°-175°E recoupe le premier et déplace le compartiment est vers le SW. Il s'agit d'un décrochement dextre.

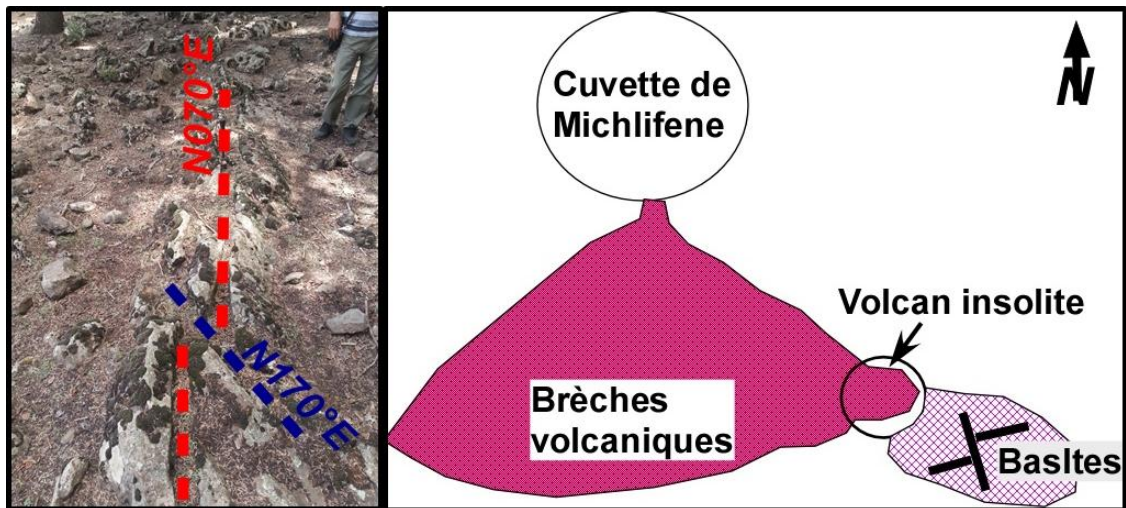


Figure VI.16: indices néotectoniques au SE de la cuvette de Michlifene

## 2. Cuvette de Lechmine Lkettane

Elle est située à l'extrémité SW du monoclinale de Bou-Terrouine, c'est une grande cavité circulaire de 1,2 km de diamètre et de 90 m de profondeur. À l'ouest, les bancs de brèches volcaniques montrent un pendage externe prouvant que la cheminée devait se trouver au centre de la cuvette. Les brèches volcaniques à éléments calcaires, de taille différente, montrent des plans de failles post-brèches ( $33^{\circ} 22'N$ ,  $05^{\circ} 07'W$ , 1912 m). Ces failles verticales ont une direction N00° (fig.VI.17).

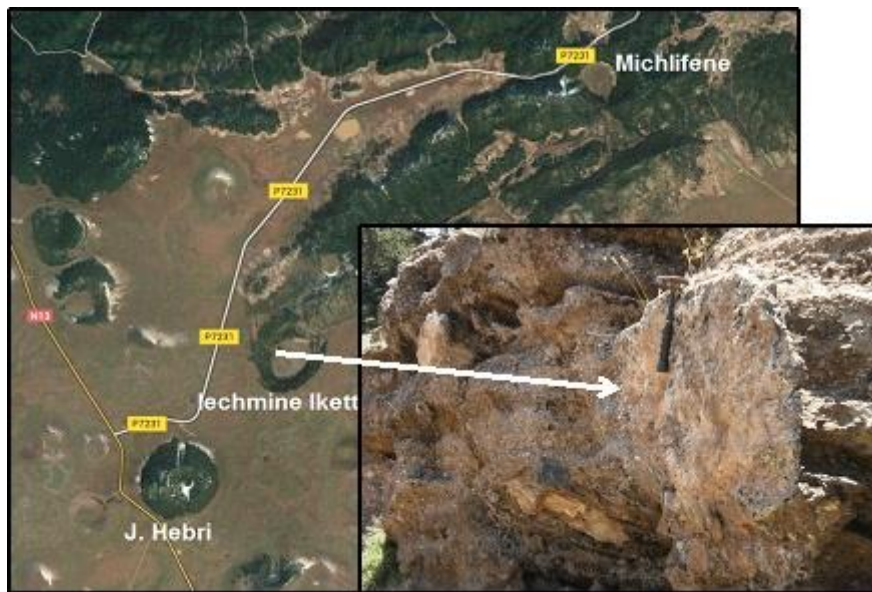


Figure VI.17 : plan de faille à l'W de Lechmine Lkettane

### 3. Le site de Tit Ougmar au SE de Jbel Hebri

Ce site ( $33^{\circ} 18' 20,3''N$ ,  $05^{\circ} 06' 24,5''W$ , 1884m) est caractérisé par un ensemble de cônes volcaniques composites, à cratères égueulés et situé dans une zone de passage d'accidents  $N045^{\circ}E$  à  $N070^{\circ}E$  (fig.VI.18).

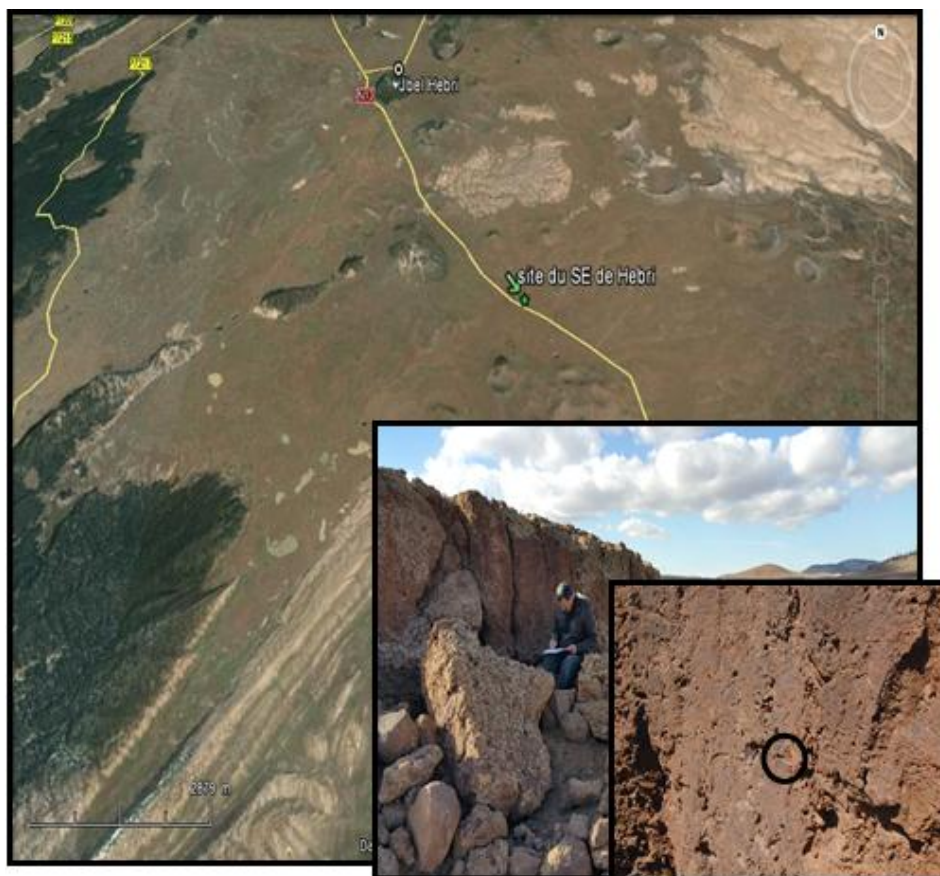


Figure VI.18: Plan de faille au SE de Jbel Hebri

Dans ce site, on note un alignement de petites collines basaltiques selon une direction N-S et nous avons relevé deux plans de failles verticales de directions respectives N-S et N045°E. Dans le premier plan de faille, on observe des stries subhorizontales qui témoignent d'un décrochement sénestre. Ces deux fractures ont affecté les basaltes alcalins quaternaires dont l'âge avoisine 2,55 Ma (EL Azzouzi et al., 2010) ; elles sont donc antérieures à la mise en place de ces basaltes.

### Conclusion

Dans la portion méridionale, les indices néotectoniques ont été mis en évidence d'abord, dans un volcan isolé où les failles (N070°E, N120°E et N170°E) qui ont donné naissance à ce volcan ont rejoué ultérieurement. Puis dans les basaltes alcalins et dans les brèches volcaniques d'autres failles (N00°E et N45°E) ont également rejoué postérieurement à 2,55 Ma. Au NE de la ride de Taïliloute, les indices d'une néotectonique ont été mis en évidence dans les calcaires lacustres pliocènes et dans les cônes d'alluvions Quaternaires(Charrière, 1990).

### **III. Analyse de la fracturation et détermination des paléocontraintes**

L'analyse microtectonique a porté sur le relevé et l'interprétation de toutes les discontinuités et des structures liées à la fracturation, principalement les plans porteurs de stries qui eux seuls permettent le calcul des tenseurs de contraintes.

Les observations ont été réalisées sur divers types de roches : schistes paléozoïque, calcaires et dolomies liasiques, dépôts lacustres et basaltes quaternaires

En général, les sites de mesures témoignent d'une tectonique polyphasée : Décalage de fractures par d'autres, présence de plusieurs générations de stries sur un même miroir, existence de fractures incompatibles entre elles. Par conséquent une séparation des événements tectoniques successifs est nécessaire. Les observations de terrain autorisent à établir une chronologie des structures fossilisées par les terrains plus récents, intersection des stries successives sur les miroirs de failles, recoupement des structures par d'autres plus récentes.

Ainsi la détermination des états de contraintes à partir des mesures de cisaillement est rendue possible par des méthodes manuelles à représentation graphique et par des méthodes automatiques de calcul mathématiques. Parmi ces méthodes, citons celle de "dièdres droits".

#### **1. Méthode de tenseur de contraintes (Angelier 1990)**

Ces méthodes de calcul mathématique de tenseur de contraintes se résument à des programmes informatiques réalisés par J. Angelier version 1990 :

- le programme "Mesure" permet de rentrer les mesures et données de terrain triées manuellement à l'avance ;
- le programme "Tensor" sert à calculer les tenseurs de contraintes ;
- le programme "Diagra" pour la projection stéréographique ;
- le programme "Vision" permet la visualisation des plots sur écran ;
- le programme "Dessin" permet la représentation graphique des différents plots sur table traçante.

#### **1.1 - Principe de la méthode géostatistique d'Angelier**

A la suite de l'idée émise par Carey et Brunier(1974), proposant de calculer le système de contraintes en fonction des jeux d'une population de failles, Angelier a mis au point plusieurs méthodes permettant de calculer un tenseur moyen des contraintes.

Ces méthodes ont une particularité à la fois importante et précieuse dans la mesure où seuls la strie et le sens du mouvement sont pris en considération.

Elles sont donc applicables, que les plans soient conjugués ou non. Par contre elle impose l'identification du jeu relatif des compartiments le long du plan. C'est la raison pour laquelle ne seront retenus principalement que les plans striés sur lesquels il était possible de déterminer le sens du déplacement.

Les données de terrain triées manuellement sont ensuite traitées pour chaque épisode de fracturation avec les logiciels d'Angelier.

Eventuellement, pour le calcul du tenseur, on affectera :

- Au sens de déplacement les données ayant un degré de confiance "certain" alors que celles à degré de confiance "probable" ou "supposée" ne sont pas prise en compte.
- Pour chaque site et pour chaque épisode de fracturation un nombre  $n$ 'est significatif d'au moins d'une dizaine de mesures.

Les résultats sont regroupés et agencés sur un tableau qui comporte le numéro du site, le nombre de mesures, l'azimut de direction et le plongement des axes de contraintes ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ), le rapport  $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , l'angle (ANG) entre la contrainte théorique et la strie mesurée.

## **1.2 - Méthode de calcul**

La version actuelle des programmes d'Angelier propose quatre méthodes de calcul de tenseur de contraintes numériques et une méthode de détermination analytique. Les méthodes (R2DT) et (R2DS) permettent une exploration bi-dimensionnelles, qui devient quadri-dimensionnelles pour (R4DT) et (R4DS).

Le programme compare de façon itérative différents tenseurs et ne retient que celui qui rend minimum une fonction simple de l'angle entre contrainte cisailante et le vrai vecteur de glissement.

Des mesures peuvent être négligées dans le cas où ils ne sont pas en accord avec la solution moyenne. Le calcul est refait par l'opérateur jusqu'à l'obtention d'un écart entre strie réelle et strie calculée inférieur à 22,5 (ANG < 22,5) et évidemment toujours en accord avec les observations de terrain.

La méthode de détermination analytique INVDIR (Angelier, 1990) utilise en plus de l'ANG, le rapport RUP qui représente le pourcentage de commodité ou la magnitude relative.

Le rapport RUP doit être inférieur à 50%.INVDIR a l'avantage d'un calcul plus rapide que celui des autres méthodes.

Les divers essais des méthodes R4DT et INVDIR ont montré qu'il n'y avait pas de différence significative entre les résultats obtenus. On utilisera pour tous nos calculs, la méthode INVDIR (RUP = 0-50% et ANG < 22,5).

## **2. Analyse de la fracturation et détermination de champ de contraintes néogène et quaternaire**

Nos observations macro et microtectoniques ont été effectuées dans toutes les formations géologiques qui affleurent dans la région d'Ifrane-Guigou, cependant une attention particulière a été donnée aux formations carbonatées liasiques ainsi que les basaltes quaternaires de part leur volume et la qualité de l'affleurement qui les distinguent des autres formations (schistes paléozoïques). Un seul site, le lac Ifrah, présente des dépôts lacustres qui eux aussi sont affectés par les structures tectoniques. Ainsi se dégagent 5 périodes tectoniques (Hinaje & Aït Brahim, 2002 ; Hinaje, 2004).

### **2.1 – Période d'âge Vallésien – Miocène supérieur**

L'analyse microtectonique que nous avons effectuée le long de la région d'Ifrane-Guigou au niveau du Col de Tizi n'Terhtene, nous a permis de mettre en évidence un épisode compressif ductile d'âge Vallésien – Miocène supérieur en corrélation avec les travaux de Hinaje(2004). Les axes des plis sont orientés N015 à N035 avec un plongement qui varie entre 0° et 35°, compatibles avec une direction de contrainte maximale ( $\sigma_1$ ) orientée E-W (azimut N105-120) responsable de l'architecture du secteur du col Tizi n'Terhtene en une succession de plis anticlinal et synclinal (fig.VI.19).

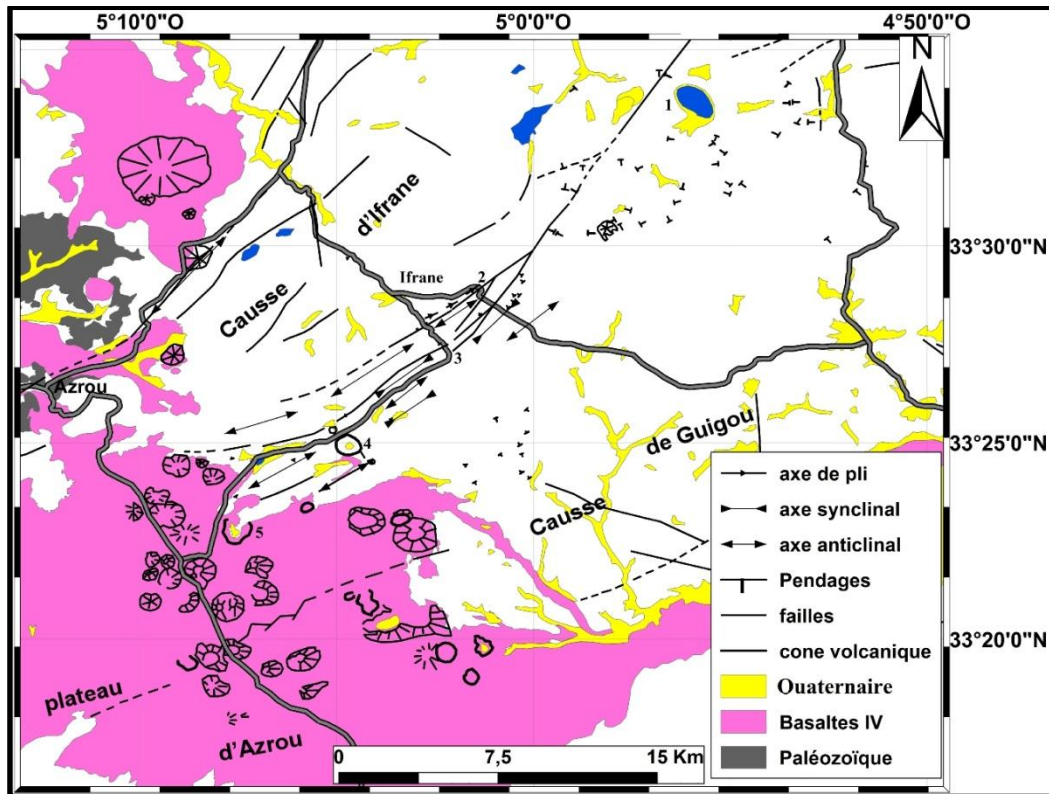


Figure VI.19 : carte structurale de la zone d'Ifrane-Guigou : axe de plis, synclinaux et anticlinaux de la phase Vallésien-Miocène supérieur. 1 : Lac Ifrah, 2 : Col de Taïliloute, 3 : Col de Tizi n'Terhtene, 4 : Cuvette de Michlifene, 5 : Lechmine Lkettane.

## 2.2 – Période d'âge Miocène terminal - Pliocène

Les séries carbonatées du Lias inférieur et moyen sont affectées par un réseau de failles à composante inverse et orientées N030-060 au niveau du Col de Tizi n'Terhtene et N035-045 dans le secteur de Taïliloute. Le traitement numérique de ce réseau de failles offre une direction de compression NW-SE (azimut 135-150) (fig.VI.20).

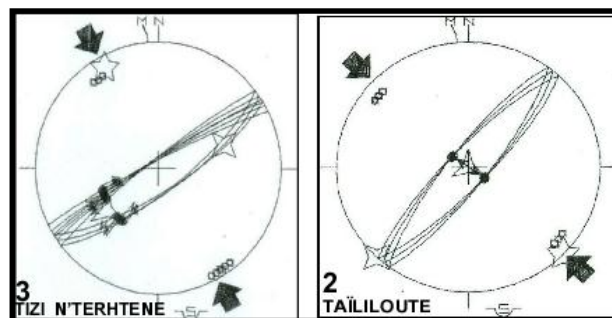


Figure VI.20 : Stéréogrammes des paléochamps de contraintes du Miocène terminal-Pliocène. 1 : lac Ifrah, 2 : col de Taïliloute, 3 : col de Tizi n'Terhtene, 4 : Cuvette de Michlifene, 5 : Lechmine Lkettane

### 2.3 – Période d'âge Pliocène moyen – Supérieur

Les stations de la cuvette de Michlifene et du Lac Ifrah intéressent les séries carbonatées du Lias inférieur et moyen, sont affectées par un réseau de failles normales orientées N130-160 au niveau de dans la zone la cuvette de Michlifene et N080-150 dans le Lac Ifrah. Le traitement numérique de ces failles normales est compatible avec une extension orientée NE-SW (azimut N045-075) (fig.VI.21).

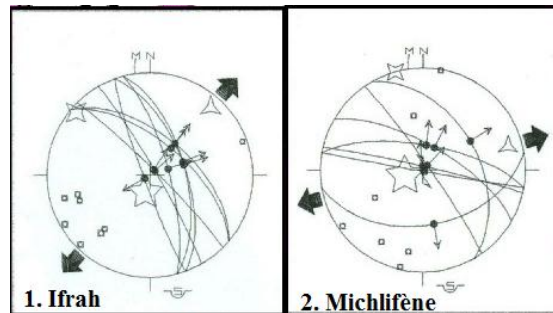


Figure VI.21: Stéréogrammes des paléochamps de contraintes du Pliocène moyen-supérieur. 1 : lac Ifrah, 2 : col de Taïliloute, 3 : col de Tizi n'Terhtene, 5 : Cuvette de Michlifene, 5 : Lechmine Lkettane.

### 2.4 – Période d'âge Quaternaire ancien à moyen

Les quatre stations du col de Tizi n'Terhtene, cuvette de Michlifene, Lac Ifrah ainsi que Lechmine Lkettane, représentées par les formations carbonatées du Lias ainsi que les basaltes quaternaires de Lechmine Lkettane ont enregistré une période tectonique extensive ( $\sigma_3$ ) orientées NNW-SSE (Azimut variant de N125 à N000) responsable de jeu de failles normales N035-050 dans le col de Tizi n'Terhtene, N050-060 dans la cuvette de Michlifene, N035-045 au Lac Ifrah et N070-130 à Lechmine Lkettane délimitant ainsi des brèches de failles dans des grabens. (fig.VI.22).

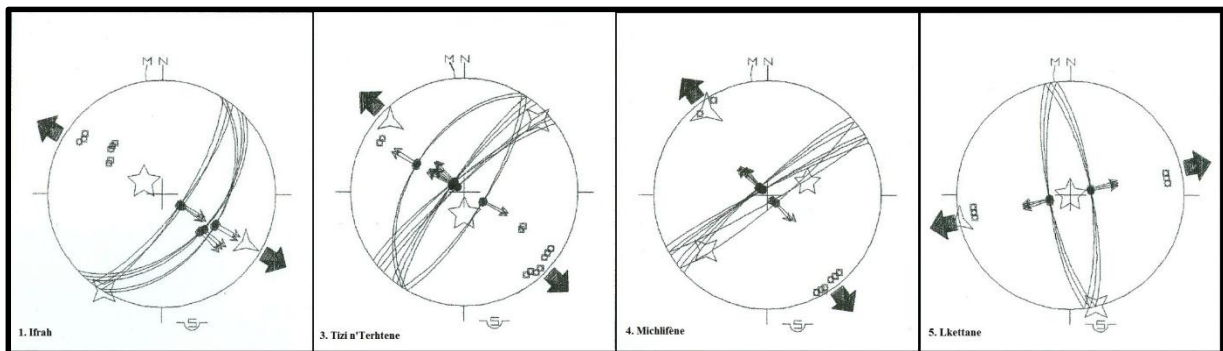


Figure VI.22 : Stéréogrammes des paléochamps de contraintes du Quaternaire ancien moyen. 1 : lac Ifrah, 2 : col de Taïliloute, 3 : col de Tizi n'Terhtene, 5 : Cuvette de Michlifene, 5 : Lechmine Lkettane.

## 2.5 – Période d'âge Quaternaire moyen à récent

Les deux stations de Taïliloute et de Lechmine Lkettane représentées par les formations carbonatées du Lias et basaltes quaternaires ont enregistré la période tectonique d'âge Quaternaire moyen à récent, responsable du jeu de failles normales orientées N000-045 et compatible avec le jeu de failles décrochantes senestres à strie subhorizontale N067-170 qui sont post brèches de failles N070. L'analyse numérique de ces failles décrochantes senestres associées aux failles normales atteste d'une contrainte maximale ( $\sigma_1$ ) orientée N000 et d'une contrainte minimale ( $\sigma_3$ ) orientée ENE-WSW (azimut N075-080) (fig.VI.23).

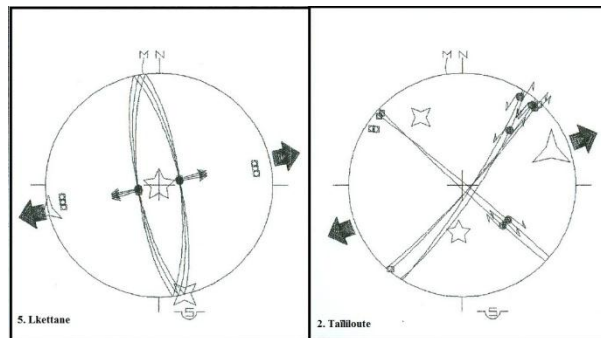
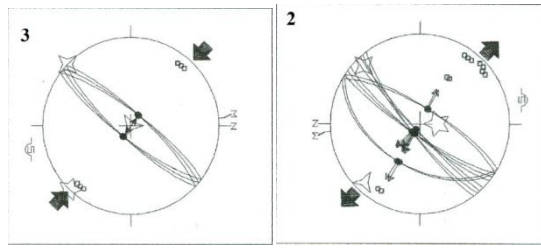
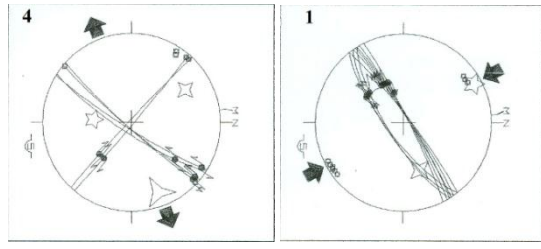
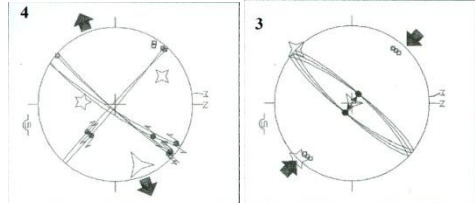


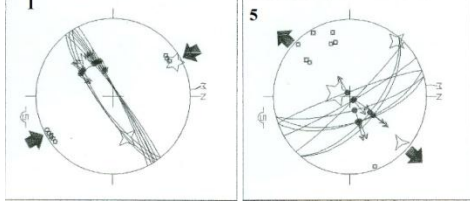
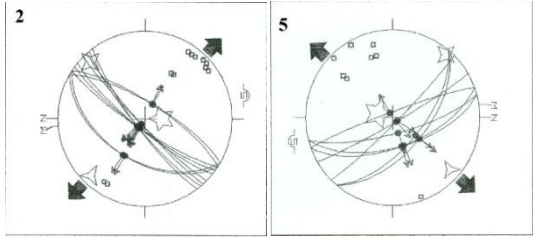
Figure VI.23 : Stéréogrammes des paléo-champs de contraintes du Quaternaire moyen-récent. 1 : lac Ifrah, 2 : col de Taïliloute, 3 : col de Tizi n'Terhtene, 5 : Cuvette de Michlifene, 5 : Lechmine Lkettane.

## Conclusion

L'évolution tectonique du secteur d'Ifrane-Guigou a enregistré différents épisodes de déformations (tab.VI.1). Ainsi au cours du Vallésien-Miocène supérieur, la contrainte principale  $\sigma_1$ , orientée N105°-120°E, est responsable des plis de direction N015°-035°E et du soulèvement de la ride. Au cours de l'épisode d'âge Miocène terminal-Pliocène, le rejeu des failles normales N030°-060°E en composantes inverses est compatible avec une direction NW-SE de  $\sigma_1$ . Cette inversion serait à l'origine des structures en fleur sur l'axe de l'ATT. Au Pliocène moyen-supérieur, les failles orientées N130°-160°E et N080°-100°E ont rejoué en failles normales distensives compatibles avec une extension orientée NE-SW responsables de l'apparition des dépressions abritant les lacs actuels. Au cours du Quaternaire ancien-moyen, toutes les stations de mesure ont enregistré un épisode de distension orientée NW-SE qui a facilité la mise en place du volcanisme basaltique quaternaire. Quaternaire moyen à récent, le rapprochement continue Afrique-Europe est responsable du jeu normal des failles subméridiennes, structurées en horst et grabens, décrochements senestres des failles orientées NW-SE aboutissant aux anomalies du drainage des ravins de la zone d'Ifrane-Guigou.

Tableau VI.1 : Résumé des épisodes tectonique de la zone de Taililoute

Épisode	Direction des contraintes	Conséquences
Vallésien (Serravallien-Tortonien)	L'axe $\sigma_1$ horizontal et orienté N120 à N 135 et $\sigma_3$ aussi horizontal et orienté N30 à N45	Jeu inverse à chevauchant des branches de l'ATT orientées N40, entraînant <u>des structures en fleur</u> , et le jeu normal des failles NW-SE a <u>mis à jour le trias et les boutonnières</u>
Miocène supérieur (Tortonien supérieur-Messinien)	L'axe $\sigma_1$ est vertical et l'axe $\sigma_3$ est horizontal et orienté NE-SW.	L'effondrement et la formation des dépressions et des poljés en bordure des failles
Miocène terminal -Pliocène inférieur-moyen.	L'axe $\sigma_1$ horizontale et orientée N120 à N140 et un axe $\sigma_3$ vertical 	la surrection de la chaîne moyen atlasique. Mais le raccourcissement ne dépasse pas 5km (Missenard, 2006)
Pliocène moyen-supérieur	L'axe $\sigma_1$ vertical et l'axe $\sigma_3$ horizontal et orienté en moyenne N160 	Les poljés et les grandes dépressions continuent de se creuser et installation des lacs
Quaternaire ancien-moyen	L'axe $\sigma_1$ horizontal N030°E, $\sigma_3$ aussi horizontal N120. les cellules convectives ont contribué au soulèvement de la chaîne atlasique et à la genèse du magma alcalin. 	Fentes de tension et des décrochements à composante normale N170 et N070. C'est au niveau de ces fentes et à la rencontre des décrochements que les coulées basaltiques quaternaires ont jailli.

		
<p><b>Quaternaire moyen-récent</b></p>	<p><b>L'axe <math>\sigma_1</math> vertical ou horizontal et orienté N170 et un axe <math>\sigma_3</math> horizontal et orienté N80</b></p> 	<p><b>Contraintes affectant les dépôts les plus récents et les coulées basaltiques. Ces failles et décrochements sont à l'origine des grabens et des anomalies de drainages affectant les ravins.</b></p>

## **CHAPITRE VII : DISCUSSION ET INTERPRETATION**

Le moyen atlas est une chaîne de direction NE-SW, séparant les deux mesetas. IL est traversé par un ensemble d'accidents hérités de l'orogénèse hercynienne et orientés NE-SW. Parmi ces accidents on cite :

- L'accident nord moyen atlasique (ANMA) sépare le cause moyen Atlasique sub-tabulaire du moyen Atlas plissé ;
- L'accident de Tizi n'Terhtene (ATT) subdivise le cause moyen atlasique en deux tronçons depuis la région de Séfrou au NE jusqu'à la région de Khénifra au SW.

L'ATT est une ligne structurale, orientée NE-SW, qui bifurque entre le cause d'Ifrane-Imouzzer et le cause de Guigou-Plateau d'Azrou, et les branches s'incurvent vers l'ouest. Sur le trajet Dayet Ifrah-Azrou le relief se redresse et forme la ride anticlinale de Taïliloute. Cette ride est une ligne de partage des eaux entre le bassin versant d'Oued Guigou au SE et les bassins versants d'Oued Tizguite et d'Oued Tigrigra au NW.

### **I. De point de vue tectono-sédimentaire**

#### **1. Au Paléozoïque**

Le domaine des Mesetas (fig.VII.1) a été très fortement affecté par l'orogénèse hercynienne, et de nombreux travaux ont essayé d'établir des interprétations de cette phase (Michard, 1976 ; Piqué & Michard, 1981 ; Michard & al., 1989 ; Piqué et Michard, 1989 ; El Hassani & al., 1991 ; Piqué, 2002 ; Hoepffner & al., 2005). L'orogénèse hercynienne est essentiellement représentée par trois phases (Hoepffner & al., 2006) : la phase éovarisque (370-360 Ma), la phase mésoovarisque (330-320 Ma) et la phase néovarisque (300-290 Ma).

Durant les deux premières phases la Meseta orientale correspondait à une zone orogénique à intrusions granitiques, la zone orientale de la Meseta occidentale a subi une subsidence grâce à des failles bordière (Berkhli & al., 2000). Durant la phase néovarisque, l'ensemble du système est émergé, et repris en compression, avec inversion des bassins de la zone centrale, qui accumule un très fort raccourcissement.

On doit noter que La direction dominante des structures, extensives comme compressives, lors des trois phases est NE-SW et la déformation hercynienne est d'échelle au moins crustal, et sans doute lithosphérique comme en témoigne l'abondant magmatisme qui

accompagne les trois phases (Missenard, 2006). Ces deux éléments vont jouer un rôle important dans l'évolution méso-cénozoïque du Moyen Atlas.

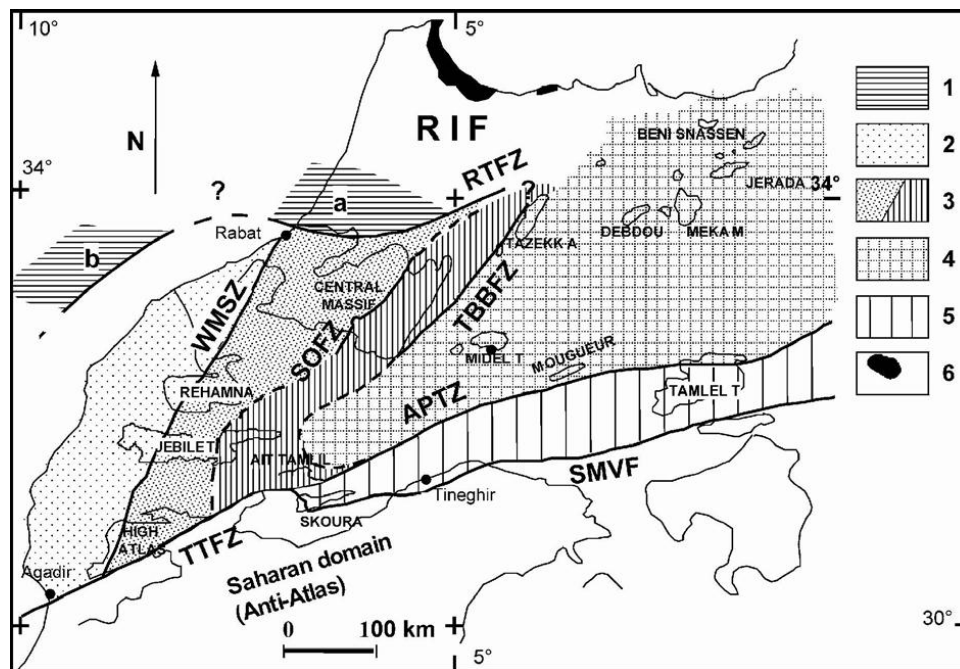


Figure VII. 1 : Schéma structural des Mesetas Marocaines, avec la position des principaux affleurements Paléozoïques (Modifié d'après Hoepffner et al., 2006). 1. Zone de Sehoul 2. Bloc côtier 3. Meseta Centrale, séparé en zone Est et Ouest 4. Bloc Est 5. Bloc Sud 6. Zones internes du Rif. Principales limites structurales : RTFZ : Rabat-Tiflet fault zone ; WMSZ : Western Meseta Shear Zone ; SOFZ : Smaala-Oulmès Fault Zone ; TBBFZ : Tazekka-Bsabis-Bekrit Fault Zone ; APTZ : Atlas Paleozoic Transform Zone ; SMVF : South Moroccan Variscan Front ; TTFZ : Tizi N Test Transform Zone.

Le Moyen Atlas actuel comprend la zone est de la Meseta centrale et la zone ouest de la meseta oranaise (fig.VI.1). Charrière (1990) a situé la limite entre ces mesetas au niveau de l'ATT, alors que Hoepffner et al. (2005, 2006) ont choisi la zone de failles Tazekka-Bsabis-Bekrit (ANMA) comme limite entre les deux Mesetas. D'un point de vue structural, les ensembles structuraux compris entre le Maroc central (fig.VII.2), à l'ouest et la meseta orientale, à l'est sont subdivisés longitudinalement en zones (Charrière, 1990) :

- Une première zone avec les boutonnières du Kandar, de Beni Mellala et de Bhalil, au NW de l'ATT et le long de l'Accident de Dayet Aoua sont rattachées au socle paléozoïque du Maroc central.
- Une deuxième zone avec les boutonnières de Bsabis, du pont de Sebou et le Tazekka occidental, à l'est de l'ATT et le long de l'Accident Médian Moyen Atlasique ;

On doit noter que les boutonnières, dégagées à la faveur du jeu alpin de certaines failles, sont absentes le long de l'ATT. Ce constat ne permet pas de trancher dans la limite entre les deux mesetas.

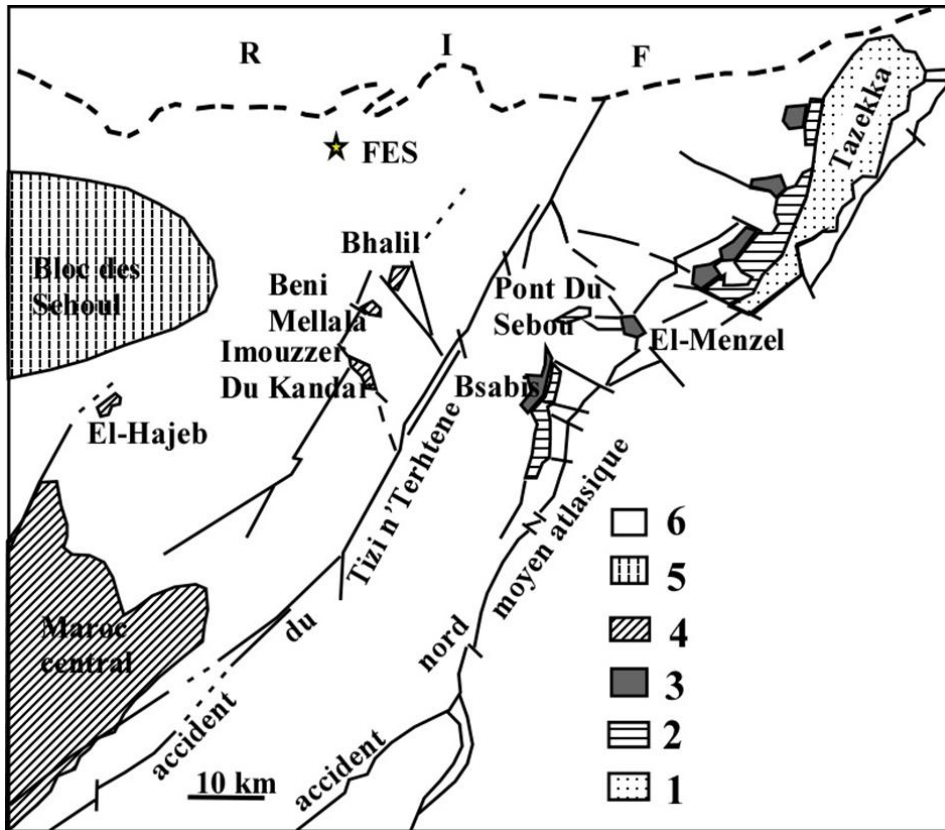


Figure VII. 2 : Zonation structurale du socle du Moyen Atlas entre le Tazekka et le Maroc central (in Charrière, 1990). 1-3 : Domaine oriental, 4 : domaine occidental, 5 : structuration prévarisque, 6 : terrains post-Primaires

## 2. Phase Triasico-Jurassique

Durant cette phase, Le Maroc va se retrouver bordé par deux océans, la Téthys au NE et l'Atlantique naissant à l'ouest (fig.VII.3). Entre les deux se développe un important système de rift, mais au cours du Jurassique le rift Atlasique avorte.

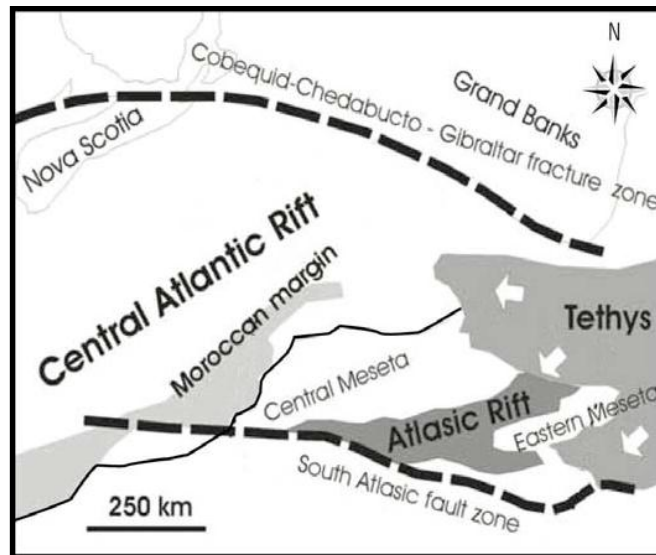


Figure VII. 3 : Situation géodynamique du Maroc au Trias. (D'après Laville & al. , 2004)

L'ouverture de ces deux océans va guider la sédimentation et la structuration de la mer épicontinentale qui va transgresser du NE sur le Moyen Atlas.

### 2.1. Trias

Au Trias supérieur, dont les terrains affleurent largement sur le pourtour du Moyen Atlas, le régime tectonique compressif caractérisant le cycle hercynien va s'inverser en un régime distensif au début du rifting. En effet, les fractures tardi-hercyniennes ont été réactivées en failles normales aboutissant à l'ouverture de petits bassins intracontinentaux avec une sédimentation détritique continentale. Les remontées magmatiques, liées au jeu normal de failles lithosphériques et à l'amincissement crustal accompagnant le rifting, furent l'épisode magmatique le plus important et le plus général au cours de l'évolution du sillon moyen atlasique et de toute la marge sud-téthysienne. En effet, à ce stade du rifting triasique, on assiste à une intense activité volcanique donnant de véritables trapps qui se sont épanchés, sous une faible tranche d'eau ou à l'air libre, sur tout le domaine meseto-atlasique marocain.

Les premiers dépôts triasiques discordants sur le socle paléozoïque sont généralement peu épais (10 à 30 m). La série débute souvent par un microconglomérat de quelques décimètres à 1 m d'épaisseur, remaniant des éléments du socle, et se poursuit par des dépôts silto-argileux rouges. Cependant, d'épaisses séries terrigènes se sont accumulées dans des bassins intracontinentaux dont l'ouverture est liée au jeu normal d'accidents tardi-hercyniens, de direction SW-NE. Un petit bassin, à sédimentation silto-argileuse et évaporitique débutant par un conglomérat plurimétrique, a été mis en évidence entre les deux branches de l'Accident

de Tizi-n-Terhtene au SW d'AïnLeuh (Fig.VII.4A). Son individualisation est liée au jeu normal de l'ATT lors de la distension triasique (Ouarhache, 2002).

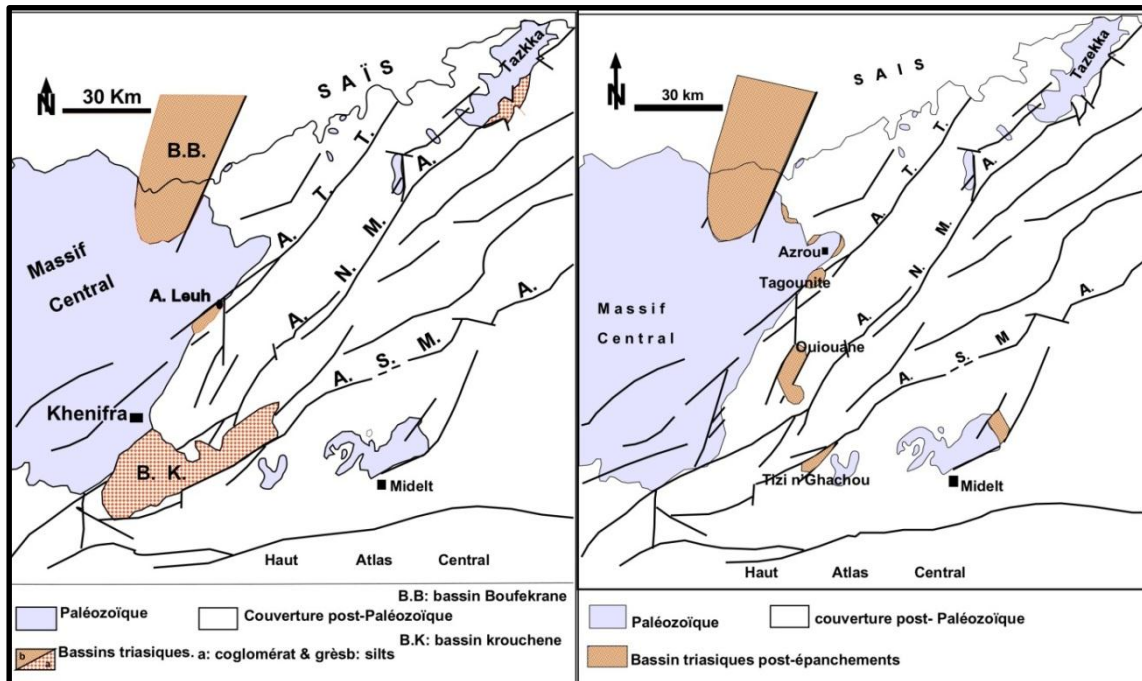


Figure VII. 4 : Situation des premiers bassins triasiques(A) et infra liasiques (B) par rapport aux zones mobiles (Ouarhache, 2002).

Une tectonique distensive et/ou transtensive importante s'est produite après les épanchements de base et avant la transgression liasique. Elle s'est traduite par l'émersion et la fragmentation des trapps, l'ouverture de nouveaux bassins intracontinentaux en héli grabens et la mise en place d'un volcanisme explosif (fig.VII.4B). Cette tectonique, s'est manifestée par la réactivation de certains linéaments crustaux tardi-hercyniens, parmi lesquels l'ATT dont le jeu normal a donné naissance au bassin de Tagounite, au sud d'Azrou.

De point de vue géodynamique, un modèle géotectonique du début du rifting mésozoïque dans les Atlas marocains a été proposé (Giese & Jacobshagen , 1992 ; Laville & al., 1995 ; Charroud , 1995 ; Charroud & al., 1996). Ce modèle montre que toutes les failles normales se raccordent en profondeur (10 à 15 km) à un détachement légèrement penté vers le NW (fig.VII.5). Le jeu de ces failles est à l'origine de l'individualisation des petits bassins triasiques à proximité des lignes structurales.

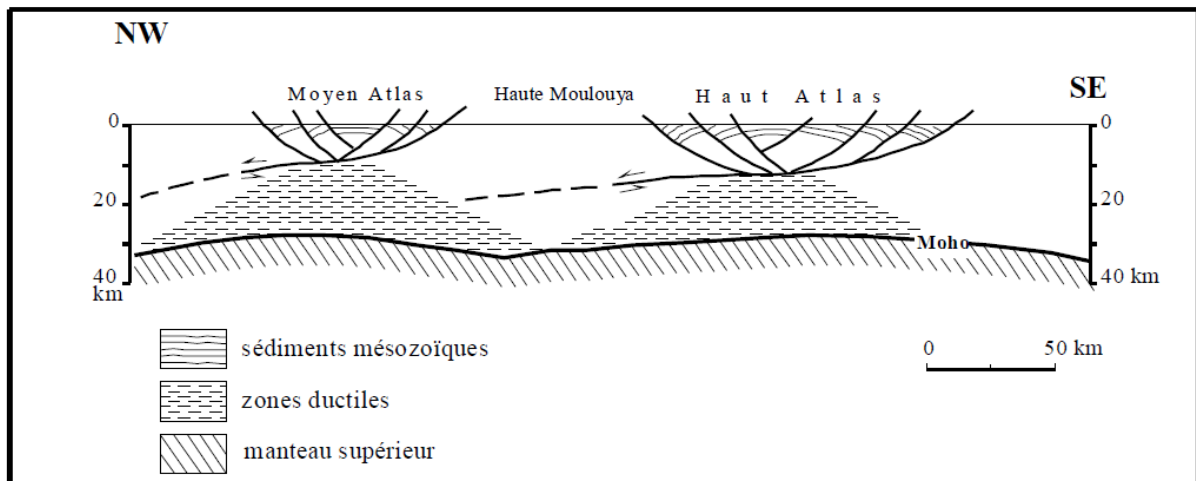


Figure VII. 5 : Modèle géotectonique du début du rifting mésozoïque dans les Atlas marocains (d'après Giese et Jacobshagen, 1992).

L'ATT est donc au milieu du rift moyen atlasique et correspond à une faille crustale comme les accidents bordiers (Faille d'Adarouch et l'ASMA) dont l'activité est matérialisée par la manifestation d'un volcanisme explosif.

## 2.2 Lias

L'épisode de rifting Triasique laissera au Maroc au moins quatre domaines fortement affaiblis suite à leur amincissement : le Haut Atlas Occidental, le Haut Atlas Central, le Haut Atlas Saharien (oriental) et le Moyen Atlas. Le Moyen Atlas est contrôlé par des accidents de direction NE-SW probablement hérités des phases hercyniennes et qui vont contrôler la sédimentation dans ce domaine.

La sédimentation argilo-salifère du trias supérieur est relayée par des dépôts carbonatés de plate-forme peu profonde du Lias inférieur. Les dernières couches argileuses et les premiers dépôts carbonatés sont concordants (Termier, 1936 ; Colo, 1961-64 ; Du Dresnay, 1962-64). Dans la zone d'étude, le passage des argilites triasiques aux carbonates de plate-forme se fait par des marnes jaunes rapportées à l'Infra-Lias. Cette concordance des dépôts carbonatés sur les dépôts détritiques s'explique par le fait qu'une première phase extensive débute au Carnien, et donne lieu au développement du rift Atlasique principal, avec la réactivation d'accidents hérités (Laville & Piqué, 1991). Elle est suivie par une subsidence thermique, avec mise en place d'une plate-forme carbonatée au Lias inférieur-moyen. Puis, un deuxième épisode extensif disloque cette plate-forme au Toarcien supérieur (El Hammichi et al., 2002). C'est dans ce cadre géodynamique que va évoluer la zone de Taïliloute.

### 2.2.1. Lias inférieur

Cette période est caractérisée par des dépôts dolomitiques (formation du Kandar), avec trois faciès caractérisant un milieu de Sebkhàs (Dolomies massives, dolomies bréchiques et dolomies litées). Ces dépôts présentent des indices ponctuels de mobilité liée au rejeu de l'ATT. Au NE de Dayet Hachlaf, on rencontre une série dolomitique terminée par des brèches de dissolution et par un niveau de croûte argileuse rouge correspondant à une émergence. Au-dessous de cette croûte se rencontrent des fentes ouvertes, larges d'une dizaine de centimètres et remplies de matériel argileux rouge (Charrière, 1990). Ces dykes neptuniens sont fossilisés par la séquence suivante et attestent du rejeu distensif de l'ATT au cours du Lias Inférieur. Cet indice tectonique et d'autres (slumps) rencontrés dans d'autres coins du causse d'Ifrane-Imouzzer ont permis de déduire le phénomène de bloc basculés de part et d'autre de l'ATT (El Arabi, 1987). L'ATT a donc commencé à jouer le rôle d'une ride paléogéographique entre un milieu oriental qui passerait en sillon moyen atlasique et un milieu nord occidental qui continuerait en plate-forme interne.

### 2.2.2. Lias moyen-supérieur

Aux dolomies du Lias inférieur (formation du Kandar), succèdent les séries calcaires du Lias moyen (Formation de Maftah). De la base au sommet : on passe des micrites subtiles du Carixien inférieur à des calcaires lités à silex du Carixien moyen, où la riche faune benthique (brachiopodes) et pélagique (bélemnites et ammonites dont *Tropidoceras*) indique un milieu marin ouvert représentant le maximum de la transgression, puis à des calcaires organogènes et marneux à céphalopodes (*Lytoceras*, *Fuciniceras*, *Protogrammoceras*, etc..) du Carixien supérieur-Domérien inférieur, déposés dans des zones à comblement précoce ou, au contraire, marquées par une poursuite de l'ouverture du milieu.

Sur le plateau de Guigou, on compte une dizaine de buttes récifales parmi lesquelles le récif de Koudiat Echham fournit un bon exemple de l'organisation de ces constructions récifales au Lias moyen. La répartition des faciès dans cet édifice récifale est dissymétrique et traduit une polarité entre des dépôts de plate-forme interne vers le NE et de plate-forme externe vers le SW. Enfin, chaque séquence prograde sur la précédente ce qui entraîne une migration de l'édifice au cours du temps en direction du SW et témoigne d'une certaine subsidence du bloc en direction du SW (El Arabi, 1987). Ce basculement est dû au jeu en failles normales des réseaux de l'ATT et de l'ANMA (fig.VII.6).

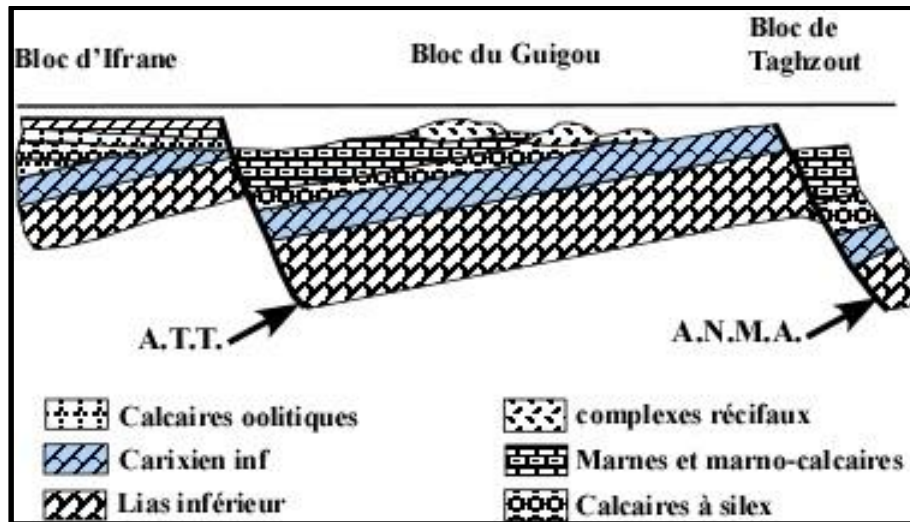


Figure VII. 6 : Interprétation en blocs basculés du cadre tectonique de la sédimentation du Lias moyen du Moyen Atlas (d'après El Arabi, 1987)

Le panneau ou « Bloc du Guigou » se situait dans la zone de transition entre la partie surélevée et stable du Moyen Atlas tabulaire au NW et le sillon moyen-atlasique au SE.

L'analyse des cartes géologiques et des coupes réalisées au niveau de l'ATT montre que :

- La série marno-calcaire domérienne, caractérisant le milieu profond, se trouve de part et d'autre de l'ATT sur une faible épaisseur et étendue ;
- La série domérienne est déformée en plis coniques, au NW de l'ATT, et en discordance progressive, au SE.

A partir du Domérien supérieur, la zone de Taïliloute est totalement émergée mais elle reste sujette aux événements tectoniques ultérieurs.

Ces deux constats permettent de déduire que la ride de Taïliloute était surélevée, au Lias moyen, et qu'elle était entourée par un bras du Bassin moyen atlasique à sédimentation domérienne réduite. La série domérienne montre une discordance progressive au SE de la ride et une déformation en plis coniques post-domérienne au NW. Donc elle a les mêmes caractéristiques des rides anticlinales formées à la suite de la dislocation de la plate-forme carbonatée du Moyen Atlas plissé. Les caractéristiques structurales du modèle de ride anticlinale, défini dans le Moyen Atlas plissé et le haut Atlas (Laville , 1985, 1988 ; Laville & Fedan , 1989) sont plus ou moins représentées dans la ride de Taïliloute. Selon ces auteurs les rides et les dépocentres qui les encadrent ont été expliqué par comparaison avec les déformations d'extrémités de décrochement (Rispoli, 1981) et avec les modèles théoriques relatifs aux bassins sur relais de décrochements (Rodgers, 1980 ; Segall & Pollard, 1982, 1983 ; Liu Xiaohan, 1983). Cependant sa position en bordure du bassin moyen atlasique, sa

courbure au sud et le jeu d'un décrochement à la limite NE pose des problèmes de détermination des structures compressives et distensives aux extrémités de la ride de Taïliloute. On ne peut donc pas rattacher la formation de rides anticlinales au fond du bassin moyen atlasique. Elles forment les hauts fonds même au niveau des plate-formes bordant le bassin. Leur origine serait liée aux rejeux décrochants des accidents hercyniens.

La formation de la ride de Taïliloute et celles du Moyen Atlas est due à la réactivation des failles hercyniennes suite à l'ouverture de l'Atlantique central et l'interaction entre les marges africaines et européennes (Olivet, 1978 ; Sichler & al. , 1980 ; Olivet &al. , 1984) au Mésozoïque. A la fin du Lias, la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du nord ; puis le déplacement vers l'est de la plaque africaine a permis la création des premiers fonds océaniques. Au Maroc, cette translation a entraîné dans le domaine atlasique, une réactivation senestre des accidents d'abord E-W ; puis NE-SW (Mattauer & al., 1977). Cette réactivation est marquée par la formation du bassin moyen atlasique en multiple relais de décrochements senestres (Fedan & al. , 1989) d'accidents ENE-WSW du Toarcien au Bajocien ; puis d'accidents NE-SW, du Bathonien au Jurassique supérieur. Aux terminaisons des rides sont associées des structures permettant de les identifier.

A partir du Domérien le Causse moyen atlasique est émergé à l'exception des synclinaux d'Afenmourir-Iguer Awragh et de Bekrite-Timahdite qui continuent à recevoir les sédiments du Jurassique supérieur et du Cénozoïque. la réactivation de l'ATT continue jusqu'à nos jours.

Un modèle général de l'évolution de la chaîne a été élaboré par Laville (1988) pour le Haut Atlas, et étendu par la suite au Moyen Atlas (Laville & Fedan , 1989 ; Brede, 1992). A partir de l'orientation différente : E-W, NW-SE et NE-SW, des structures anticlinales de l'Atlas central, et de la nature synsédimentaire de leur individualisation. Ce schéma s'appuie sur différents modèles analogiques et de nombreuses observations microtectoniques. Les rides N 70-90 E sont interprétées comme des structures en fleurs positives attestant un jeu sénestre en même temps qu'un raccourcissement le long de cette direction. Les rides NE-SW sont des relais distensifs des décrochements E-W, qui ont permis la montée des magmas alcalins.

### **3. Phase Crétacée-Néogène**

Les formations crétacées sont restreintes aux synclinaux et cuvettes du Moyen Atlas et sont marines, ce qui justifie le non soulèvement de ce domaine à cette période. Dans les dépocentres du causse moyen atlasique, le Crétacé supérieur est représenté par une

sédimentation de mer épicontinentale, surtout argileuse ou calcaire, temporairement bitumineuse ou phosphatée, localement évaporitique (Michard, 1976). Les indices de tectonique synsédimentaire crétacée sont très nombreux (différence d'épaisseur des dépôts d'un dépo-centre à l'autre, lacunes de certains termes, discordances progressives et angulaires locales et les brèches synsédimentaires). Ils sont liés soit à la subsidence des dépo-centres soit à la surrection des rides (Fedan, 1988). Dans la zone de Taïliloute, déjà émergée, on ne peut pas mettre en évidence la réactivation crétacée l'ATT. Cependant dans le Moyen Atlas, c'est la surrection des rides et la réactivation des accidents majeurs en décrochements sénestres à composante inverse qui a entraîné la dislocation de la plate-forme carbonatée Cénomano-turonienne et l'individualisation de zones d'accumulation sédimentaire plus ou moins confinées (Fedan, 1988).

L'histoire cénozoïque du Moyen Atlas est conditionnée par l'orogénèse alpine. En dehors de la transgression marine du Miocène supérieur, localisée au nord du Moyen Atlas, le domaine demeure constamment émergé et soumis à plusieurs phases d'érosion et d'altération donnant lieu à différents épisodes de sédimentation continentale localisée (Charrière, 1990).

### **3.1. Tectonique anté-Miocène supérieur**

Les dépôts antérieurs au Miocène supérieur sont limités à des paléo-éboulis dispersés en différents points de la chaîne, mais souvent localisés à proximité de faisceaux tectoniques. Dans la zone d'étude, à proximité de l'affleurement des argilites triasiques au SW du lac Ifrah, deux pointements de brèches hétérométriques reposent sur les marnes jaunes de l'infra-Lias. Les éléments de la brèche sont composés de fragments de calcaires et de rognons de silex rapportés au Lias moyen. En absence de recouvrement, on ne peut pas attribuer l'âge de cette brèche qui peut aller du Miocène au Plio-Quaternaire.

D'un point de vue tectonique, la structuration du moyen Atlas avant le Miocène supérieur est caractérisée par les évènements suivants :

- Le décollement localisé de la couverture sur le socle, observé dans la boutonnière de Beni-Mellala à l'est de la ville de Bhalil (Charrière, 1990). Dans la zone d'étude, en absence de boutonnières paléozoïques, on ne peut pas vérifier l'existence de décollement. Le seul affleurement triasique au sud du lac Ifrah est couvert par un liseré de marnes jaunes infra-liasiques que surmontent les dolomies du lias inférieur ;

- Les surfaces d'érosion anté-Miocène supérieur : Les dépôts du Miocène supérieur se sont effectués sur une surface d'érosion miocène (Martin, 1981), cette surface se différencie

d'une paléomorphologie ancienne attribuée à l'Eocène. Dans la zone d'étude, la surface anté-Miocène supérieur est restreinte au plateau d'Afekfak, à la région de Dayet Hachlaf et au plateau entourant le lac Ifrah. Le façonnement de la surface anté-Miocène supérieur est suivi d'une intense karstification qui a permis le creusement des anciennes vallées.

Le rejeu anté-Miocène supérieur de l'ATT a été mis en évidence au NE de l'accident dans les secteurs du horst du moyen Sebou et de Bir-Allouna (Charrière, 1990). Dans le secteur de Bir-Allouna, l'ATT se subdivise en deux faisceaux : un faisceau oriental de direction N040°E qui affecte le Miocène supérieur et une branche occidentale de direction N015°E dont le jeu post-Miocène est limité à des mouvements verticaux. Le rejeu anté-Miocène supérieur de la branche occidentale, à Bir-Allouna, se manifeste par un découpage du secteur en panneaux adjacents selon un réseau N040°E-N110°E accompagné d'un déplacement vertical de plusieurs dizaines de mètres, mettant en contact le Lias inférieur et le Lias moyen. Cette structuration est à l'origine de synclinaux, à matériel domérien, d'axe N110°E. Une structure plus ou moins analogue a attiré notre attention sur la bordure SE du poljé du lac Ifrah. Les couches du Lias moyen présentent des formes de flexures avec un pendage de 60° vers le NW, il paraît que cette flexure a subdivisé l'ancien lac en deux dépressions. En absence de formations du Miocène supérieur, on ne peut pas décider sur l'âge de cette flexuration associée à des rejeux de failles normales N040°E en décrochement sénestre.

Au niveau de la ride de Taïliloute, on note les mêmes conséquences de la réactivation anté-Miocène de l'ATT. Les effets de cette phase compressive sont nets, mais en absence d'indices lithostratigraphiques l'âge de ces effets reste hypothétique. Sur le flanc NW de la ride, entre les cols de Taïliloute et Tizi n'Terhtene, les termes domériens à matériel marno-calcaire (souple) ont subi un plissement de direction général NE-SW à cause d'une contrainte  $\sigma_1$  horizontale et de direction NW-SE. Ces plis coniques sont post-domériens. Au SE de la ride, la plaine de Taïliloute et le poljé de Boutkhoubaye correspondent à une structure synclinale dont le fond est traversé par une faille N040°E. Cette faille, masquée par les dépôts quaternaires, pourrait être à l'origine du déploiement des termes carixiens et domériens. Sur la ride, de part et d'autre de la faille principale on note l'injection d'argiles triasiques et de marnes infra-liasiques à travers les bancs calcaro-dolomitiques broyés du Lias. Sur l'axe de cette faille principale on rencontre des pointements d'argiles triasiques injectés, entre les dolomies inférieures et les calcaires du Carixien, au niveau des failles inverses à pendage 70° vers le NW. Cette structure nous rappelle les décollements de la couverture mésozoïque vers

l'est suite au serrage NW-SE. Ce mouvement transpressif est à l'origine de la surrection de la ride et sa structuration en fleur positive.

### **3.2. Tectonique Miocène supérieur-Quaternaire**

La tectonique post-Miocène s'inscrit dans le cadre de la collision Afrique-Europe. Cette phase tectonique comprend quatre épisodes (Hinaje et Aït Brahim, 2002 ; Hinaje, 2004).

- Le premier épisode est caractérisé par  $\sigma_1$  verticale et  $\sigma_3$  horizontale orientée NE-SW. Les failles normales N130-140°E, d'âge Miocène supérieur, sont responsables des effondrements qui affectent les dolomies du Lias inférieur aux extrémités des segments de l'ATT. Ces effondrements sont responsables de l'ébauche des poljés rencontrés le long du faisceau de l'ATT et d'autres failles dans le causse de Guigou.

- Le deuxième épisode se caractérise par le jeu de failles normales N060-080°E responsable d'une deuxième extension orientée NNW-SSE. Cette extension d'âge Pliocène moyen-supérieur a permis l'installation des lacs Ifrah et Afourgagh.

- Le troisième épisode (phase tectonique quaternaire ancien) :  $\sigma_1$  verticale,  $\sigma_3$  orientée N120°E, responsable du jeu normal des failles N015°-040°E et amplification de l'effondrement des bassins lacustres par création de grabens NNE-SSW à NE-SW. Des décrochements synsédimentaires orientés ENE-WSW ont amplifié la subsidence des lacs. On note aussi l'émission du volcanisme quaternaire au niveau des zones du blocage entraînant l'ouverture des fentes T des structures de Riedel.

- Le quatrième épisode (IV moyen-récent à actuel) :  $\sigma_1$  verticale,  $\sigma_3$  orientée ENE-WSW, les failles normales issues (N170°E à N00°) ont affecté les dépôts récents. Des décrochements NE-SW et des fentes de tension subméridiennes ont affecté les lacs au cours de cette phase. C'est au cours de cet épisode que les dépôts des différentes dépressions et les produits volcaniques sont affectés par les différentes fractures.

## **II. Phénomènes karstiques**

La karstification est un processus de dissolution de roches carbonatées par des eaux chargées en  $\text{CO}_2$  ; il en résulte différents types de modelés karstiques de surface et de profondeur. La vitesse de karstification est influencée par plusieurs facteurs dont on cite la tectonique, le climat et la nature de la roche en question. Dans le Causse moyen atlasique, la réunion de ces trois facteurs est à l'origine des modelés karstiques formant le relief de ce chaînon.

## **1. Influence de la lithologie sur la karstification**

Dans la zone d'étude, les roches affleurant en surface sont carbonatées, cependant on note une variation de faciès d'un coin à l'autre. Quatre faciès sont dominants : des dolomies massives ou bréchiques, des calcaires lités ou marneux, des marno-calcaires et des dolomies saccharoïdes. Parmi les facteurs de discrimination de ces différents faciès, les différences surtout de porosité de la roche doit retenir notre attention puisqu'elle influence la dissolution des formations carbonatées. Les faciès à porosité importante (surtout les dolomies saccharoïdes) sont vulnérables à la dissolution et sont façonnées en lapiés de différentes tailles. C'est pourquoi on rencontre les paysages ruiniformes dans les affleurements à dolomies supérieures d'Ifrane. En dessous des basaltes ces dolomies sont en contact avec les eaux de la nappe phréatique et leur dissolution entraîne le développement des crypto-karsts du plateau d'Azrou. Les calcaires, les dolomies fines du Lias inférieur et les marno-calcaires sont pauvre en lapiés ; sauf quand ces formations sont fossilifères et dans ce cas on rencontre des nids de poules, dans les calcaires à silex, à Brachiopodes et à Bivalves, et des nids d'abeilles au niveau des constructions récifales. Les faciès fins sont subhorizontaux et retiennent de l'eau très longtemps ce qui a facilité le développement des dolines qui ont tendance à évoluer en grandes dépressions.

## **2. Influence de la tectonique**

La région d'Ifrane-Guigou présente un système de fissurations qui suit principalement les directions générales des failles normales du cycle alpin. Ce cycle a affecté la couverture liasique par des mouvements distensifs de direction NE-SW et des mouvements compressifs de direction NW-SE à N-S. Ces mouvements ont provoqué des dépressions bordées par des rides anticlinales.

Au cours du Néogène et Quaternaire, la collision Afrique-Europe a entraîné le rejeu des failles du réseau de l'ATT. Ces failles, qui ont généralement des directions N045°E, N°70°E, N120°E et N170°E, ont joué en décrochements. Les effets des décrochements du socle sur la couverture sont caractérisés par de multiples structures de Riedel. La région d'Ifrane-Guigou est située entre les accidents de Dayet Aoua et nord moyen atlasique, elle est traversée par l'ATT. Le rejeu de ces accidents a guidé la karstification dans cette zone ; ceci s'explique par l'alignement des dolines et de grandes dépressions en chapelets de direction N045°E, les lapiés de diaclase sont le plus souvent parallèles aux structures R et R' de Riedel, et les poljés correspondent à des pulls à part ouverts dans les zones de relais entre les

segments de l'ATT ou à la croisée de deux failles. Quand le fond du poljé atteint les terrains triasiques imperméables, il abrite un lac. On remarque aussi, dans le plateau de Guigou, que les pertes et les avens sont alignés sur les failles, ce qui prouve que la tectonique contrôle le développement de ces formes karstiques.

### **III. Phénomènes volcaniques**

Les profils sismiques (Makris & al., 1985 ; Ben Sari, 1987 ; Wigger & al., 1992) montrent l'absence totale de racines sous l'Anti-Atlas, le Haut Atlas occidental et les Mesetas, avec une croûte d'épaisseur constante à 30 km dans ces trois domaines. De telles valeurs ne peuvent pas maintenir les altitudes élevées des Atlas marocains si l'on considère un équilibre isostatique au niveau crustal. Ce déséquilibre isostatique peut s'expliquer par l'existence d'une zone de basse vitesse entre 35 et 150 km de profondeur sous les Atlas (Ben Sari, 1991). Cette zone est interprétée comme étant une lithosphère amincie et affaiblie. Ramdani(1998) propose un processus de délamination. Seber et al. (1996), suggèrent que cette lithosphère amincie joue probablement un rôle important dans le soulèvement du système atlasique et qu'il pourrait s'agir d'un processus majeur dans le développement des chaînes intracontinentales en général. En intégrant plusieurs jeux de données : gravimétrie, géoïde, topographie et flux de chaleur, un modèle d'échelle lithosphérique a été proposé (Frizon de Lamotte & al., 2004 ; (Teixell & al., 2005; Zeyen et al., 2005). Ce modèle montre un fort amincissement de la lithosphère sous la chaîne atlasique qui est dû à un panache mantellique (Zeyen et al., 2005). Ce panache n'est pas simple comme l'a définie Wilson (1963), c'est-à-dire un conduit initié à la limite manteau – noyau d'où remonte du matériel chaud qui vient au contact de la base de la lithosphère, dont il est totalement indépendant. Cependant selon Liégeois et al. (2005), le craton Ouest Africain est séparé des métacraton environnants par des zones étroites de lithosphère fortement amincies et qui correspondent à des domaines hérités de l'orogénèse Panafricaine. Entre les zones cratonisées à lithosphère très épaisse et les ceintures mobiles amincies se créent des contrastes de températures (Elder, 1976 ; King et Anderson, 1998) favorisant la création d'un rouleau de convection mantellique. Ce rouleau provoque une remontée asthénosphérique située entre 600 et 1000 km de la bordure du craton (King et Ritseman, 2000) et la fusion partielle à l'origine du magmatisme est directement liée à la décompression relative à l'activité de ce rouleau de convection. Une fois la fusion partielle est assurée, une question reste posée: par quel processus le magma atteint la surface de la terre ?

Dès le Crétacé, l'Afrique et l'Europe amorcent leur convergence. Les premiers signes de ce mouvement NW-SE ont été datés dans le Haut Atlas Marocain au Crétacé inférieur (Mattauer et al., 1977) voire au Lias supérieur (Fraissinet, 1989 ; Laville, 1985). Toutefois, ces datations ont été contestées par plusieurs auteurs (Piqué et al., 2002) qui se rejoignent pour considérer que les périodes de déformation majeures sont le Miocène et le Quaternaire. Le raccourcissement dans le Moyen Atlas est très faible, de 4,7 à 5 km (Arboleya & al., 2004; Gómez & al., 1998) ce qui témoigne du faible développement des structures compressives dans ce domaine, et le peu de structures associées.

La phase de serrage quaternaire serait située aux environs de 1,5 Ma et se poursuivrait jusqu'à l'actuel (Bousquet, 1977). L'étude des mécanismes aux foyers le long du linéament sismique Nekor-Moyen Atlas-Agadir (Hatzfeld & al., 1977) montre l'existence d'une part, d'un axe de pression voisin de l'horizontal et d'orientation N-S à NNW-SSW, d'autre part, le décrochement senestre suivant un plan de faille NE-SW. On note aussi qu'à proximité de la zone volcanisée, les accidents, ATT et ANMA, dessinent une virgation de N040°E à N070°E. La contrainte maximale ( $\sigma_1$ ) NNW-SSE est incompatible avec un jeu décrochant le long des accidents N070°E. Dans la zone de blocage qui en résulte, l'intensité des contraintes serait maximale ; ce qui favorise le développement de fentes de tension alignées NNW-SSE et atteignant la lithosphère jusqu'à des profondeurs de 150 km (Harmand et Cantagrel, 1984). C'est à travers ces fentes que le magma alcalin est injecté en surface. En dehors de la zone de blocage, le magma alcalin s'est injecté au point de l'ancrage de deux ou trois failles profondes et de directions différentes. C'est ce qui explique la dispersion des volcans isolés le long de l'ATT et d'autres accidents longitudinaux.

## CONCLUSION

Ce travail a contribué à la caractérisation et à la quantification des processus à l'origine des formes de relief de la région d'Ifrane-Guigou dans le causse Moyen Atlasique. Cette zone est caractérisée par la ride anticlinale de Taïliloute, qui coïncide avec un segment de l'ATT. Elle est orientée NE-SW et sépare les plateaux de Guigou au SE et d'Ifrane au NW. Trois processus sont à l'origine du relief de la zone d'étude.

Le premier est la naissance de la Téthys au NE et la présence de l'Atlantique à l'ouest. A partir du Trias supérieur, la dislocation du socle hercynien aboutit dans le domaine moyen atlasique à la formation de bassins sur décrochements. Au-dessus des argiles salifères, une plate-forme carbonatée s'est installée suite à la transgression d'obédience mésogéenne. Au sein de cette plate-forme apparaissent, au Sénumérien, des indices de mobilité qui donnera naissance à un bassin au niveau de l'actuel Moyen Atlas plissé. Au cours de cette période, les accidents hérités de l'orogénèse hercynienne ont joué en failles normales entraînant des dislocations de blocs dans le causse moyen atlasique. Le segment de l'ATT correspondant à l'actuelle ride de Taïliloute était au départ une ride paléogéographique séparant deux milieux paléogéographiquement différents. Le passage Lias/moyen-supérieur est caractérisé par l'ouverture de l'Atlantique central entraînant la translation vers l'est de la plaque africaine. La contrainte maximale  $\sigma_1$  est devenue horizontale et ce sont les décrochements senestres qui contrôlent l'évolution du bassin moyen atlasique et ses bordures. Le segment de Taïliloute, couvert par un bras du bassin, évolue en ride anticlinale répondant aux modèles microtectoniques et mathématiques.

Le deuxième mécanisme à l'origine du relief est le raccourcissement crustal. C'est à partir du Crétacé supérieur que commence le rapprochement de l'Afrique et de l'Ibérie. Au début la compression subméridienne se traduisait, dans le Moyen Atlas, par la dislocation de la plate-forme carbonatée et l'individualisation de golfes et de lagunes. Au cours du Néogène, on assiste à une réactivation des accidents majeurs en décrochements senestres à composante inverse. Il en résulte une inversion tectonique aboutissant à des structures en fleurs positives le long de la ride de Taïliloute et à un décollement de la couverture mésozoïque dans d'autres endroits du Moyen Atlas. Le raccourcissement n'est pas le seul phénomène qui est à l'origine de cette chaîne vu qu'il ne dépasse pas 5km au niveau du Moyen Atlas. Le jeu en décrochement de l'ATT se matérialise, sur la couverture carbonatée mésozoïque, par des

structures de Riedel et des dépressions à la jonction de deux segments. Ses structures ont contrôlé le développement des modelés karstiques dans la zone d'étude. L'analyse de la fracturation et la détermination des champs de contraintes montre que ce raccourcissement est produit durant cinq périodes tectoniques distinctes. Durant ces périodes, d'âge Miocène supérieur-Quaternaire récent, la contrainte maximale  $\sigma_1$  a varié de direction : la direction N105°-120°E est responsable du soulèvement de la ride de Taïliloute, la direction N15°-630°E a contrôlé l'édification des poljés et des grandes dépressions tandis que la direction N170°E a favorisé l'ouverture de fentes de tension et le jaillissement du volcanisme.

Le troisième mécanisme est un phénomène lithosphérique, localisé sur une bande allongée NE-SW et affectant l'ensemble des domaines structuraux du Maroc. Son amplitude verticale maximale, de l'ordre de 1000 m, est observée dans l'Anti-Atlas, le Haut Atlas Central et le Moyen Atlas. Son origine pourrait être un système convectif secondaire en relation avec la proximité du Craton Ouest-Africain. Ce système convectif induit une fusion partielle au niveau de la lithosphère ; le magma alcalin qui en résulte atteint la surface et couvre le plateau d'Azrou. L'injection du magma s'est faite à travers des failles profondes qui ont rejoué au Quaternaire moyen.

On peut donc conclure que plusieurs phénomènes ont contribué à l'évolution de la chaîne moyenne atlasique en général et à la région d'Ifrane-Guigou en particulier pour aboutir à la formation du relief actuel. Ce relief se caractérise par des paysages géotouristiques importants parmi lesquels on peut citer le paysage ruiniforme de Tidrine, le paysage ruiniforme de Boutkhoubaye, le site archéologique de Boutkhoubaye, les cuvettes de Michlifène et de Lechmine Lkettane, les Dayets, les formations récifales de Koudiat Ech-chehme et de Zitounate. Ces géosites méritent une valorisation et une carte d'identification.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**Akasbi, A. (1993).** Le Moyen Atlas nord-oriental au Dogger : contexte géodynamique méso-cénozoïque, comparaison avec le bassin de Guercif et les hauts plateaux. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université Mohamed V, Rabat.

**Angelier, J., 1990.** Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III—a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103, 363–376.

**Arboleya, M., Teixell, A., Charroud, M., & Julivert, M. (2004).** A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39(3), 319-327.

**Aubert, D. (1969).** Phénomènes et formes du karst jurassien. . *Eclogaegeol. Helv.* 62/2, pp. 325-399.

**Avias, D. (1959).** « Erosion karstique en Nouvelle-Calédonie ». A. I. H. Mémoires.

**Aydin, A., & Page, B. (1984).** Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay region, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(11), 1303-1317.

**Baali, A. (1998).** Genèse et évolution au Plio-Quaternaire de deux bassins intramontagneux en domaine carbonaté méditerranéen. Les bassins versants des dayets Afourgagh et Agoulmam (Moyen Atlas, Maroc) (Doctoral dissertation, Thèse d'Etat, Univ. Sidi Mohammed Ben Abdallah, Fès).326 p.

**Bakalowicz , M. (1999).** Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, SDAGE Rhône - Méditerranée - Corse. Agence de l'Eau Rhône - Méditerranée - Corse, Lyon, (p. 40).

**Bally, A. (1983).** Seismic expressio of structural styles. Am; ASs. *Petrol. geol.,Studies in Géology series*, 15, 3.

**Bamoumen H., Aarab El M., Soulaimani A. (2008).** Evolution tectono-sédimentaire et magmatique des bassins viséen supérieur d'Azrou-Khénifra et des Jebilet orientales (Meseta marocaine). *Estudios Geológicos*, 64(2). pp. 107-122.

**Bassoullet, J., Lachkar, G., Benshili, F., Blanc, P., BoutaKiot, M., Depêche, F., . . . Ruguet, C. (1991).** Stratigraphie intégrée dans le Toarcien du Maroc (rides sud-rifaines et Moyen Atlas). *Bul. Soc. Géol. France*. T. 161, n° 5, 825-839.

**Baudelot, S., & Charrière, A. (1983).** Définition et datation palynologique (Hettangien inférieur) de la Formation de Harira, niveau de décollement sous les formations dolomitiques du Causse moyen-atlasique (Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 296, 1807-1912.

**Baudelot, S., Charrière, A., Ouarhache, D., & Sabaoui, A. (1990).** Données palynologiques nouvelles concernant l'Ordovicien et le Trias-Lias du Moyen Atlas. . *Géologie Méditerranéenne*, t. XVII, 263-277.

**Baudelot, S., Colin, J., & Ouarhache, D. (1986).** Le niveau sédimentaire associé aux basaltes triasiques sur la bordure septentrionale du Causse d'El Hajeb (Maroc): données palynologiques et micropaléontologiques. *Rev. de paléobiol., Genève*, vol. 5, n° 2, 281-287.

**Ben Sari, D. (1987).** Connaissance géophysique du Maroc,. Centre National de coordination et de la planification de la recherche et des sciences et techniques, Rabat, Morocco, Rabat.

**Benabdelhadi, M., Oujaa , A., Zouhir , S., Ouchaou , B., Boudad , L., Fontugne , M., . . . Gourari, L. (2007).** Recherches sur la Préhistoire et la géologie du Quaternaire pour le développement socio-culturel de la région du Moyen Atlas. Rapport de fouilles. rapport de fouille, FST, Univers. S.M.B. Abdellah, Fès.

**Benjelloul, M. (1990).** Etude du milieu naturel et de l'impact anthropique dans le bassin synclinal d'Aïn Nokrah et la haute plaine du Guigou . Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille 2, Aix-Marseille 2.

**Benshil, K., & Elmi, S. (1989).** les étapes de l'évolution géodynamiques du bassin du Moyen Atlas plissé (Maroc) pendant le Lias et le Dogger. Colloque de géologie Franco-marocaine, Strasbourg, Strasbourg.

**Benshili, K. (1989).** Lias-Dogger du Moyen Atlas plissé (Maroc) : sédimentologie, stratigraphie, et évolution paléogéographique. *Doc. Labo. Géol. Lyon*. n°106, Lyon.

**Bentayeb, A., & Leclerc, C. (1977).** Le Causse moyen atlasique. *Ressources en Eaux du Maroc*, Tome3, Domaines Atlasiques et Sud-Atlasiques, 37-66.

**Benzaquen, M. (1965).** Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin du Guercif. Serv. Cart. Géol. Maroc,.

**Berkhli , M., Vachard, D., Paich, J., & Tahiri, A. (2000).** Modèle sédimentaire et évolution géodynamique du Nord-est de la Meseta occidentale marocaine au cours du Carbonifère inférieur. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes 331, pp. 251–256.

**Berkhli, M., Vachard, D., Paicheler, J., & Tahiri, A. (2000).** Modèle sédimentaire et évolution géodynamique du Nord-Est de la Méséta occidentale marocaine au cours du Carbonifère inférieur. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 331(4), 251-256.

**Bertrand, H., & Prioton, J. (1975).** Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique. Etude pétrographique et géochimique. Thèse de 3ème cycle, Université Claude Bernard,, Lyon, France.

**Bertrand, H., Dostal, J., & Dupuy, C. (1982).** Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. . Earth Planet. Sci.Lett., 58, 225-239.

**Birot, P. (1966).** Le relief calcaire. CDU, polycopié, Paris.

**Blanc, A. (1952).** Poljes karstiques. L'information géographique, 16(2), 72-75.

**Bouabdelli, M. (1994).** Tectonique de l'Est du Massif hercynien central (zone d'Azrou-Khénifra). Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale. Bull. Inst. sci. Rabat, 18,, 145-168.

**Bousquet, B. (1975).** La Grèce occidentale, interprétation géomorphologique de l'Epire, de l'Acarnanie et des îles Ioniennes, Th. Paris 1974,. Thèse d'Etat, Paris.

**Bousquet , J. (1977).** contribution à l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale : les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien. Int Simp Structural, History mediteranean bassins, 25-29 Oct, 1976 (Edited by Biju-duval, B. and Montadert, L.) Split, Yougoslavia, .Technip. Paris. , pp. 199-214.

**Brede, R. (1992).** Structural aspects of the Middle and the High Atlas (Morocco) phenomena and causalities. Geologische Rundschau, 81(1),, pp. 171-184.

**Bryan, H. (1993).** late quaternary Ostracod ecostratigraphy and shell chemistry from a small Moroccan Lakes, Middle Atlas mountains. Ph. D. thesis, University of Wales at Aberystwyth.

**Carey, E., Brunier, B., (1974).** Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C.R. Acad. Sci., Paris 279, 891–894.

**Chalot-Prat, F. (1986).** Mise en évidence d'une dépression volcanotectonique associée à d'épais épanchements ignimbritiques hercyniens dans le massif du Tazekka (Maroc oriental). . Rev Géol dyn Géogr phys Paris 27:3-4, 193-203.

**Chalot-Prat, F., Charrière, A., & Ouarhache, D. (1986).** Découverte d'un volcanisme explosif fini-triasique sur la bordure occidentale du Moyen Atlas (Maroc). Bull. Fac. Sci. de Marrakech, sect. Sci. Terre, 2, 127-141.

**Chalot-Prat, F., & Vachard, D. (1989).** Découverte de Foraminifères serpoukhoviens (Namurien inférieur) dans la série volcano-sédimentaire du Tezakka (Maroc Oriental). CR Acad Sci Paris 308 : II, 1157-1160.

**Charrière, A. (1984).** Évolution néogène de bassins continentaux et marins dans le Moyen Atlas central (Maroc). . Bulletin de la Société Géologique de France, (6), 1127-1136.

**Charrière, A. (1990).** Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc). Thèse de Doctorat Es Sciences, Université Paul Sabatier, Toulouse III.

**Charroud , A. (1995).** Le bassin Triasico-liasique de Kerrouchène. Un exemple d'inversions négative et positive. . Thèse de 3ème cycle, Université. Mohammed V, Rabat.

**Charroud , A., Charroud , M., Fedan , B., Laville , E., Rioult, M., Pique, A., & Du Dresnay, R. (1996).** Dynamique sédimentaire des formations triasiques du Moyen Atlas méridional - In : Le Permien et le Trias du Maroc : état des connaissances. . Pumag (Ed Medina, F.), pp. 269-289.

**Cazabat C. (1969).** L'interprétation des photographies aériennes. Bulletin d'Information de l'IGN, n° 8, 39 p.

**Chevalier, J.-P., 1962b.** Les madréporaires miocènes du Maroc. Notes et Mémoires du Service Géologique 173, 17–75.

**Cheddadi, Taieb, M., Damnati, B., Ortue, E., Guiot, J., & Lamb, H. (2004).** Climate changes since the last glacial maximum in Morocco and predicted impact on the Mediterranean ecosystems. "Rapid and catastrophic environmental changes in the Holocene and human. first joint meeting of IGCP 490 and ICSU Environmental catastrophes in Mauritania, the desert and the coast. Atar, Mauritania.

**Choubert, G., & Faure-Muret, A. (1960-62).** Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Mem. h. ser. soc. Géol.FR.(Livre mémoire P.Fallot), t.1 , 447-527.

**Choubert, G., & Faure-Muret, A. (1962).** Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, 1,.

**Choubert, G., & Faure-Muret, A. (1967).** le Jurassique de la région d'El Mars-Skoura (Moyen Atlas) ; in étude sur le jurassique du Moyen Atlas, Maroc. (Vol. 200). (N. e. géol.Maroc, Éd.) Rabat.

**Christie-Blick, N., & Biddle, K. (1985).** Déformation and bassin formation along Strike-slip faults. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick editors, Strike-slip deformation, bassin formation, and sedimentation. Soc. Econ. Paléont. Miner., spec. Publ., 37 , 1-34.

**Cloos, H. (1928).** Experiments on inner structure(tectonics). Centralblatt for Mineral. Geol. und Palaontol.,(West Germany)., 609-621.

**Cogney, G., & Faugeres, J. (1975).** Précisions sur la mise en place des épanchements basaltiques des formations triasiques de la bordure septentrionale du Maroc. . Bull. Soc. géol. France, série 7, t. XVII, n° 5, 731-733.

**Cogney, G., Normand, M., Termier, H., & Termier, G. (1974).** Observation sur le basalte du bassin triasique de Rommani-Maâziz (Maroc occidental). Notes et Mém. Sev. géol. Maroc, 36, 264, 153-173.

**Cogney, G., Termier, H., & Termier, G. (1971).** Sur la présence de « pillow lava » dans le basalte du Permo-Trias du Maroc central. . C. R. Acad. Sci. Paris, 273 (D), 446-449.

**Colo, G. (1961).** Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. (Vol. n° 139). (N. e. géologique, Éd.) Rabat: édition de la division de lagéologie.

**Colo, G., & Morin, P. (1952).** Sur l'extension du Miocène au Sud et à l'Ouest de Taza. Notes Serv. géol. Maroc, 6, 27-31.

**Corbel, J. (1975).** Karst Hauts-Alpins . Revue de Géographie de Lyon, vol.32,N°2 , 135-158.

**Damnati, B., & Taieb, M. (2003).** La sédimentation actuelle dans le lac Iffir (Moyen Atlas, Maroc) : résultats préliminaires. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N°452, 301-306.

**De Pachter, P. (1983).** Le volcanisme permien et fini-triasique dans le Haut Atlas de Marrakech (Maroc). Approche pétrographique et géodynamique. . Thèse 3ème cycle, Université Joseph-Fourier, Grenoble.

**De Pachtere, P., Bertrand, M., & Tane, J. (1985).** Mise en évidence de centres d'émission dans la série volcanique fini-triasique du Haut Atlas de Marrakech. C. R. Acad. Sci Paris, t. 300, série. II, 1029-1032.

**Deffontaines B. (1990).** Développement d'une méthodologie morphoneotectonique et morpho-structurale, analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT. Thèse de l'Université Paris 6, 229 p.

**Deffontaines, B., & Chorowicz, J. (1991).** Principle of drainage basin analysis from multisource data, Application to the structural analysis of the Zaire Basin. Tectonophysics, 194, 237-263.

**Deffontaines , B., Cadet , J., & Fourniguet , J. (1991-1992).** L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'Est de la France. GeodynamicaActa., Paris, 5, 4, 279-292.

**Deffontaines, B., Chotin, P., Ait Brahim, L., & Rozan, M. (1992).** Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. Geologische Rundschau, Stuttgart, 81, 1, 199-210.

**Deffontaines , B., Pubellier , M., Rangin , C., & Quebral , R. (1993).** Discovery of an Intra-arc transform zone in Mindanao (Philippines) using morphotectonic data., *Zeitschrift für Geomorphologie*, Berlin - Stuttgart. Suppl.-Bd. 94, 261-273.

**Deffontaines, B., Angelier, J., Lee, J., & Carvalho, J. (1994).** New geomorphic data on Taiwan active orogen: a multisource approach., *Journal Geophysical Research*, 99, B8: 20,243-20,266.

**Delannoy, J., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B., & Perrette, Y. (2001).** Contribution de la cartographie morphologique souterraine dans l'étude spéléogénique de la grotte Chauvet. Premiers éléments spéléogéniques et implications paléogéographiques, . *Quaternaire*, 12(4), pp. 235-248.

**Deroin , J., & Deffontaines , B. (1995).** Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central) . *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 39, 1, 97-116.

**Dresnay (Du), R. (1963).** Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El-mers et de Skoura (Moyen Atlas, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, I.V, n°6, 883-900.

**Dresnay (du), R. ((1969).** coupe D-E de carte géologique du Maroc au 1/100000, EL Hajeb. . *Notes et mémoires 160*, Edition du Service géologique du Maroc, Direction des Mines, de la Géologie et de l'Énergie.

**Dresnay (Du), R. (1969).** Discussion stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiées par Mlles Y. Attims, F. Cremier et F. Gazeau. in *Bois fossiles du Mésozoïque du Maroc*, n°210, 121-178.

**Dresnay, R. (1971).** extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. soc. Géol. France*, (7), t.XII, n°1-2, 46-56.

**Dresnay (Du), R. (1975).** "Le milieu récifal fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Deuxième Symposium Internationaux Coraux et Récifs Coralliens Fossiles., 296-312.

**Dresnay Du, R., & Suter, G. (1975).** Carte géologique du Maroc à 1/100 000ème, feuille: El Hajeb. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 1.

**Dresnay (du), R. (1988).** Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco). In "lecture note in Earth Sciences", n° 15, the Atlas systems of morocco, VK Jacobshagen (Ed). Springer Verlag Berlin,293-320.

**Droque , C., & Plegat , R. (1971).** Température et phénomènes biochimiques dans la dissolution du calcaire. Bulletin de l'Association de géographes français, N°389-390, 48e année, Mai-juin 1971., pp. 235-240.

**Dubar, G. (1932).** Faunes liasiques du Moyen Atlas marocain. Annales de la Société géologique du nord.57, (3), Lille, 181-182.

**Dubar, G. (1943).** Notice explicative de la carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt au 1/200.000 e. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 59, 60.

**Dubar, G. (1962).** Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). Mémoire hors série, Société géologique de France, t. I, 529-544.

**Dubar, G., & Termier, H. (1932).** Sur les faciès du Lias inférieur au Toarcien dans le Moyen-Atlas marocain. CR Acad. Sci. Paris, 195, 890-892.

**Duchaufour, H., & Bizimana, M. (1992).** Restauration de la fertilité et conservation des sols au Rwanda. Bull. Réseau Erosion, 12, 161-178.

**Due G-, Hervouet Y., Laville E., Luca P. De, Robillard Dn (1977),-** accident nord moyen atlasique dans la région de Boulemane (Maroc): une zone de coulissement synsédimentaire. Ann. Soc. Gén. nord, XCVII, (2). pp. 145-162.

**Durand, A., & Lang, J. (1986).** Approche critique des methodes de reconstitution paleoclimatique; le Sahel nigero-tchadien depuis 40 000 ans. Bulletin de la Societé geologique de France, 2(2), 267-278.

**Durant, A., & Lang, G. (1986).** Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatiques : le sahel nigéro-tchadien depuis 40'000 ans. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), II, 267-278.

**El Arabi, H. (1987).** Etude stratigraphique et sédimentologique du lias aux confins du causse moyen atlasique et du Moyen Atlas plissé (Maroc). Thèse du 3<sup>e</sup> cycle U.P.S, Toulouse.

**El Arabi, H. (2001).** plate-forme carbonate jurassique (<Hettangien?-Aalenien) du Moyen Atlas occidental (Maroc), zone de transition entre le sillon moyen atlasique et le bassin occidental du Selloum. Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès: Thèse de Doctorat d'Etat Es-Sciences.

**El Arabi, H., Canérot, J., & Charrière, A. (1987).** Dynamique récifale et tectonique distensive en blocs basculés : l'exemple des récifs liasiques du bloc de Guigou (causse moyen atlasique, Maroc). Rev. Fac des Sc. Marrakech, Num. Spéc.2, 207-223.

**El Azzab, D., & El Wartiti, M. (1998).** Paléomagnétisme des laves du Moyen Atlas (Maroc): rotations récentes. . Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 327(8)., 509-512.

**El Azzouzi, M., Maury, R., Bellon, H., Youbi, N., Cotten, J., & Kharbouch, F. (2010).** Petrology and K-Ar chronology of the Neogene-Quaternary Middle Atlas basaltic province, Morocco. Bull. Soc. géol.Fr. t. 181, no 3, , 243-257.

**El Hammichi, F. (2002).** Le Moyen Atlas sud-occidental (Maroc) au Lias-Dogger : Contexte géodynamique, biostratigraphie (ammonites) et évolution paléogéographique. Thèse de Doctorat, Université Mohamed V, Rabat.

**El Hassani, A., Huon, S., Hoepffner, C., Whitechurch, H., & Piqué, A. (1991).** Une déformation d'âge ordovicien moyen dans la zone des Sehoul (Meseta marocaine septentrionale). Regard sur les segments "calédoniens" au NW de l'Afrique. C. R. Acad. Sci., 321(2), 1027-1032.

**Elder, J. (1976).** Comparative cross-national methodology. Annual Review of Sociology, 209-230.

**Elloy, R. (1970).** Etude du Jurassique de la région de Guercif et du Moyen Atlas. Rapport S.N.P.A. 13, 23.

**Etebaai, I. (2009).** L'environnement actuel et le fonctionnement hydroclimatique de quelques systèmes lacustres dans le Moyen Atlas marocain: cas des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh. Thèse de Doctorat National, Université Abdel Malek Essaadi, FST , Tanger.

**Fabre, G. (1976).** - b - Modelé des versants calcaires des gorges du Gardon. Actes Symposium Versants pays médit., Aix 1975,, pp.9-13.

**Faure-Muret, A., & Meslouh, S. (2005).** Carte géologique du Maroc 1/50 000, feuille d'Azrou. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 461., 1.

**Fedan, B. (1988).** - Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : Le Moyen Atlas durant le méso-cénozoïque. (T. d. Es-Sciences, Éd.) Rabat, Université Mohamed V.

**Fedan, B., & Tomas, G. (1986).** Découverte de dépôts néogènes déformés par l'accident nord-moyen-atlasique (Maroc). Implications sur son activité mio-plio-quadernaire au nord de Bouleman. Géol. Méditerranéenne, 12, 53-156.

**Fedan, B., Delfaud, J., & Duée, G. (1986).** Tectonique alpine au Maghreb, Tunisie, Algérie, Maroc. Le Moyen Atlas (Maroc) pendant le Lias. Rév. Rech. Coop. Progr., Pau, (080757), 1.

**Fedan , B., Laville , E., & Mezgueldi , A. (1989).** le bassin jurassique du Moyen Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relais de décrochement. Bull.Soc. Géol.Fr., (8), V, 6,, pp. 1123-1136.

**Fiechtner, L. (1990).** Geochemie und geochronologie frühmesozoischer tholeiite aus Zentral-Marokko. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlugen, n° 118, 1-76.

**Fiechtner, L., Frieddrichsen, H., & Hammerschmidt, K. (1992).** Geochemistry and geochronology of early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. . Geologische Rundschau, Stuttgart, vol. 81/1, 45-62.

**Fiechtner, L., Friedrichsen, H., & Hammerschmidt, K. (1992).** Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. Geologische Rundschau, 81(1), 45-62.

**Fraissinet, C. (1989).** Les étapes de la structuration récente du Haut-Atlas calcaire (Maroc): Analyse des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaîne intracontinentale.(U. Thesis, Éd.) Paris XL: University Thesis.

**Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R., & Mercier, E. (2004).** The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19, 740-761.

**Gardet, G. & Gérard, C. (1946)** – Contribution à l'étude paléontologique du Moyen-Atlas septentrional. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 64, 88 p., 1 fig., 8 pl.

**Gentil, L. (1912).** Le Maroc physique. (N. C. sc., Éd.) Paris: Alcan édition.

**Géze, B. (1963).** « Observations spéléologiques dans le Pacifique». *Spelunca. Mémoires* n° 3.

**Giese , P., & Jacobshagen , V. (1992).** Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. - *Geol. Rundschau*, n° 81, 1., pp. 249-259.

**Gómez, F., Allmendinger, R., Barazangui, M., Er-Raji, A., & Dahmani, M. (1998).** Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas mountains of Morocco. *Tectonics*, 17, 520-533.

**Gourari, L. (2001).** Etude hydrochimique, morphologique, lithostratigraphique, sédimentologique et pétrographique des dépôts travertino-détritiques actuels et plio-quaternaire du bassin karstique de l'oued Aggaï (Causse de Sefrou Moyen Atlas, Maroc). . Thèse d'Etat, Université Sidi M. Ben A., Fès.

**Granier, T. (1982).** Genèse de la fracturation du granite. U tilisation d'intérêt géologique d'un programme d'éléments finis. Mémoire de DEA, Labo de géol struct. U.S.T.L, Montpellier.

**Harding , T. (1973).** Newport-Inglewood trend, California, an example of wrenching style of deformation. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin*, 57, 97-116.

**Harding, T. (1985).** Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin*, 69, 4, 582-600.

**Harmand, C., & Cantagrel, J. (1984).** Le volcanisme alcalin Tertiaire et Quaternaire du Moyen Atlas (Maroc): chronologie K/Ar et cadre géodynamique. *Journal of African Earth Sciences* (1983), 2(1), 51-55.

**Harmand, C., & moukadiri, A. (1986).** Synchronisme entre tectonique compressive et volcanisme alcalin; exemple de la province quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4)., 595-603.

**Hatzfeld, D., Frogneux, M., & Girardin, N. (1977).** Etude de la sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar et l'Algérie du Nord. *Bull. Soc. Géol. France* 7., pp. 741-747.

**Hatzfeld, D., & Frogneux, M. (1981).** Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature*, 292(5822), 443-445.

**Hinaje S. (2004) :** Tectonique cassante et paléochamps de contraintes dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas central (Midelt-Errachidia) depuis le Trias jusqu'à l'Actuel. Thèse Doctorat d'Etat, Faculté des Sciences - Rabat, 363p.

**Hinaje, S., & Aït Brahim, L. (2002).** Les bassins lacustres du Moyen Atlas (Maroc): Un exemple d'activité tectonique polyphasée associée à des structures d'effondrement. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa*, 89, 283-294.

**Hoepffner, C. (1977).** Données nouvelles sur le Paléozoïque de la bordure occidentale du massif du Tazekka (Maroc oriental). *C.R. acad. Sc. Paris. T.28,sér. D*, 1635-1637.

**Hoepffner, C. (1987).** La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. . Thèse Doct Sci Strasbourg, Strasbourg.

**Hoepffner, C., Houari, M., & Bouabdelli, M. (2006).** Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *Comptes Rendus Geosciences - Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb - Some récent développements . Comptes Rendus Geosciences - Q Maghreb geodynamics*, 338(1-2) :, 25-40.

**Hoepffner, C., Soulamani, A., & Piqué, A. (2005).** The Moroccan Hercynides. . *J. Afr. Earth Sci.*, 43, 144-165.

**Hollard, H., Michard, A., & Piqué, A. (1976).** l'orogénie accadienne dans les hercynides marocains. 4e Réunion Ann. Sci. Terre, Paris, (p. 25).

**Howard A.D. (1967)** - Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, vol. 51, n° 11, p. 2246-2259.

**Huon, S. (1985).** Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans les schistes paléozoïques du Maroc; étude microstructurale et isotopique, conséquences régionales. Thèse Univ Louis -Pasteur, Strasbourg.

**Ilmen, R., Sabir, A., & Benzyane, M. (2014).** Reconstruction dendroclimatique de la variation de température moyenne avril-juillet depuis 1776 AD dans le Moyen Atlas. . J. Mater. Environ. Sci. 5 (1), 167-176.

**Kazi Tani, N. (1986).** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algérien, approche mégaséquentielle. Thèse de doctorat., Univ. Pau,, Pau.

**Kharbouch, F. (1982).** Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la Méséta nord-occidentale et orientale marocaine. Thèse 3e cycle, Strasbourg, Strasbourg.

**King, S., & Anderson, D. (1998).** Edge-driven convection. Earth and Planetary Science Letters, 160(3), 289-296.

**King, S., & Ritsema, J. (2000).** African hotspot volcanism: small scale convection in the upper mantle beneath cratons. Science, 290, 1137-1140.

**Kingma, J. (1958).** Possible of Piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics, 1(2), 269-274.

**Laadila, M. (1996).** Stades de l'évolution de la plate forme carbonate liasique du moyen Atlas (Maroc) . Thèse d'état es-sciences naturelles, Univ. Mohammed V, Rabat-Agdal, Maroc), Rabat.

**Laadila, M., & Duée, G. (1984).** Fonctionnement synsédimentaire miocène des accidents d'Al Adarj (Moyen Atlas). 10ème Reun. ann.Sci. Terre,(Bordeau), (p. 322). Bordeaux.

**Labhar, M. (1985).** L'Evolution récente des milieux naturels dans la région de Sefrou: Moyen-Atlas Maroc (1962-1982) . Thèse d'Etat.

**Lachkar G., Ouarhache D. & Charriere A. (2000).** Nouvelles données palynologiques sur les formations sédimentaires associées aux basaltes triasiques du Moyen Atlas et de la Haute Moulouya (Maroc). - Revue de Micropaléontologie, Vol. 43, n° 4, pp. 281-299.

**Lakhbiza, F. (1996).** Evolution de la plate-forme carbonate liasique dans la partie sud-ouest du Moyen Atlas, Maroc. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université Mohamed V, Rabat, Rabat.

**Lamb, H., Damblon, F., & Maxted, R. (1991).** Human impact on the vegetation of the Middle Atlas Morocco, during the last 5000 years. J. of biogeography, 18:, 519-532.

**Lamb, A., Leng M.J., Umer, M., & Mand Lamb, H. (2004).** Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and  $\delta^{13}C$ ) of lacustrine organic matter. . Quaternary Science Reviews, Volume 23, Issues 7-8,, 881-891.

**Lambert, M. (1997).** La sédimentation dans le lac Neuchâtel (Suisse): processus actuels et reconstitutions paléoenvironnementales de 1500 BP à nos jours. . 237 p. Thèse de l'Université de Neuchâtel.

**Laville, E. (1977).** l'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la région d'Imouzzer des Marmoucha. Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, 5, 1151-1158.

**Laville , E. (1985).** Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements. Thèse Doctorat d'Etat. USTL Montpellier, , USTL Montpellier, , Montpellier.

**Laville , E. (1988).** A Multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the central high atlas (Morocco). In:'' Triassic-jurassic Rifting, continental Breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins''. Manspeizer W., Ed., Developments in Geotectonic 22, Elsevier, New-York, Ch. 21, , pp. 499-523.

**Laville , E., & Fedan , B. (1989).** Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. Sci. Géol. Mem., 84,, pp. 3-28.

**Laville , E., & Fedan , B. (1989).** Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. *Sci. Géol. Mem.*, 84, pp. 3-28.

**Laville , E., & Piqué , A. (1991).** La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. géol. France* 162, 1161–1171.

**Laville, E., Piqué , A., Amrhar , M., & Charroud , M. (2004).** A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38(2)., pp. 145-153.

**Laville, E., Charroud, A., Fedan, B., & Charroud, M. (1995).** Inversion négative et rifting atlasique : l'exemple du bassin triasique de Kerrouchen (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 166, 4., pp. 365-374.

**Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., & Charroud, M. (2004).** A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38(2), 145-153.

**Liégeois, J., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., & Bonin, B. (2005).** The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. *Geological Society of America Special Papers*, 388., 379-400.

**Macko S.A., Engel M.H., Parker P.L., (1993).** Early diagenesis of Organic Matter in Sediments Assessment of Mechanisms and Preservation by the Use of Isotopic Molecular Approches, In *Organic Geochemistry : principes and applications.*, (1993). Edited by Engel M.H. & Macko S.A., Plenum Press, New York, USA.

**Makris, J., Demnati, A., & Klusmann, J. (1985).** Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Annales Geophysicae*, 3, 369-380.

**Margat, J. (1952).** Le bassin Quaternaire du Tafilalt (Hydrogéologie du Maroc—VII-3) *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, (97).

**Martin, J. (1977).** Le Moyen Atlas central, étude géomorphologique. Thèse, Paris.

**Martin, J. (1981).** Le Moyen Atlas central étude géomorphologique. (Vol. N° 258 bis). Rabat Maroc: Notes et Mémoires du service Géologique.

**Mattauer , M., Tapponier , P., & Proust, F. (1977).** sur les mécanismes de la formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XIX, 3,, pp.521-526.

**Maxted, R. (1989).** Magnetic mineralogy and sediment yield of lake catchments in the middle Atlas morocco. Ph. D. thesis, University of Wales at Aberystwyth.

**Meyers, P. (2003).** Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Organic Geochemistry, Vol. 34, Issue 2.

**Meyers, P., & Ishiwatari, R. (1993a).** Lacustrine organic geochemistry an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Organic Geochemistry 20, 867–900.

**Michard, A. (1976).** Eléments de géologie marocaine. Rabat: Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc.

**Michard, A., Cailleux , Y., & Hoepffner, C. (1989).** L'orogène mésétien du Maroc : structure, déformation hercynienne et déplacements. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 335, 313-327.

**Missenard, Y. (2006).** le relief des Atlas Marocains: contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques. . université Cergy-Pontoise. thèse d'Etat.

**Moody, J., & Hill, M. (1956).** Wrench-fault tectonics. Geological Society of America Bulletin, 67(9), 1207-1246.

**Morabet, A. (1975).** The Lias of the Middle Atlas platform Morocco. Mast. Sc. ThesisSuth. California. U.S.A, California.

**Morgant, I. (2014).** Mesures de susceptibilité magnétique. travaux de laboratoire de l'Institut des Sciences de la Terre , Paris.

**Moukadiri , A. (1983).** Les Enclaves ultrabasiques associées aux balsates alcalins dans le district volcanique d'Azrou-Timahdite(Moyen-Atlas, Maroc). Thèse de 3é Cycle, Univer. Clermond- Ferrand II, Clermond- Ferrand II.

**Moukadiri, A. (1999).** Essai de caractérisation de la lithosphère sous le moyen Atlas (Maroc) par l'étude des Xénolites basi-crustaux et mantelliques dans les basaltes alcalins quaternaires. Thèse d'Etat., Université Cadi Ayad, Marrakech., Marrakech.

**Muri, G., Wakeham, S., Peace, T., & Faganelim, J. (2004).** Evaluation of lipid biomarkers as indicators of changes in organic matter delivery to sediments from Lake Planina, a remote mountain lake in NW Slovenia. *Organic Geochemistry* 35. *Organic Geochemistry* 35, 1083–1093.

**Muxart, T. (1971).** « Contribution à l'étude de la solubilité de la calcite dans l'eau en présence d'anhydride carbonique à 20°C et 30°C ». B.A.G.F., n° 389390.

**Nassili, M. (1982).** Etude structurale de la terminaison nord occidentale du Moyen-Atlas plissé (SW Meghraoua, Maroc). Thèse 3e Cycle, Rabat, 23.

**Obermeier, S. (1996).** Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location. *Engineering Geology*, 1996, vol. 44, no 1, 1-76.

**Odin, G. (1994).** ODIN G. S. (1994). - Geological Time scale. . C. R. Acad. Sci., Paris 318, (II), 59-71.

**Olivet, J. (s.d.).** Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse Doctorat d'Etat., Univers. Paris VI., Paris VI.,

**Olivet, J., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J. (1984).** Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapp. Sci. Techn. CNEXO*, 54, , pp. 1-108.

**Ouarhache, D. (1987).** Etude géologique dans le Paléozoïque et le Trias de la bordure NW du Causse moyen-atlasique (S et SW de Fès, Maroc). . Thèse de 3ème cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse III, France.

**Ouarhache, D. (2002).** Sédimentation et volcanismes (effusif et explosif) associés au rifting triasique et infraliasique dans le Moyen Atlas sud-occidental et la Haute Moulouya. Doctorat d'Etat Es-Sciences, Université Mohamed V, Rabat.

**Paulissen, E., & Vermeersch, P. (1987).** Earth, man and climate in the Egyptian Nile Valley during the Pleistocene. Prehistory of North Africa. Southern Methodist University Press, Dallas, 29-67.

**Piqué, A., & Michard, A. (1981).** Les zones structurales du Maroc hercynien. Sciences géologiques, bulletin, 34(2), 135-146.

**Piqué, A., & Michard, A. (1989).** Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa. American Journal of Science, Vol. 289, 286-330.

**Prud'homme, R. (1972).** Analyse Morphostructurale appliquée A L'aquitaine Occidentale Et Au Golfe de Gascogne ; Définition D'une Méthodologie Cartographique Interprétative. thèse d'Etat, université de Bordeaux 1, Bordeaux 1.

**Pubellier, M., Deffontaines, B., Quebral, R., & Rangin, C. (1994).** Drainage network analysis and tectonics of Mindanao, Southern Philippines. Geomorphology, 9, 325-342.

**Rahhali, I. (1970).** Foraminifères benthiques et pélagiques du Crétacé supérieur du synclinal d'El Koubbat (Moyen Atlas). Notes Mem. Serv. Géol.Maroc. T 30, N° 225, 51-97.

**Ramdani, F. (1998).** Geodynamic implications of intermediate-depth earthquakes and volcanism in the intraplate Atlas mountains (Morocco). Physics of the Earth and Planetary Interiors, 108(3), 245-260.

**Renault, P. (1958).** Eléments de spéléomorphologie karstique. Annales de . . Spéléologie, 13(1-4):, pp. 23-48.

**Rhoujjati, A. (1995).** Géochimie organiques et changements environnementaux du dernier cycle climatique : Etude des sédiments du lac saint Front (Massif Central, France). Thèse de l'université d'Aix-Marseille- II (CEREGE), Marseille II.

**Rhoujjati, A. (2007).** Les variations paléoclimatiques et paléoenvironnementales depuis 21.000 ans BP. Jusqu'à présent dans le Moyen Atlas marocain : cas des lacs Ifrah et Iffer (région d'Ifrane). Thèses de Doctorat, Univ Chouaib Doukkali, El Jadida.

**Richard, P. (1987).** Structures en fleur : modélisation analogique et exemple naturel. D.E.A, Université Rennes, Rennes.

**Richard, P. (1989).** Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. . Thèse de doctorat, Université Rennes 1., Rennes 1.

**Richard, P., & Cobbold, P. (1989).** Structures en fleur positive et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. C.R. Acad. Sci. Paris 1. 308, série II., 553-560.

**Riedel, W. (1929).** Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Zentralblatt für Mineralogie, . Geologie und Paläontologie B, 1929 , 354-368.

**Rispoli, R. (1981).** Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes. Tectonophysics, 75(3), 29-36.

**Robillard, D. (1978).** Etude structural du Moyen Atlas séptentrional (Region de Taza, Maroc). Thèse 3è cycle, Lille,, Lille.

**Robillard, D. (1979).** Tectonique synsédimentaire du Moyen Atlas septentrional au Sud Taza (Maroc). Bull. Soc. Geol. France, (7), XXI, 4, 441-447.

**Roch E. (1950).** – Histoire stratigraphique du Maroc. – Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 80, 1-437.

**Rodgers, D. (1980).** Analysis of pull apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. in: Ballance, P.F. and H.G., eds, sedimentation of oblique-slip mobile zones: int. assoc. Sedim. special Public 4, 27-41.

**Roques , H. (1962).** « Considérations théoriques sur la chimie des carbonates ».. Annales de Spéléologie. T. XVII fasc. 1, 11-41,241-284, 463-467.

**Rossi, G. (1980).** **ROSSI G., (1980)** - « L'extrême Nord de Madagascar », 439 p. Madagascar: Edisud.

**Russo, P. (1926).** Recherches géologiques sur le territoire des Hauts-Plateaux (Maroc oriental). (4. (Nouvelle Série), Éd.) Lyon: Annales de l'Université de Lyon.

**Sabaoui, A. (1987).** Structure et évolution alpine du Moyen-Atlas septentrional sur la transversale Tleta des Zerarda-Meghraoua (SW de Taza, Maroc). (U. P. Thèse de 3ème cycle, Éd.) Toulouse III.

**Sadkaoui D. (2011).** Etude géomorphologique de la zone de Boutkhoubaye (au nord-est de Michlifene moyen atlas, Maroc). Mémoire de Master en Géologie du Quaternaire et Préhistoire, Faculté des Sciences, Meknès, 70p.

**Sadkaoui, D., Gourari L., Benabdelhadi M., El Arabi H., Oujaa A. & Fountougne M. (2014).** Etude Géomorphologique de Boutkhoubaye au Nord-est de Michlifene (Moyen Atlas, Maroc. Actes du Colloque RQM6, 2014, pp.47-59.

**Sadkaoui, D., Benabdelhadi, M., Deffontaines, B., Gourari, L., Ntarmouchant, A., Baali, B. & Benzougagh, B. (2015).** Indices Néotectoniques dans les sédiments du lac Ifrah (Moyen Atlas, Maroc). European Scientific Journal, vol. 11(N°14), pp. 147-164.

**Saint-Ours (de), J. (1959).** « Les phénomènes karstiques à Madagascar ». Annales de Spéléologie. T. XIV, fasc. 3-4, 274-291.

**Savornin, J. (1921).** Le Moyen-Atlas marocain. Cr Acad. Sc. Paris, 173, 322.

**Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., & Hanes, J. (1991).** -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. Earth and Planetary Sciences Letters, 104, 455-472.

**Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., & Demnat, A. (1996).** Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. Nature, v. 379, 785-790.

**Segall, P., & Pollard, D. (1982).** Mechanics of discontinuous faults. J. Geophys. Res., 85, pp. 4337-4350.

**Seilacher, A. (1991).** Events and their signatures—an overview. Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 222-226.

**Septfontaine, M. (1984).** Biozonation (à l'aide des foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). Revue de micropaléontologie, 27(3), 209-229.

**Sfeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergés, E., & Patience, A. (1996).** The relationships between lacustrine organic sedimentation and palaeoclimatic variations. Lac du Bouchet, Massif Central, France. . Quat. Sci. Rev. 15, 203– 211.

**Sichler , B., Olivet , J., Auzende , J., Jonquet , H., Bonnin , J., & Bonifay , A. (1980).** Mobility of morocco. Can. J. Earth. Sci., 17,, pp. 1546 – 1558.

**Strahler, A. (1957).** Quantitative analysis of watershed geomorphology. Eos, Transactions American Geophysical Union, 38(6), 913-920.

**Sylvester, A. (1988).** Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, 100(11), 1666-1703.

**Sylvester, A. (1988).** Strike-slip faults. , 1666-. Geological Society of America Bulletin, 100(11), 1666- 1702.

**Tadili, B., & Ramdani, M. (1983).** Computer file of Moroccan earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 73(2), 653-654.

**Tchalenko, J. (1970).** Similarities between shear zones of different magnitudes. Geological Society of America Bulletin, 81(6)., 1625-1640.

**Tchalenko, J. (1970).** Similarities between shear zones of different magnitudes. . Bul. Geol. Soc. Am. 81, 1625-1640.

**Tchalenko, J., & Ambraeys, N. (1970).** Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. Geological Society of America Bulletin, 81(1), 41-60.

**Teixell, A., Ayarza , P., Zeyen, H., Fernández, M., & Arboleya, M. (2005).** Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. Terranova, 17, 456-461.

**Termier, H. (1936).** Etude géologique sur le Maroc Central eLe Moyen Atlas septentrional. (Vol. N° 33). (N. E. Géologique, Éd.)

**Verdier, J. (1971).** Etude géologique des basaltes doléritiques du Trias du Barrage de Moulay-Youssef au site des Aït-Aadel sur l’oued Tassaout, Haut Atlas, Maroc. . Notes. Serv. géol. Maroc, t. 31, n° 237, 241-272.

**Waltham, A., & Fookes, P. (2003).** Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36(2), 101-118.

**Wigger, P., Asch, G., Giese, P., Heinsohn, W., El Alami, S., & Ramdani, F. (1992).** Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geol. Rundschau*, 81(1), 237-248.

**Wilcox, R., Harding, T., & Seely, D. (1973).** Basic wrench tectonics. *Aapg Bulletin*, 57(1), 74-96.

**Wilson, J. (1963).** A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian J. Phys.*, 41,, 863-870.

**Xiohan, L. (1983).** Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc: Observations et simulations mathématiques. Thèse de doctorat, Montpellier.

**Zeroual, E. (1995).** Enregistrement climatiques dans les sédiments du lac Isli (Haut Atlas, Maroc) : variations des influences climatiques sahariennes et méditerranéennes (de 34,000 ans BP a nos jours). Thèse de Doctorat de l'Université de Neuchâtel.

**Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., & Rimi, A. (2005).** Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 24(2).

## LISTE DES FIGURES

Figure I. 1: Carte structurale du Moyen Atlas .....	4
Figure I. 2: carte des affleurements du Causse Moyen Atlasique.....	6
Figure II.1: Localisation de la zone d'étude.....	12
Figure II.2: Causse d'Ifrane... ..	14
Figure II.3: cause d'Amekla.....	15
Figure II.4: Causse de Guigou .....	16
Figure II.5: plateau d'Azrou.....	17
Figure II.6: Cartes de localisation des lacs.....	21
Figure II.7: Géochimie organique et minérale par perte au feu.....	23
Figure II.8: Lithologie de la séquence du rivage du lac Iffer.....	25
Figure II.9: granulométrie de la carotte d'Iffer .....	26
Figure II.10: géochimie minérale du sondage du lac Iffer .....	27
Figure II.11: Paramètres de la géochimie organique et des carbonates au sondage d'Iffer .....	28
Figure II.12: reconstruction de la température moyenne de 1776-2008 AD .....	29
Figure II.13 : variation du taux de sédimentation au centre du lac Iffer .....	31
Figure II.14: Variation des précipitations à la station d'Aït Khbach entre 1970 et 2009 .....	32
Figure II.15: Contexte structural des boutonnières du nord du CMA .....	34
Figure II.16: Carte de distribution des terrains triasiques dans le CMA....	36
Figure II.17: coupes du Trias au niveau de l'ATT.....	37

Figure II.18: localisation de la formation Harira dans le poljé d'Ifrac.....	40
Figure II.19: Colonne stratigraphique et détail de la formation de Harira..	41
Figure II.20: Série synthétique du Lias inférieur du CMA.....	43
Figure II.21: Lias inférieur du Jbel Saghro .....	45
Figure II.22 : Log stratigraphique de Maftah.....	47
Figure II.23 : Log stratigraphique synthétique du Causse d'Ifrane.....	48
Figure II.24: Coupe Merzedki Guigou.....	51
Figure II.25 : coupe schématique du récif de Koudiat Echham.....	52
Figure II.26: Carte de situation des dépôts toarcien-bajocien.....	54
Figure II.27 : Carte de localisation des volcans Plio-quaternaires du CMA	57
Figure II.28: Carte pétrologique des unités volcaniques du Moyen Atlas....	59
Figure III.1 : Relation angulaires entre les structures développées dans la couverture sédimentaire, au-dessus d'un décrochement.....	62
Figure III.2: Exemple naturel de Riedel R & R' antithétiques d'un décrochement sénestre .....	63
Figure III.3: Exemple naturel de failles synthétiques secondaires P .....	63
Figure III.4: A. exemple de failles normales en échelon au -dessus d'un décrochement de socle sénestre .....	64
Figure III.5: Géométrie de plis en échelon associés à un décrochement.....	64
Figure III.6:Arrangement spatial, en carte, des structures associées à un décrochement dextre idéalisé .....	65
Figure III.7: Profils sismiques des structures en fleurs positifs de la plaine abyssale Aruba Gap, Colombie (a) et Ardmores bassin (b).....	66
Figure III.8: Caractéristiques d'une zone décrochante sur une section	

transversale idéalisée .....	67
Figure III.9: Différents types de relais de décrochements .....	68
Figure III.10: Modèle microtectonique .....	69
Figure III.11: Modèle de Liu Xiaohan (1983) .....	70
Figure III.12: pli synsédimentaire de la plaine de Taïliloute.....	71
Figure III.13: Carte de localisation de la ride de Taïliloute.....	73
Figure III.14: Esquisse structural du SW du Moyen Atlas.....	75
Figure III.15: Esquisse structurale de la ride de Taïliloute .....	77
Figure III.16: Image SRTM montrant le changement de direction d'ATT et d'ANMA.....	78
Figure III.17: Corrélacion des bassins viséens du Maroc central et des Jebilet .....	78
Figure III.18: Vue 3D de la ride de Taïliloute.....	80
Figure III.19 : Classification descriptive – types modifiés de réseaux Hydrographiques .....	81
Figure III.20: carte du réseau de drainage de la ride de Taïliloute .....	82
Figure III.21: Carte des anomalies de drainage .....	83
Figure III.22: Coupes géologiques de la ride de Taïliloute.....	84
Figure III.23: Structures tectoniques de l'ATT.....	86
Figure III.24 : coupe géologique synthétique au niveau de l'ATT.....	87
Figure III.25:Inversion structurale de la ride de Taïliloute, coupe structurale schématique du col de Tizi n'Terhtene .....	88
Figure III.26: Carte paléogéographique des chaines atlasiques au cours du Lias moyen .....	90

Figure IV.1 : Carte de localisation des volcans Plio-quaternaires du Moyen	93
Figure IV.1: localisation des différents appareils volcaniques dans le plateau d'Azrou .....	94
Figure IV.2: Image satellitale montrant quelques cratères du plateau d'Azrou .....	95
Figure IV.3: les deux brèches volcaniques de la cavité de Michlifene .....	96
Figure IV.4: disposition de la brèche volcanique par rapport au volcan du SE de la cuvette de Michlifene .....	97
Figure IV.5: la cuvette de Lechmine-n-Lkettane (photo) .....	98
Figure IV.6: Schéma de la genèse de Lechmine Lkettane (Martin, 1981) ...	99
Figure IV.7: Volcans insolites du secteur de Michlifene .....	101
Figure IV.8: Carte pétrologique des différentes unités volcaniques du Moyen Atlas .....	103
Figure IV.9 : Modèle géodynamique de mise en place du volcanisme Quaternaire .....	105
Figure IV.10: Principe de « l'edge-driven convection » .....	106
Figure IV.11 : modèle explicatif de la mise en place du volcanisme quaternaire du plateau d'Azrou .....	107
Figure V.1: Bloc diagramme représentant un paysage karstique synthétique .....	109
Figure V.2 : Esquisse structurale du cause moyen atlasique modifié.....	110
Figure V.3: Formes karstiques sur les calcaires lités du Carixien (synclinal de Taïliloute).....	113
Figure V.4: formations récifales avec des nids d'abeilles .....	114
Figure V.5 : Carte géologique du poljé de Boutkhoubaye& Carte structurale du	116

lac Ifrah.....	
Figure V.6 : extrait de la carte géomorphologique de la zone d'étude au 1/100 000.....	118
Figure V.7: Résultat de l'étude sédimentologique du fond du poljé de Boutkhoubaye .....	119
Figure V.8 : situation des poljés dans l'image MNT de la zone d'étude .....	120
Figure V.9: Classification des dolines .....	123
Figure V.10: localisation des dolines à proximité de la ride de Taïliloute....	124
Figure V.11: Mode de formation d'une doline en entonnoir dans le poljé de Boutkhoubaye .....	125
Figure V.12: Exemple de paysage ruiniforme du poljé de Boutkhoubaye...	126
Figure V.13: formes de dissolution sur les calcaires du Lias moyen.....	128
Figure V.14: Craquelures et rainures sur calcaire bioclastique du Lias moyen.....	128
Figure V.15 : Influence des fractures et des joints sur la karstification.....	129
Figure V.16: contraste de dissolution en fonction de la lithologie .....	130
Figure V.17: les lapiés du nord-est du site de Boutkhoubaye .....	131
Figure V.18: Vues et coupe au niveau de la dépression donnant naissance au ravin.....	133
Figure V.19: Fond des vallées sèches au piémont Idmrane.....	134
Figure V.20: les crypto-karsts du plateau d'Azrou.....	136
Figure V.21: Carte structurale du lac Ifrah et paléocontraintes identifiées..	138
Figure VI.1: Localisation de la zone d'étude .....	142
Figure VI.2: Extrait de la carte géologique de Séfrou au 1/100000 .....	144

Figure VI.3:Lithostratigraphie de la carotte du lac Ifrah (Rhoujjati, 2007).	145
Figure VI.4: Bassin versant du lac Ifrah .....	146
Figure VI.5: Log stratigraphique de la séquence synthétique du rivage sud du lac Ifrah (rivière 1).....	146
Figure VI.6:Granulométrie globale de la séquence stratigraphique.....	148
Figure VI.7:Localisation de la carotte prélevée en l'an 2000 et de la séquence de rivage .....	148
Figure VI.8: Résultats de l'analyse granulométrique et de la géochimie de la séquence de la carotte d'Ifrah .....	149
Figure VI.9: Directions des anomalies de drainage du ravin étudié .....	150
Figure VI.10 : A : Faille N115-140E. B : Les Sismites de la couche C2.....	151
Figure VI.11: Coupes stratigraphiques le long du ravin D'Ifrah .....	152
Figure VI.12 : Coupe au niveau de la rive gauche du ravin .....	153
Figure VI.13: Bloc diagramme montrant la séquence du rivage du Lac Ifrah .....	155
Figure VI.14: Résumé synthétique de la chronologie du lac Ifrah durant l'Holocène .....	156
Figure VI.15: Localisation des sites à indices néotectoniques dans la zone méridionale de l'ATT.....	157
Figure VI.16: indices néotectoniques au SE de la cuvette de Michlifene.....	158
Figure VI.17 : plan de faille à l'W de Lechmine Lkettane .....	159
Figure VI.18: Plan de faille au SE de Jbel Hebri .....	160
Figure VI.19 : carte structurale de la zone d'Ifrane-Guigou .....	164
Figure VI.20 : Carte structurale de l'ATT et stéréogrammes des paléochamps de contraintes du Miocène terminal-Pliocène.....	164

Figure VI.21: Carte structurale de l'ATT et stéréogrammes de paléochamps de contraintes du Pliocène moyen-supérieur .....	165
Figure VI.22 : Carte structurale de l'ATT et stéréogrammes des paléochamps de contraintes du Quaternaire ancien moyen.....	165
Figure VI.23 : Carte structurale de l'ATT et stéréogrammes des paléochamps de contraintes du Quaternaire moyen-récent.....	166
Figure VII.1 : Schéma structural des Mesetas Marocaines, avec la position des principaux affleurements Paléozoïques .....	170
Figure VII.2 : Zonation structurale du socle du Moyen Atlas.....	171
Figure VII.3 : Situation géodynamique du Maroc au Trias .....	172
Figure VII.4 : Situation des premiers bassins triasiques(A) et infra liasiques (B) par rapport aux zones mobiles .....	173
Figure VII.5 : Modèle géotectonique du début du rifting mésozoïque dans les Atlas marocains .....	174
Figure VII.6 : Interprétation en blocs basculés du cadre tectonique de la sédimentation du Lias moyen du Moyen Atlas .....	176

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau II.1 : Subdivisions lithostratigraphiques des lacs du CMA.	22
Tableau II.2 : Chronologie des carottes centrales des lacs étudiés	30
Tableau VI.1 : Résumé des épisodes tectonique de la zone de Taïliloute	167