



HAL
open science

LE CHAÎNON MONTAGNEUX DE METLAOUI ET SES PIÉMONTS MÉRIDIONAUX (DE ZEREF À AL BLIJOU): ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Slim Aliouet

► **To cite this version:**

Slim Aliouet. LE CHAÎNON MONTAGNEUX DE METLAOUI ET SES PIÉMONTS MÉRIDIONAUX (DE ZEREF À AL BLIJOU): ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE. Géomorphologie. Université de Tunis, 2017. Français. NNT : . tel-02897393

HAL Id: tel-02897393

<https://hal.science/tel-02897393>

Submitted on 12 Jul 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



*Laboratoire de Cartographie
Géomorphologique des
Milieux, des Environnements
et des Dynamiques*



Université de Tunis



*Faculté des Sciences
Humaines et Sociales de Tunis*

**École Doctorale : Structures, Systèmes, Modèles et Pratiques en Lettres et
Sciences Humaines et Sociales**

Thèse élaborée par

ALIOUET Slim

En vue de l'obtention du diplôme de Doctorat

Discipline : Géographie

Option : Géomorphologie et Environnement

**LE CHAÎNON MONTAGNEUX DE METLAOUI
ET SES PIÉMONTS MÉRIDIONAUX (DE
ZEREF À AL BLIJOU): ÉTUDE
GÉOMORPHOLOGIQUE**

Soutenue le 02 Décembre 2017 devant le jury composé de :

Mohamed Raouf KARRAY (Pr. FSHST)

Hédi BEN OUEZDOU (Pr. FSHST)

Mongi BOURGOU (Pr. FSHST)

Fatheddine MELKI (MC. FST)

Noureddine BOUKADI (Pr. FST)

Président

Encadrant

Rapporteur

Rapporteur

Membre

Année universitaire : 2016-2017

AVANT PROPOS

Ce travail a pour objectif l'étude des paysages géomorphologiques du chaînon de Metlaoui et de son piémont sud. Cette problématique a commencé dans le cadre d'un mémoire de maîtrise. Cette étude préliminaire a fait l'objet d'une continuité et d'un approfondissement à travers un autre travail, réalisé dans le cadre d'un mémoire de Mastère.

L'idée d'approfondir mes recherches géomorphologiques sur la région en question a commencé à la suite d'une discussion avec Monsieur Ahmed Boujarra, Faouzi Brahim, Fetheddine El Melki, Kamel Soudani, et Atef Bel Haj Ali.

Lorsque j'ai proposé l'idée à Monsieur le Professeur Hédi BEN OUEZDOU, il m'a beaucoup encouragé et m'a bien orienté pour choisir le terrain d'étude. Pour cela, je lui adresse, de prime abord, mes remerciements les plus sincères d'avoir accepté de diriger ce travail de recherche. Une grande qualité, scientifique et humaine. Il est toujours disponible à l'écoute pour discuter des problèmes rencontrés, des résultats obtenus et des orientations à suivre. Ses précieux conseils, sa bonne humeur, son ouverture, sa direction avisée, la souplesse de la méthode avec laquelle il travaille et ses réflexions toujours pertinentes m'ont infiniment servi. Il a suivi étape par étape mon travail et m'a fait profiter de deux occasions de stage à Paris (Faculté des sciences d'Orsay. Paris Sud XI) sur l'apprentissage des bases fondamentales sur les images satellitaires et radar et prise en main des logiciels d'exploitation et initiation sur le montage des algorithmes de traitement d'images en télédétection ; ainsi que sur les techniques et méthodes de cartographie numérique et la mise en valeur d'une base de données géostatistique. Qu'il voit ici l'expression de ma reconnaissance pour les critiques et les conseils qu'il m'a prodigués et pour ses qualités scientifiques et humaines.

Ensuite, j'adresse mes remerciements à Mr. Ahmed Boujarra, enseignant-chercheur à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sousse, qui n'a cessé de m'encourager et de m'aider. Ses conseils et son appui m'ont permis de mener à bien mes recherches. Il m'a fait profiter de ses connaissances notamment en rapport avec l'étude du terrain.

Mes vifs remerciements à Nabil Gasmi, enseignant-chercheur à l'Université de Sousse. Il m'a fait profiter de ses connaissances et son riche expertise particulièrement sur le terrain. Il a été le meilleur accompagnement lors des multiples déplacements sur terrain. Sa patience et sa disponibilité ont été déterminantes dans l'achèvement de ce travail.

Je tiens à exprimer mes très profonds remerciements à Monsieur Fetheddine El Melki maître de conférence et coresponsable du laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée. Département de Géologie. Faculté des Sciences de Tunis, Directeur de mon mémoire de maitrise, co-directeur de mon mémoire de mastère de recherche. Je le remercie de son accueil toujours chaleureux dans son bureau et ses constants encouragements, ses fréquentes remarques, observations, discussions, critiques et de l'intérêt qu'il a porté à ce travail. Il m'a fait profiter de ses connaissances et son riche expertise particulièrement sur le terrain et a pris en main les outils des mesures sur les plans des failles et les levés de coupes géologiques.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur Fouad Zargouni et Mohamed Ouaja. Département de Géologie. Faculté des Sciences de Tunis pour ses fréquentes remarques, ses connaissances et ses observations essentiellement sur le terrain.

J'adresse mes remerciements à Monsieur Kamel Soudani coresponsable du mastère Écologie, Biodiversité et Évolution de la Faculté des sciences d'Orsay, Université Paris Sud XI. Je voudrais dire ici combien j'ai été touché par l'accueil extrêmement bienveillant qu'il m'a toujours réservé dans son bureau en particulier et dans le laboratoire en général au cours de mes stages où j'ai développé mes travaux de recherche, en particulier les travaux dédiés à l'évaluation des apports de la Télédétection active radar et passive optique et exécution des multiples opérations de télé-analyses (montage des Algorithmes). Merci d'avoir mis à ma disposition de multiples images satellitaires ainsi que les outils des prétraitements et traitements. Son apport et son soutien ont été très réconfortants. Je demeure fasciné par ses qualités scientifiques et humaines.

Je tiens à remercier tous les chercheurs étrangers, surtout ceux membres de laboratoire Écologie Systématique et Évolution Paris Sud, et ceux membres de laboratoire CRIL à LENS-LILE.

Mes remerciements s'dressent de même à Monsieur Karem Dassy, enseignant-chercheur à l'Université de Tunis. Il m'a fait profiter de ses connaissances spécialement sur le terrain. Ses observations, ses remarques, ses critiques et son soutien ont été très constructifs.

Ma profonde gratitude va aussi à monsieur Khaled Abaza, enseignant-chercheur à l'Université de Tunis. Les campagnes sur terrain pour les relevés phytoécologiques ainsi que l'identification des unités végétales sont effectués grâce à son appui.

Mes vifs remerciements et mon profond respect vont aussi à Monsieur Atef Belhadj Ali et Abderazak Bel Ghith, docteur en Sciences de l'Information Géographique au Centre

National de télédétection. Leurs appuis et leurs aides ont été pertinents pour approfondissement de ma formation en matière de SIG et Télédétection.

J'associe à ces remerciements Madame Barbara Aldighieri. Elle m'a profité des ses connaissances et expertise en matière de SIG.

Je remercie aussi tous mes enseignants de géographie, des Facultés des Sciences Humaines et Sociales de Tunis et la Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba, à qui je dois beaucoup pour ma formation en géographie. Je remercie sincèrement les professeurs Ameer Oueslati, Mohamed Raouf El Karray, Mongi Bourgou, Omar Mokhtar Gammar, Ali Hamza, Mohamed Chedli Rabiâa, Abdallah Cherif, Abdelkarim Salem...

Je voudrais exprimer aussi mes vives reconnaissances envers mes enseignants et collègues de géographie de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sousse, particulièrement Messieurs, Ridha Lamine, Fouazi Brahim, Tarak Ben Fraj, Abdelkhalak Abderrahmen, Abdessatar Ben Ahmed, Fethi Ayache et Fetfi Rjiba, Naceur Abbas. Aussi bien mes collègues du département d'histoire, Soufien Ben Moussa, Chérif Marzouki, Zouhair Noumi, du département de Français Abbas Marzouki, et aussi mon ami et frère Thabet Zneidi.

Je tiens à remercier aussi, M.lle Hajer Ben Abdallah Gestionnaire du laboratoire CGMED, à qui j'adresse des remerciements particuliers, pour ses qualités humaines et son soutien logistique. Je remercie aussi les collègues et les doctorants de notre Laboratoire CGMED, particulièrement Olfa Riahi, Latifa nasri, Ouadiâ El Aroui

Enfin, je tiens à remercier profondément toutes les personnes avec qui j'ai trouvé l'aide nécessaire tant scientifique que logistique et sympathique. J'espère que ce travail sera un remerciement suffisant aux soutiens et à la confiance dont ils ont fait preuve à mon égard.

خلاصة

الجنوب التونسي حيث تنتمي منطقة دراستنا كانت موضوع العديد من الدراسات الجيولوجية والجيومورفولوجية. هذا العمل الذي يتناول بالدرس المشاهد الجيومورفولوجية للسلسلة الجبلية المتلوي وسفوحها الجنوبية (من الزارف إلى البليجو) يعد من الاسهامات الجديدة التي تضاف الى الدراسات السابقة. واستنادا على منهج جيومورفولوجي بحث، حاولنا تطوير طرق تحليل أشكال وتكوينات الزمن الرابع لسلسلة المتلوي وسفوحها الجنوبية والتي اظهرت عدة اشكال وتشكيلات بعضها تكون نتيجة دور المياه الجارفة والأخرى برزت نتيجة للمياه السطحية المنتشرة. وقد كانت هذه الأشكال محليا متأثرة بالدور الفعال للحركات النيوتكتونية. وقد اثبت نشاط هذه الحركات النيوتكتونية في مستوى خانق وادي ثالجة (الضفة اليسرى).

ويعد انكسار المتلوي-ثالجة الذي يضاف الى انكسار عين المتعلقة والذي أبرزه بن وزدو وزرقوني (1988) في سلسلة جبال المتلوي برهان جديد على هذه الحركية النيوتكتونية.

خمس وحدات مورفولوجية تم تحديدها في السفوح الجنوبية لجبل الزارف وجبل عليمه-شوابين والبليجومثل الحادور النحتي والمراوح الفيضية والمصاطب النهرية التي تتداخل في مجموعة اشكال الزمن الرابع. بعددنا قمنا بتحليل خصائصها المورفولوجية وامتدادها المحلي وطبيعة الرواسب التي تشكلها وسحنتها وتنظيمها وعوامل وطرق تكونها. وأخيرا تمكنا من إنجاز خريطة جيومورفولوجية على مقياس 1/50000 للسفوح الجنوبية لسلسلة جبال المتلوي ودرس الإطار التاريخي لتراسفات مختلف وحدات الزمن الرابع وصورة التسلسل التاريخي لهذه التراسفات أظهر ترابط وتوافق جيد مع ما توصلت إليه دراسات كوك (1962)، بن وزدو (1994) مؤخرًا قاسمي (2012). وقد تركز الاهتمام أيضا في هذا البحث على دراسة توجهات الديناميكية المورفولوجية الحالية ولا سيما فيما له علاقة بدور ومفعول المياه في مستوى المجاري والأودية الرئيسية أو الروافد الثانوية بمنطقة البحث. وتتخلص هذه العوامل خاصة في عوامل مناخية وبيوجغرافية وهيدروغرافية. وتعد مظاهر الانجراف وتقويض حافتي الأودية من أبرز السمات التي تميز المشهد الطبيعي للمنطقة وهو ما أدى إلى انتشار المساحات المنجرفة وتوسع مجاري الأودية وتراجع حاد في حافتي الأودية. دراسة الديناميكية المورفولوجية للرياح تظل أيضا ذات أهمية بالغة. المشهد الحالي الناتج عن عمل الرياح يظهر تنوعا في أشكال النحت أو الترسيب. ونجد معظم هذه الأشكال في مستوى سهل المتلوي وعلى مستوى محاور أهم الشرايين الهيدروغرافية أو محاور إلتقائها. أهم أشكال الناتجة عن عمل التعرية نجد "الرق". أما النبكة والنبكة "المدغلة" و"الأكسية الرملية" فهي تعد من بين أهم أشكال الترسيب في مجاري الأودية كثالجة، الميبت، وفم الخنفة وفي تخوم التجمعات السكنية بكريشة النعام، سقدود وهضاب الحانك.

Résumé

La Tunisie méridionale, à laquelle appartient notre terrain d'étude, a fait l'objet de plusieurs recherches géologiques et géomorphologiques. Ce travail, qui porte sur l'étude des paysages géomorphologiques du chaînon montagneuse Metlaoui et ses piémonts méridionaux (de Zeref à al Blijou), constitue un apport à ces recherches.

En nous basant sur une approche géomorphologique, nous avons essayé de développer l'analyse des modelés quaternaires du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud. Plusieurs formes et formations sont distinguées. Certaines sont liées à l'action des eaux torrentielles

et d'autres à l'action des eaux diffuses. Mais localement, elles ont été perturbées par la néotectonique.

L'activité de cette dernière est confirmée au niveau de la gorge de l'oued Thèlja (rive gauche). La faille (F1 et F2) de Metlaoui Thèlja que nous rajoutons à la faille d'Ain Mtalga mise en évidence par Ben Ouezdou et Zargouni (1988) dans le chaînon de Metlaoui, elle constitue un nouvel argument de cette activité.

Cinq unités morphologiques identifiées sur le piémont sud de jbel Zeref et le piémont sud de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou. Tels que les glacis d'érosion, les cônes de déjection, cône-terrasse et une basse terrasse qui s'emboîte dans l'ensemble de formes quaternaires. Ensuite, nous avons examiné leurs caractéristiques morphologiques, leurs extensions spatiales, leur morphométrie, la nature des dépôts qui les constituent, leurs faciès, leur agencement, les agents et les processus de leur mise en place.

Enfin, nous avons élaboré une carte géomorphologique au 1/50 000 des piémonts sud du chaînon de Metlaoui. Nous avons étudié le cadre chrono-stratigraphique de différentes unités quaternaires. Le schéma chrono-stratigraphique obtenu est en bonne corrélation avec les échelles chrono-stratigraphiques proposées dans les travaux de recherche de Coque (1962); Ben Ouezdou (1994) et récemment Gasmi (2012).

L'intérêt a porté aussi sur l'étude des tendances des dynamiques morphologiques actuelles, notamment les dynamiques de l'action hydrique dans les principaux axes d'écoulement et au niveau des réseaux d'affluents. Plusieurs facteurs interviennent dans la dynamique des actions hydriques. Il s'agit essentiellement des facteurs climatiques, biogéographiques et hydrographiques. Les manifestations de l'érosion actuelle par ravinement et sapement des berges sont les processus prédominants. La tendance générale est en faveur de l'extension des surfaces ravinées et l'élargissement du lit et du recul des berges par sapement.

L'étude des dynamiques morphologiques éoliennes actuelles reste aussi de grande importance. Le paysage éolien actuel est marqué par une variété de formes d'érosion ou d'accumulation. Ces formes sont visibles au niveau de la plaine de Metlaoui et dans les axes des grandes artères hydrographiques et leurs zones de confluence. Les formes d'érosion se traduisent essentiellement par les regs. Les nebkas, les nebkas buissonnantes et les placages éoliens sont les formes d'accumulation les plus répandues au niveau des lits majeurs des oueds Thèlja, el Miit et Fom El Khanga, et aux environs des agglomérations de Krichet Enâam, Segdoud et les collines d'El Hanek.

Abstract

Our study area in southern Tunisia has been subject to several research works on geology and geomorphology. The aim of this work is to study geomorphologic landscapes of the Metlaoui chain of mountains and their south foot slopes from Zeref to al Bijou. This constitutes a contribution to the work already done on this region.

On the basis of a geomorphologic approach, analysis of quaternary relief, where several forms and formations were distinguished, was made. Some were related to the action of flash water and others to diffused water. These were locally influenced by neotectonics activity which was confirmed on the left side of the gorge of Oued Thelja by the faults (F1 and F2) of Metlaoui Thelja and the fault of Mtalga which was identified by Ben Ouezdou and Zargouni (1988). This latter constitutes another evidence of this activity.

Five morphological units were identified on the southern foot slope of jbel Zeref, jbel Alima-Chouabine and Al Blijou. These are erosion glacis, alluvial fans, fan-terrace and a lower terrace which fits into the whole quaternary forms. Then, there were examination of the morphological, spatial extension, morphometry, nature of deposits, facies, layout, and agents and processes of their setting up.

Finally, a geomorphological map (scale: 1:50.000) was developed for the southern foot slopes of the Metlaoui mountains. Chronostratigraphy frame of the different quaternary units was studied. This was in good correlation with the work of Coque (1962), Ben Ouezdou (1994), and Gasmi (2012).

Special emphasis was made on the study of current morphological dynamic trends especially on the dynamics of water action on the main channels' axes and in the hydrological network. Several factors were recognised mainly those related to climatic, biogeographic, hydrologic ones. Current gully and lateral erosion are the predominant processes. The general tendency is for the extension of gully erosion, widening of wadi bed and backward banks by lateral erosion.

The study of current aeolian morphological dynamics is of great importance. The current aeolian landscape is marked by a variety of erosion or accumulation forms. These are well observed in the plain of Metlaoui and in the axes of the main hydrological courses and their area of confluence. Forms of erosion are represented by regs, nebkhas, nebkhas with dense vegetation, veneer aeolian sand deposit are the main accumulation forms within the major wadis (Thèlja, el Miit and Foum El Khanga and in the vicinity of urban settlements (Krichet Enâam, Segdoud) and the hills of El Hanek.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
PREMIÈRE PARTIE : LES CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU NATUREL	15
CHAPITRE 1: LA TOPOGRAPHIE ET L'HYDROGRAPHIE	17
CHAPITRE 2: LES DONNÉES GÉOLOGIQUES	34
CHAPITRE 3: MÉTHODOLOGIE ADOPTÉE POUR L'ANALYSE ET LA CARTOGRAPHIE LINÉAMENTAIRE DU CHAÎNON DE METLAOUI ET SES PIÉMONT SUD	61
CHAPITRE 4: LES UNITÉS MORPHO-STRUCTURALES DU CHAÎNON DE METLAOUI	75
DEUXIÈME PARTIE: LES UNITES GEOMORPHOLOGIQUES QUATERNAIRES LIEES A L'ACTION HYDRIQUE	95
CHAPITRE 1 : LES GLACIS D'ÉROSION	98
CHAPITRE 2 : LES CÔNES DE DÉJECTION	117
CHAPITRE 3: UN CÔNE-TERRASSE ET UNE BASSE TERRASSE	148
CHAPITRE 4: SYNTHÈSE DES FORMES ET DÉPÔTS QUATERNAIRES ET ESSAI D'ATTRIBUTION CHRONOLOGIQUE	164
TROISIÈME PARTIE : LES TENDANCES DE LA DYNAMIQUE MORPHOLOGIQUE ACTUELLE	179
CHAPITRE 1: LES FACTEURS MORPHOGÉNIQUES	180
CHAPITRE 2 : LES DYNAMIQUES DE L'ACTION HYDRIQUE ACTUELLE	201
CHAPITRE 3 : LES FORMES ÉOLIENNES ACTUELLES: IDENTIFICATION, AGENCEMENT ET DYNAMIQUE	218
CONCLUSION GÉNÉRALE	246

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La Tunisie méridionale, à laquelle appartient le terrain d'étude a fait l'objet de plusieurs recherches géologiques et géomorphologiques. Les travaux consacrés à l'étude de ce terrain sont nombreux et ont abouti à des résultats divers (Roux, 1911; Vaufrey, 1932, Castany, 1953; Castany et Gobert, 1954; Le Houérou, 1959 ; Coque, 1962; Coque et Jauzein, 1965; Floret et al. 1976, 1982, 1986, 1989 ; Floret et Pontanier 1982; Zargouni et al., 1981; Zargouni, 1982, 1984, 1986; Boukadi, 1985, 1989; Zouari 1989; Ballais et al., 1988; Ballais, 1991; Sghari, 1991; Ballais et Ben Ouezdou, 1992; Ballais et al, 1995; Dlala et Hfaeidh 1993; Ben Ouezdou et Zargouni 1988; Ben Ouezdou 1984, 1986, 1988 et 1994; Zouari, et al 1990; Zouari, 1995; Said, 2011; Gasmi, 2012). Les travaux menés par Ben Ouezdou et Zargouni (1988) ont révélé le rôle important joué par la faille E-W de Metlaoui-Mtalga. Cette région fournit un exemple de déformation affectant les dépôts du Pléistocène moyen à supérieur, ce qui constitue un argument irréfutable de l'activité néotectonique dans le Sud-Ouest de la Tunisie. Dlala et Hfaeidh (1993) ont relevé un fort lien entre la faille de Metlaoui-Mtalga et la faille NW-SE Gafsa-Séhib d'une part et la sismicité enregistrée le 7 novembre 1989 à Metlaoui d'autre part.

Notre choix de l'étude des paysages géomorphologiques du chaînon de Metlaoui et de ses piémonts sud constitue un apport à ces recherches. Nous avons eu déjà l'occasion de travailler sur les questions géomorphologiques et sismiques dans le cadre d'un mémoire de maîtrise intitulé "Le risque séismique dans la région de Metlaoui : méthodologie et essai d'évaluation". Cette étude préliminaire a été complétée et approfondie par un autre travail réalisé dans le cadre d'un mémoire de Mastère sur les "Apports de la cartographie géomorphologique à l'approche du risque sismique dans la région de Metlaoui (Tunisie méridionale)"¹.

Dans cette recherche, nous avons essayé de développer l'analyse des modelés quaternaires du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud. Plusieurs formes et formations sont distinguées. Certaines sont liées à l'action des eaux torrentielles et d'autres à l'action des eaux diffuses. Mais localement ont été perturbées par la néotectonique. Nous avons identifié les unités du modelé telles que les glacis d'érosion, les cônes de déjection, cône-

¹ **ALIOUET S. (2009):** Apports de la cartographie géomorphologique à l'approche du risque sismique dans la région du Metlaoui (Tunisie méridionale). Mémoire de Mastère Faculté des lettres, des arts et des humanités de la Manouba; 134 pages.

terrasse et la basse terrasse. Ensuite, nous avons étudié leurs caractéristiques morphologiques, leurs extension spatiale, leur morphométrie, la nature des dépôts qui les constituent, leurs faciès, leur agencement, les agents et les processus de leur mise en place et les déformations tectoniques souples et cassantes qui les ont affectés. Enfin, nous avons élaboré leur cadre chrono-stratigraphique. L'intérêt a porté aussi sur l'étude des tendances des dynamiques morphologiques actuelles notamment les dynamiques de l'action hydrique dans les principaux axes d'écoulement et au niveau des réseaux d'affluents. En effet, le comportement morphologique par alluvionnement, ravinement, sapement et incision sont les processus les plus actifs des différents oueds depuis le système montagneux jusqu'à la plaine ainsi que les dynamiques morphologiques éoliennes actuelles. Les formes et les dépôts actuels liés à l'action du vent sont importants dans les zones d'épandage, ce qui explique la place remarquable conquise par les modelés éoliens. L'action éolienne se manifeste par la multiplication des champs de nebkas qui envahissent les lits majeurs des oueds Thèlja, el Miit et Foum El Khanga, et particulièrement aux environs des agglomérations de Krichet Enâm, Segdoud et Chebika, ainsi qu'une vaste surface au niveau des collines d'El Hanek.

Le secteur étudié (Fig. n° 1) s'étend de jbel Zeref dans la partie orientale jusqu'à jbel Al Blijou qui correspond à la limite occidentale jusqu'à la frontière tuniso-algérienne et des collines d'El Hanek, Sagdoud et Adafriya du côté méridional jusqu'aux versants du chaînon de Metlaoui qui constituent la limite septentrionale. Il occupe une large bande de 50 km de longueur et 17 Km de largeur qui englobe une grande partie de la région de Metlaoui (Est du gouvernorat de Gafsa) et partiellement la région de Chébika (Ouest du gouvernorat de Tozeur).

L'architecture fondamentale du paysage révèle une topographie assez contrastée englobant des reliefs montagneux aux flancs dissymétriques, éventrés et fortement disséqués par le réseau hydrographique et dans lesquels s'épanouissent des combes qui trouent les flancs méridionaux du chaînon de Metlaoui telles que les (Doukane) dépressions ouvertes au cœur des jbel Al Blijou, Chouabine et Alima qui forment les bassins d'alimentation en eaux et en sédiments pour les oueds. L'agencement structural coïncide avec des anticlinaux juxtaposés, moyennement élevés, déversés vers le Sud et présentant des complications sur leurs flancs méridionaux, liées aux réseaux des failles préexistants. Des piémonts à profils variés s'étalent en contre bas de ces reliefs montagneux avec des altitudes et des valeurs de pentes assez importantes qui varient entre 2 et 6%. Ils se présentent sous la forme de lanières de relief associées ou isolés, de buttes et

de collines allongées. Ses surfaces sont fortement incisées par les ravins et les oueds qui prennent naissance sur le relief montagneux. Enfin, une large plaine occupe une position basse. Ses altitudes sont assez faibles varient entre 10 et 121m et ses pentes sont généralement très faibles ne dépassent pas 2%. Des oueds à caractère endoréique assurent le drainage de cette plaine tels que oued Thèlja, El Miit et oued Foum El Khanga débouchant au Sud dans Chott El Gharsa. Cette plaine correspond sur le plan structural à un synclinal à fond pratiquement plat.

Dans l'ensemble de la zone d'étude, le passage de la montagne à la plaine est progressif sauf à l'exutoire de l'oued Thèlja et l'oued Foum el Khanga où le contact est brutal. Les affleurements du Crétacé et de l'Éocène forment l'ossature des jbelles, ceux du Néogène et du Quaternaire marquent les piémonts et la plaine.

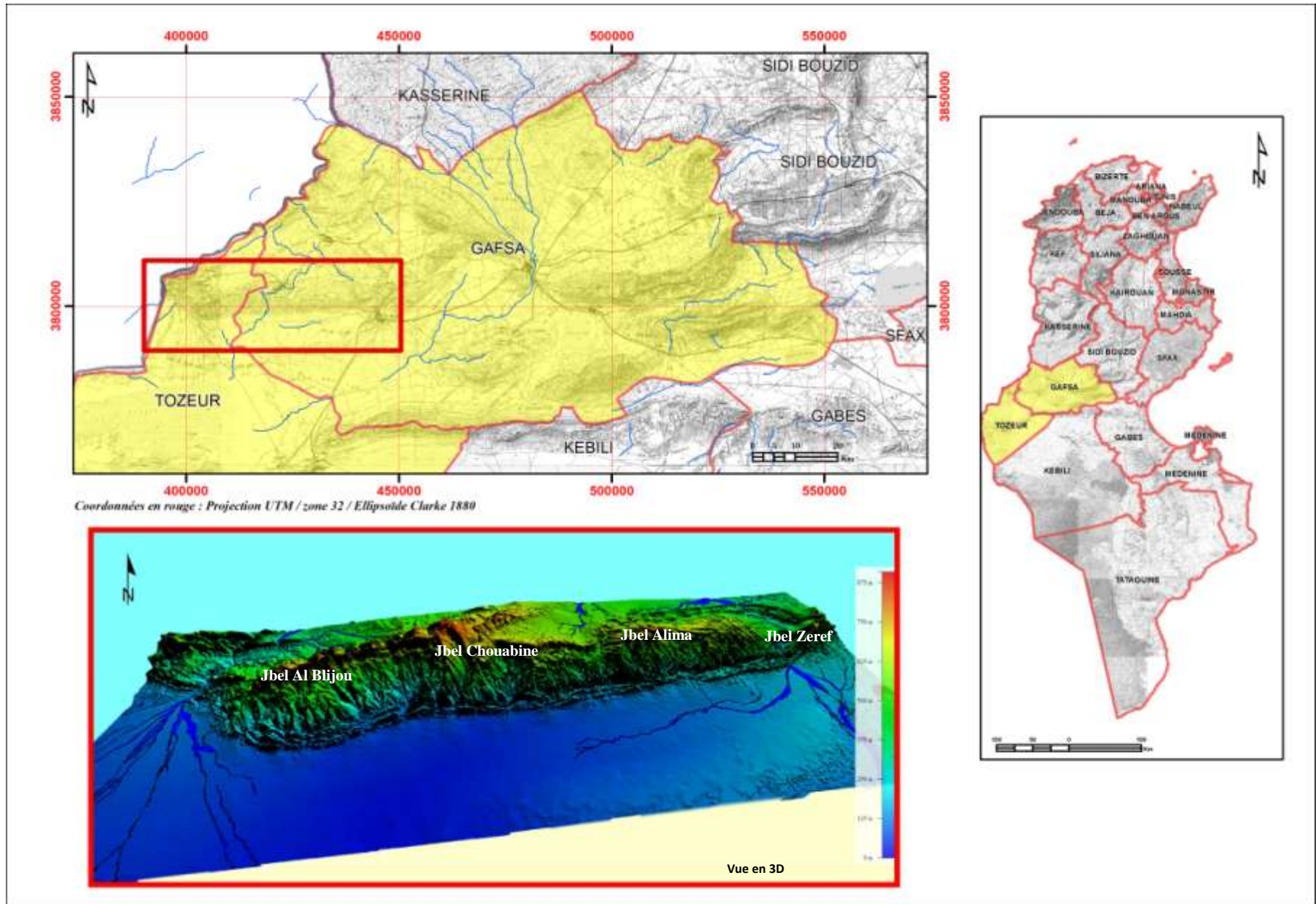


Fig. n°. 1 : Carte de localisation de la région d'étude
12

Pour élaborer ce travail, nous avons adopté des méthodes et des outils d'analyse bien précis et nous avons suivi une démarche qui comporte plusieurs chrono-tâches (Fig. n°. 2). Nous avons mené une recherche bibliographique qui s'est poursuivie tout au long de ce travail sur les ouvrages généraux et les travaux disponibles sur la région d'étude et les zones limitrophes en Géologie, Géomorphologie, Biogéographie, Sédimentologie, Désertification, Préhistoire, et également sur l'évolution du climat au cours du Quaternaire (Coque, 1962 ; Ben Ouezdou et Zargouni 1988; Ben Ouezdou 1984, 1986, 1988 ; 1994; Said, 2011; et Gasmi, 2012) :

L'exploitation des documents cartographiques (cartes topographiques et géologiques) et photographiques (photos aériennes) à différentes échelles et l'interprétation des images satellitaires à très haute résolution corrigées nous ont été très utiles pour l'analyse des données et la cartographie thématique. Plusieurs cartes ont été dressées à partir de cette analyse, telles que la carte des unités topographiques, la carte hypsométrique sous la forme d'un modèle numérique de terrain (MNT), la carte des pentes, la carte des affleurements géologiques, la carte du réseau hydrographique avec leur ordonnancement, la carte structurale, la carte morpho-structurale... Par ailleurs, les travaux sur terrain occupent une place primordiale dans ce travail. Plusieurs observations et relevés de terrain ont été effectués pour vérifier la cartographie provisoire à grande échelle réalisée à partir des supports utilisés. Nous avons examiné les unités de modelé, leurs agencements dans le paysage, leurs caractéristiques morpho litho-stratigraphiques et, leurs extension en plus des levés des coupes de détails des dépôts qui les constituent. L'utilisation de G.P.S (Global Positioning System) nous a apporté une grande aide pour effectuer des mesures cartographiques, pour la localisation et les limites des formes et formations quaternaires et pour le repérage de l'emplacement des coupes significatives levées.

Le plan adopté pour ce travail se compose de trois parties :

La première partie est réservée aux caractéristiques du milieu naturel.

La deuxième partie est consacrée à la présentation des unités géomorphologiques quaternaires.

La troisième partie a porté sur les tendances de la dynamique morphologique actuelle.

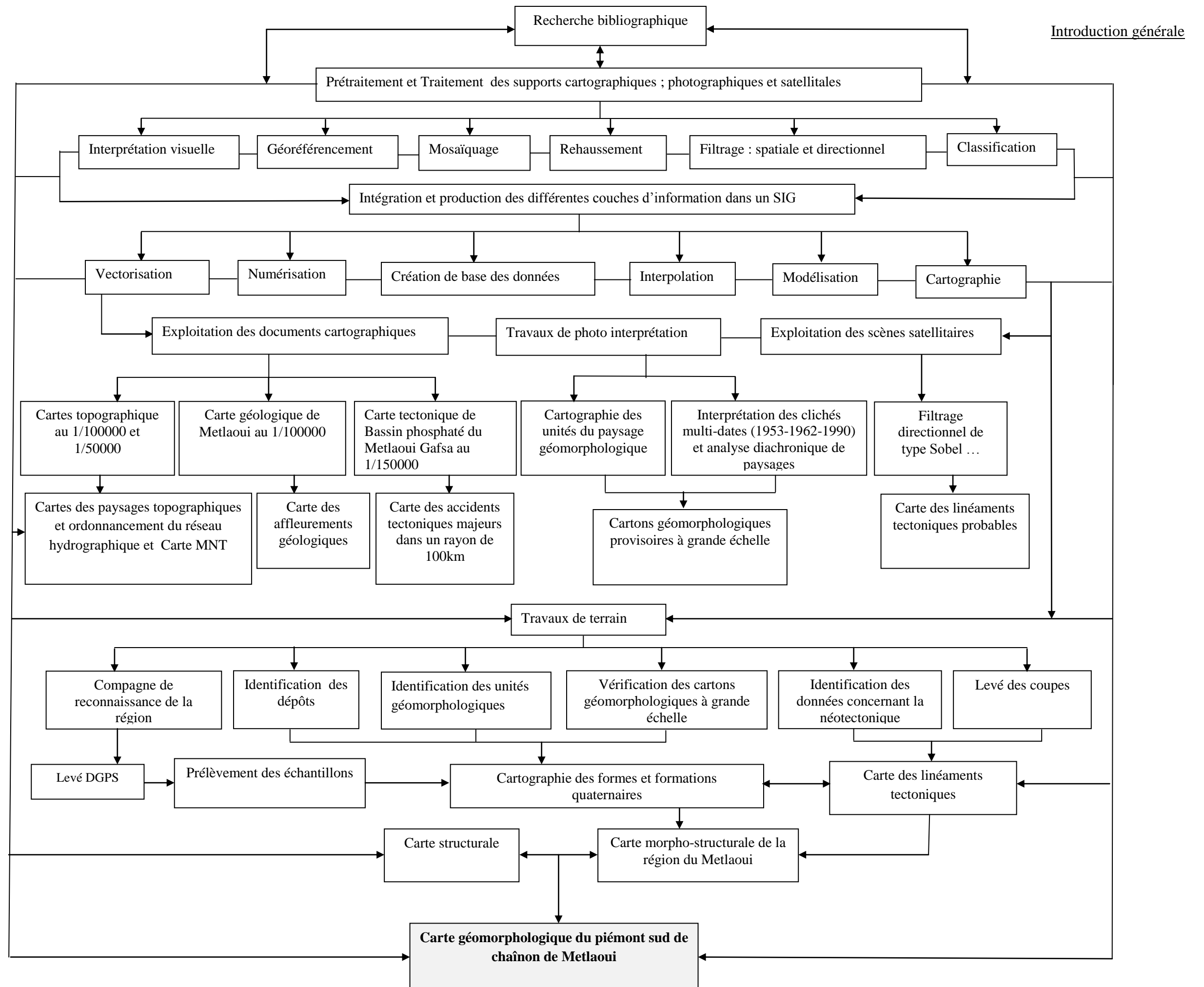


Fig. n°. 2: Outil et technique analyse

PREMIÈRE PARTIE :
LES CARACTÉRISTIQUES DU
MILIEU NATUREL

Introduction

L'analyse des traits topographiques d'une part et des conditions litho-stratigraphiques et tectoniques d'autre part sont indispensables pour une bonne approche des formes de relief. Une perception de la diversité des aspects topographiques des jbelles du chaînon de Metlaoui et de leurs piémonts méridionaux, des modalités de dissection et d'organisation de leur réseau hydrographique et du rôle joué par les conditions géologiques dans leur mise en évidence et leur évolution permettra de mieux cerner le contenu géomorphologique de ces formes. Pour ces raisons nous analyserons dans un premier temps les traits topographiques et hydrographiques de la zone d'étude et nous examinerons ensuite ses particularités géologiques.

CHAPITRE 1: LA TOPOGRAPHIE ET L'HYDROGRAPHIE

Trois grandes unités topographiques constituent la zone d'étude : les jbel, les piémonts et la plaine de l'Oued Thèlja - El Miit (photo n°. 1 et Fig. n°. 3). Quant au réseau hydrographique, il est caractérisé par un régime endoréique. Les oueds débouchent directement dans la dépression de chott El Gharsa. Ils sont marqués par une forte densité et s'organisent en deux bassins versants principaux de taille variable: le bassin Thèlja-El Miit et celui de Foum El Khanga.

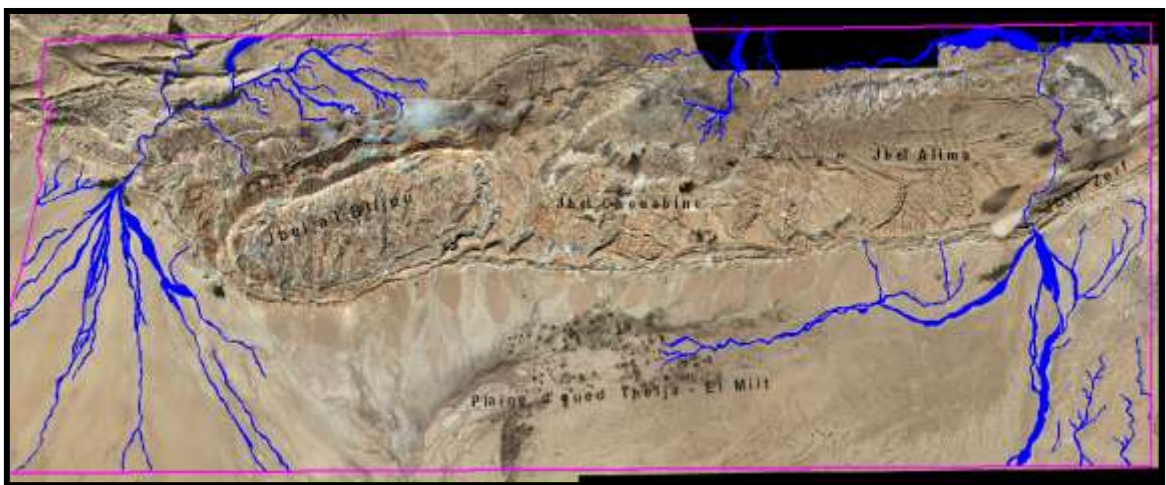


Photo n°. 1 : Vue panoramique du secteur d'étude (image Google à très haute résolution, 2014)

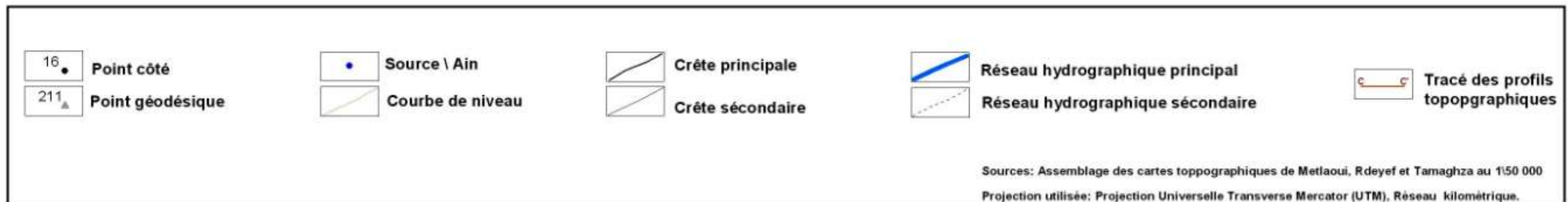
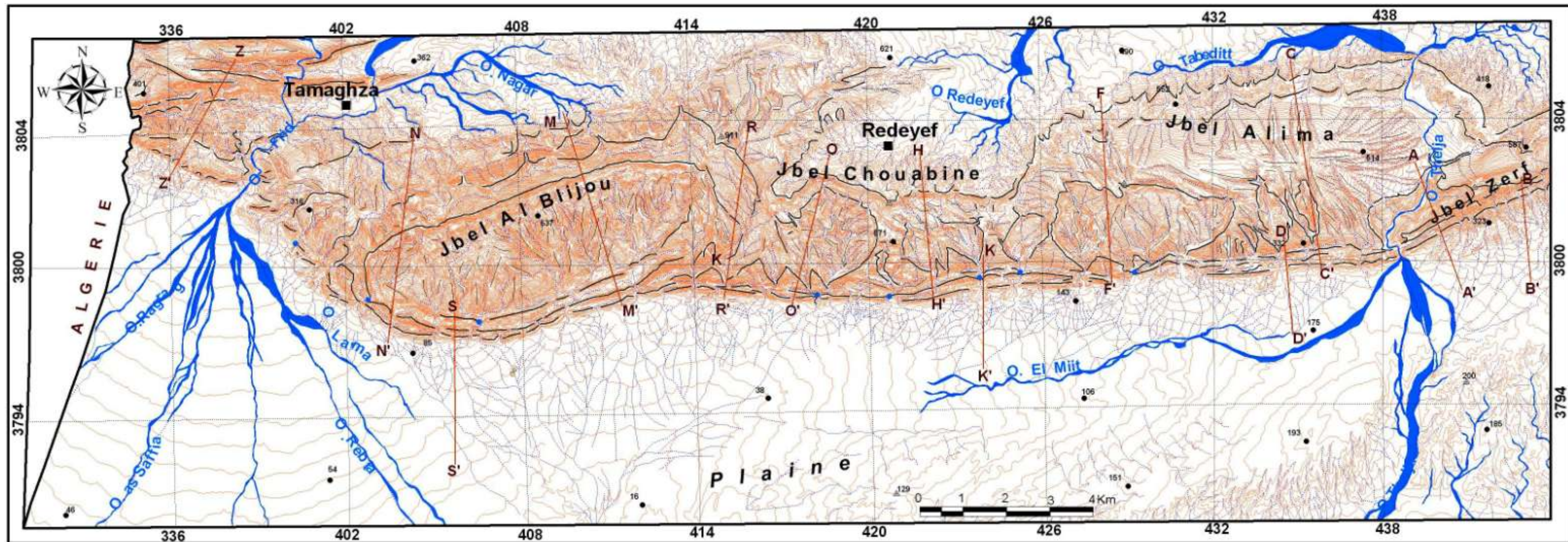


Fig. n°. 3 : Carte des unités topographiques

1. Les traits topographiques

1.1. Les unités montagneuses

Elles se présentent sous la forme d'une succession de jbelles se prolongeant sur une distance de 50 km environ selon une orientation générale Ouest-Est à Sud Ouest-Nord Est. Ces jbelles atteignent 4 Km de large (au niveau de jbel Zeref) à 8 km environ (au niveau de jbel Alima). Leurs altitudes sont comprises entre 509 m et 911 m. Leurs pentes sont fortes à très fortes et varient entre 30 et 49%. Les variations des profils de leurs sommets, de leurs pentes, de leur orientation et du degré de leur dissection par le réseau hydrographique nous ont permis de distinguer quatre unités.

1.1.1. La montagne de Zeref

La montagne de Zeref occupe la partie orientale de la zone d'étude. Elle est séparée de la montagne de jbel Alima par la vallée de l'oued Thèlja. Son développement est assez important; elle s'allonge sur une longueur de 6.5 km. Elle se compose d'un ensemble de crêtes bien individualisées qui s'orientent du Sud-Ouest au Nord-Est et culminent à 706m. Les sommets sont aigus à convexes. La crête de jbel Zeref, dont les hauteurs décroissent de l'est à l'ouest (de 706 m à 426 m), est fortement disséquée par le réseau hydrographique. Ses parois abruptes sur le flanc Sud atteignent 125 m environ. Elle joue le rôle d'une ligne de partage des eaux.

La dépression à profil concave (426 m) dégagée dans l'ensellement séparant jbel Alima de jbel Zeref forme en partie le bassin d'alimentation d'oued Thèlja, (Profil A-A' Fig. n°. 4).

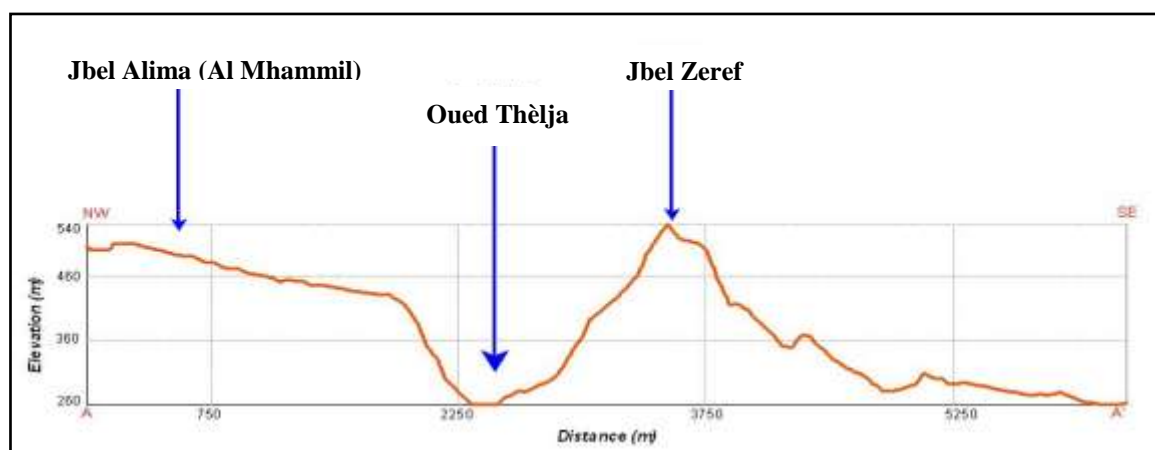


Fig. n°. 4 : Profil topographique (A - A') de jbel Zeref

1.1.2. La montagne de jbel Alima (Al Mhammil)

Elle occupe la partie centrale de la zone d'étude et présente une forme ovale (Fig. n°. 5). Elle est délimitée à l'Ouest par la montagne de Chouabine et à l'Est par la montagne de Zeréf. Elle est moins dissymétrique. Les dénivellations oscillent entre 350 et 400 m. Son flanc nord, légèrement plus long, est marqué par le développement de trois lignes de crêtes orientées Ouest-Est. Son flanc sud est à la fois accidenté et marqué par la présence de deux couloirs.

Son développement est important (7.7 km); il se poursuit sur une longueur de 13,5 km. Cette montagne culminant à 748 m peut être décomposée en deux unités bien contrastées. Sa partie occidentale est évidée et fortement disséquée par le réseau hydrographique alors que sa bordure orientale est massive et de forme bien convexe. Les dépressions à profil concave qui trouent son versant méridional sont Doukanes Djefara (472 m) et El Betoum (615 m) forment les bassins d'alimentation des oueds Serratta, Segdoud et Mzenda. Le profil topographique qui passe à l'ouest de jbel Alima montre la décroissance des pentes et leur concavité marquée au niveau de Doukane Djefara (472 m), et en allant vers la vallée de Tabeditt (411 m).

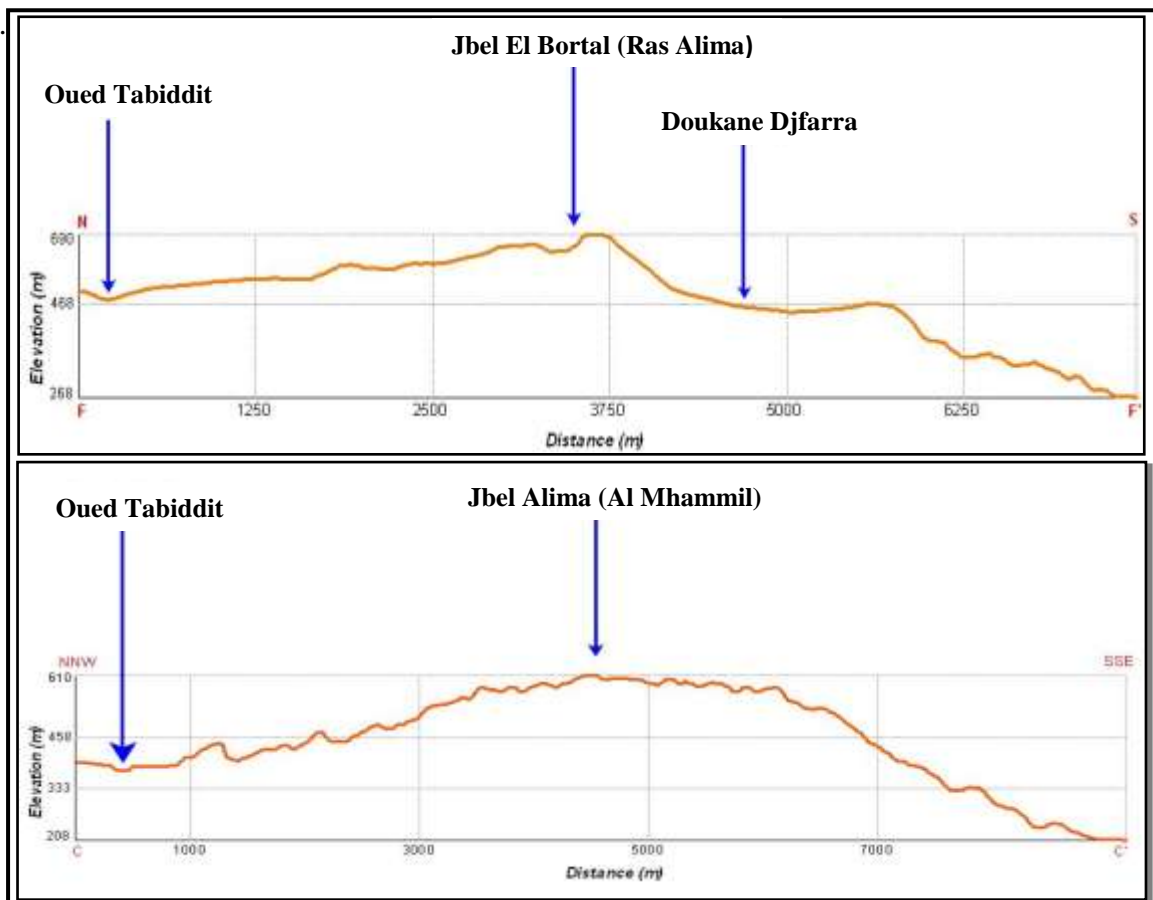


Fig. n°. 5 : Profils topographiques (F - F') et (C - C') de jbel Alima

1.1.3. La montagne de jbel Chouabine

Elle s'allonge sur une distance de 7 Km environ. Elle se compose d'un ensemble de crêtes parallèles, bien individualisées qui s'orientent d'Ouest en Est culminant à 735 m. Les dénivellations varient entre 450 et 500 m. La crête principale de jbel Chouabine, dont les hauteurs diminuent de l'Ouest vers l'Est (de 735 m à 608 m), domine une crête discontinue éventrée et aux parois abruptes du côté sud de 100 m environ de dénivellation. Jbel Chouabine, montre une forte dissymétrie entre ses deux flancs. Alors que le versant sud est court (sa longueur est comprise en 900 m et 1600 m), régulier et énergique (pente entre 35 et 40%), son versant nord est long (sa longueur est comprise en 2500 m et 3000 m).

Les dépressions à profil concave qui trouent la partie méridionale de Chouabine sont Doukane Zimra (375 m), Doukane Ain Aneur (304 m) et Doukane Hamda (288 m), elles forment les bassins d'alimentation (9.51km²) de l'Oued Ain Hanèche, oued Hamda, Al Jmal, ce bassin recevant de nombreux affluents.

Le profil O-O' (Fig. n°. 6) montre en effet le redressement des pentes et leur concavité marquée au niveau de la dépression de Doukane Hamda. Les sommets de cet alignement topographique sont marqués aussi par la multiplicité des parois abruptes.

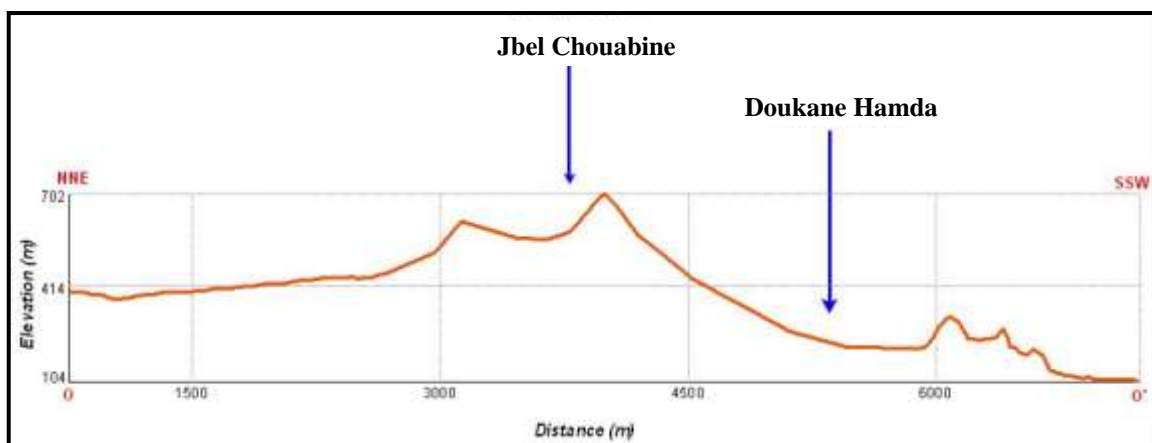


Fig. n°. 6 : Profil topographique (O - O') à l'Ouest de jbel Chouabine

1.1.4. La montagne de jbel Al Blijou

Elle occupe la partie occidentale de la zone d'étude. Elle est allongée en gros en forme ovale, et s'étend sur environ 18 km de long et 7 km de large. Elle est séparée de la montagne de jbel Satha Zarga par la vallée de Foug El Khanga édifié par oued Frid. Les altitudes sont plus importantes dans la partie orientale que dans la partie occidentale. Jbel Al Blijou, se compose de trois lignes de crêtes parallèles et discontinues, à corniche regardant vers le Nord et culminant à 907 m. Les dénivellations oscillent entre 600 à 650 m. Des dépressions plus ou moins profondes à profil concave trouent le versant méridional d'Al Blijou (Fig. n°. 7), elles forment les bassins d'alimentation des oueds: Al Kritali, Bou Sayeb, Ad Dghima, Ash Shbayka.

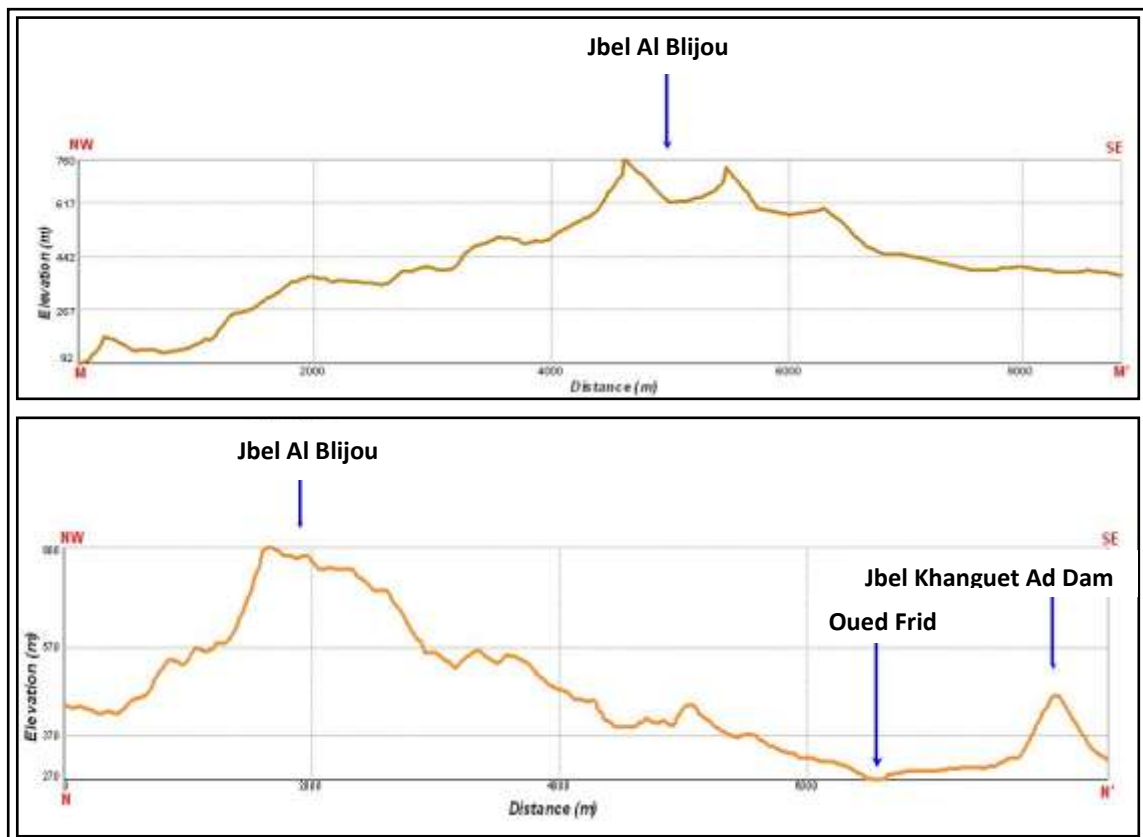


Fig. n°. 7 : Profil topographique (M - M') et (N - N') à jbel Al Blijou

1.2. Les piémonts

Ces unités topographiques occupent une position intermédiaire entre le massif montagneux et la plaine. Elles représentent le passage entre les pentes fortes de la montagne et les pentes faibles de la plaine. Leurs altitudes varient entre 400 et 140 m avec une inclinaison de surface vers le sud (plaine de Metlaoui), et leurs pentes sont comprises entre 5 et 25%. Les valeurs d'encaissement enregistrées varient entre 5 et 30 m. La surface de cet ensemble des piémonts se présente sous la forme de buttes allongées, de lanières et de collines. Ces éléments sont, connecté par endroits à partir des bas de versants au système montagneux. Quatre sous unités sont distinguées: les piémonts de jbel Zeref, les piémonts de Chouabine-Alima, les piémonts de jbel Al Blijou et les piémonts de Chebket El Hanek.

1.2.1. Les piémonts de Zeref

Les piémonts de Zeref occupent la partie orientale de la région étudiée. A profil concave, il s'étale au sud de jbel Zeref. Il atteint ainsi 1.5 Km environ de largeur, il est matérialisé par des lanières allongées, isolées ou liées au versant en question. Ses altitudes sont assez importantes; elles varient entre 250 et 400 mètres. La valeur de la pente est aussi assez forte (20%). Les pentes fortes coïncident avec les versants des vallées qui incisent ce piémont (Fig. n°. 8). Par contre, les pentes diminuent sensiblement en direction de la plaine (2%).

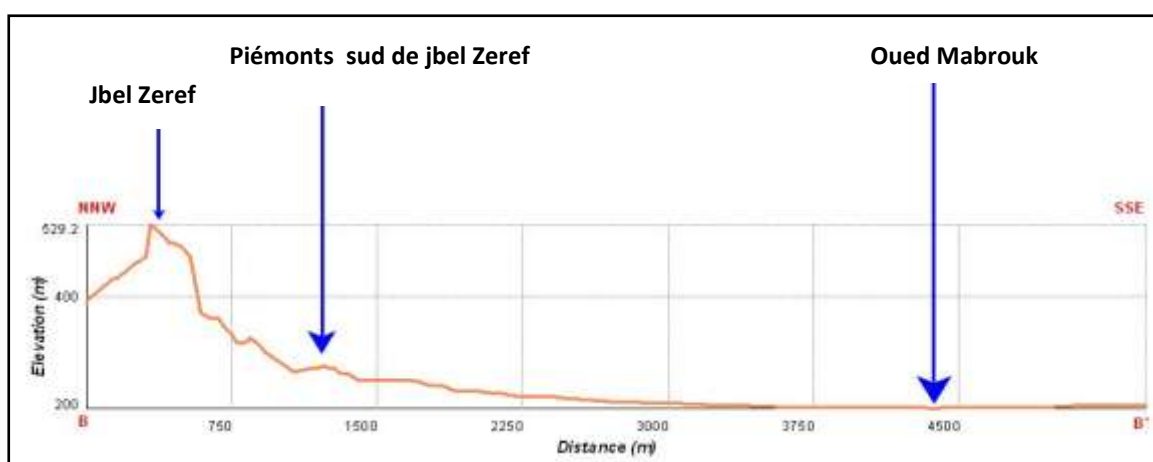


Fig. n°. 8 : Profil topographique (B - B') des piémonts sud de jbel Zeref

1.2.2. Les piémonts de Chouabine - Alima

Ils occupent la partie centrale de la région étudiée. Il représente une vaste surface de forme allongée et orientée Est-Ouest sur environ de 23 km. Sa largeur varie entre 2 à 3.5 Km. A profil convexe, ses altitudes varient entre 300 et 134 mètres et il s'incline lentement en direction de la plaine. Ses pentes varient entre 5 et 15%. Ce piémont est fortement disséqué par les cours des oueds Serratta, Mexennnda, Segdoud, Ain Hanèche, Hamda, et oued Al Jmal.

Deux profils topographiques sont réalisées: le premier au niveau du pied de jbel Thèlja-Alima (coupe D-D' Fig. n°. 9), présente une surface incisée par les eaux qui prennent naissance sur le relief montagneux, le deuxième au niveau du pied ouest de jbel Chouabine (coupe K-K' Fig. n°. 9) montre une surfaces moins incisée.

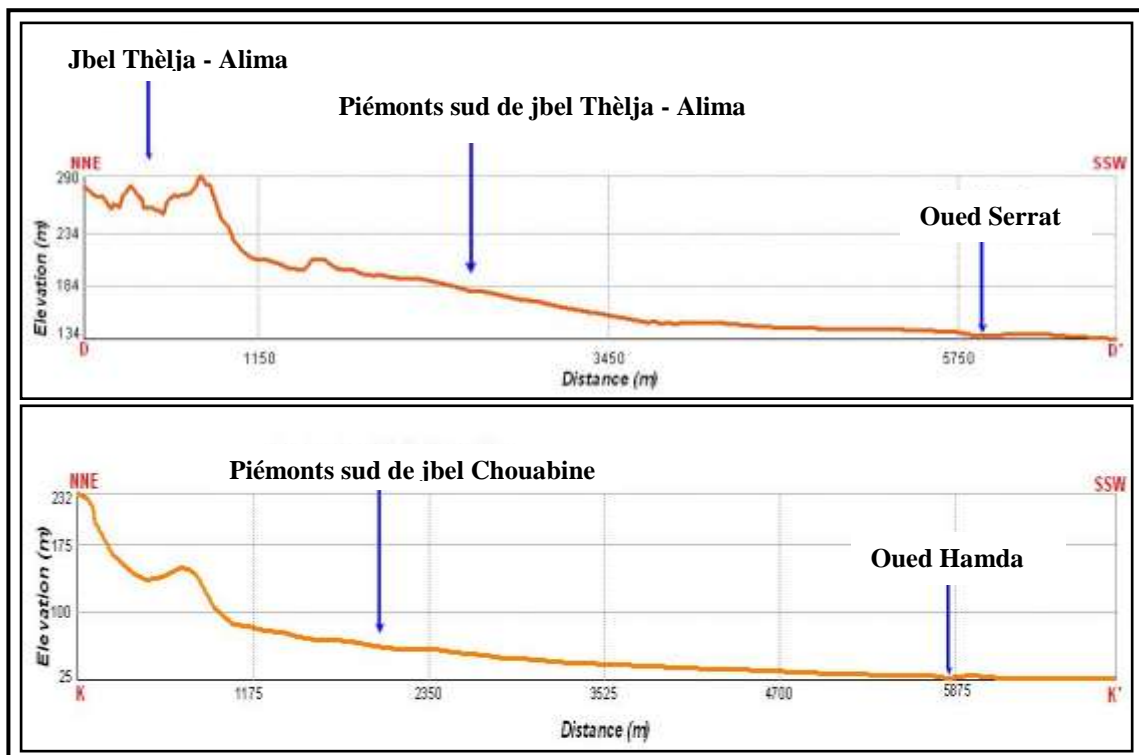


Fig. n°. 9 : Profils topographiques (D - D') et (K - K') au niveau des piémonts sud de jbel Alima-Chouabine

1.2.3. Les piémonts d'Al Blijou

Ils occupent la partie occidentale du secteur d'étude. Ils représentent une vaste surface étalée et orientée Est-Ouest sur environ 12 km. Sa largeur varie entre 2.5 à 4 Km. A profil convexe, ses altitudes varient entre 220 et 50 mètres et s'incline lentement en direction de la plaine (coupe S-S' Fig. n°. 10). Ses pentes varient entre 5 et 20%. Ce piémont est disséqué par les oueds rebta, Al Kritali, Bou Sayeb, Ad Dghima, Ash Shbayka.

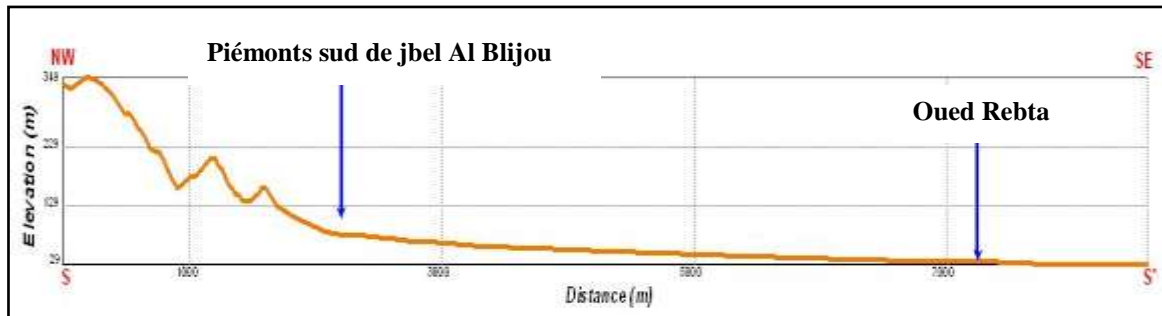


Fig. n°. 10: Profil topographique (S - S') au niveau des piémonts sud de jbel Al Blijou

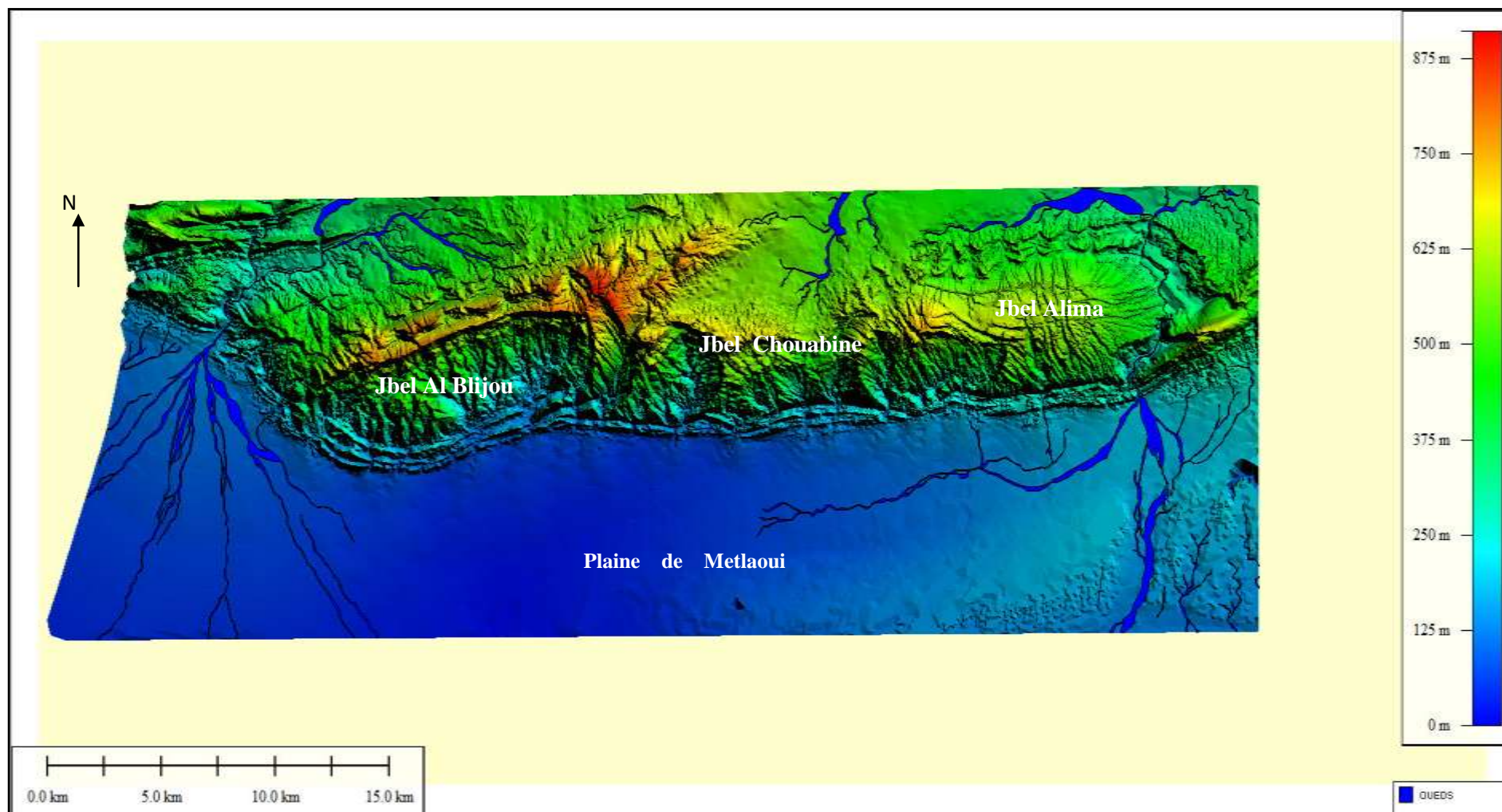
1.2.4. Les piémonts de Chebket El Hanek

Ils coïncident avec la limite méridionale du terrain étudié. Il présente une vaste surface allongée et ovoïdale qui s'oriente de l'Est vers l'Ouest sur environ 30 km. Son altitude moyenne d'environ 120 m et s'incline lentement en direction de Chott el Gharsa. Au niveau de passage de l'oued Thèlja (encaissement variable entre 10 m et 25 m), ce piémont est subdivisé en un compartiment occidental de largeur 6 km environs et un autre oriental de largeur 4km environs.

L'étude menée par Gasmi, 2012, dans la partie occidentale des basses plaines méridionales, a expliqué la signification de l'appellation de « Chebket El Hanek» accordée à ces piémonts. Il s'agit d'une parfaite irrégularité de surface et fortement concentré de petits oueds à écoulement intermittent qui prennent une configuration en promontoires étroits très découpée dont les encaissements enregistrés oscillent entre 5 m et 12 m.

1.3. La plaine

Cette unité topographiquement basse a une forme rectangulaire. Ses altitudes sont inférieures à 121 m et atteignent 10 m en allant au Sud Ouest vers Garat Ad-Dghima (Fig. n°. 11). Ses pentes sont généralement très faibles, inférieures à 2% (Fig. n°. 12). La plaine s'étend sur environ 6 km de largeur du côté Est mais elle gagne de l'extension en direction de Sud-Ouest. Sa surface est marquée par la présence d'un réseau hydrographique relativement dense prenant naissance sur le relief montagneux et organisé autour du cours axial d'oued El Miit qui est doté d'un lit large d'environ 750 m. Le passage d'oued Thèlja représente sa limite orientale et les collines d'El Hanek correspondent à sa limite méridionale. Deux oueds endoréiques assurent le drainage de cette plaine: oued Thèlja-El Miit et oued Foum El Khanga communiquant au Sud avec les étendues de Chott El Gharsa.



27
Fig. n°. 11 : Carte Hypsométrique

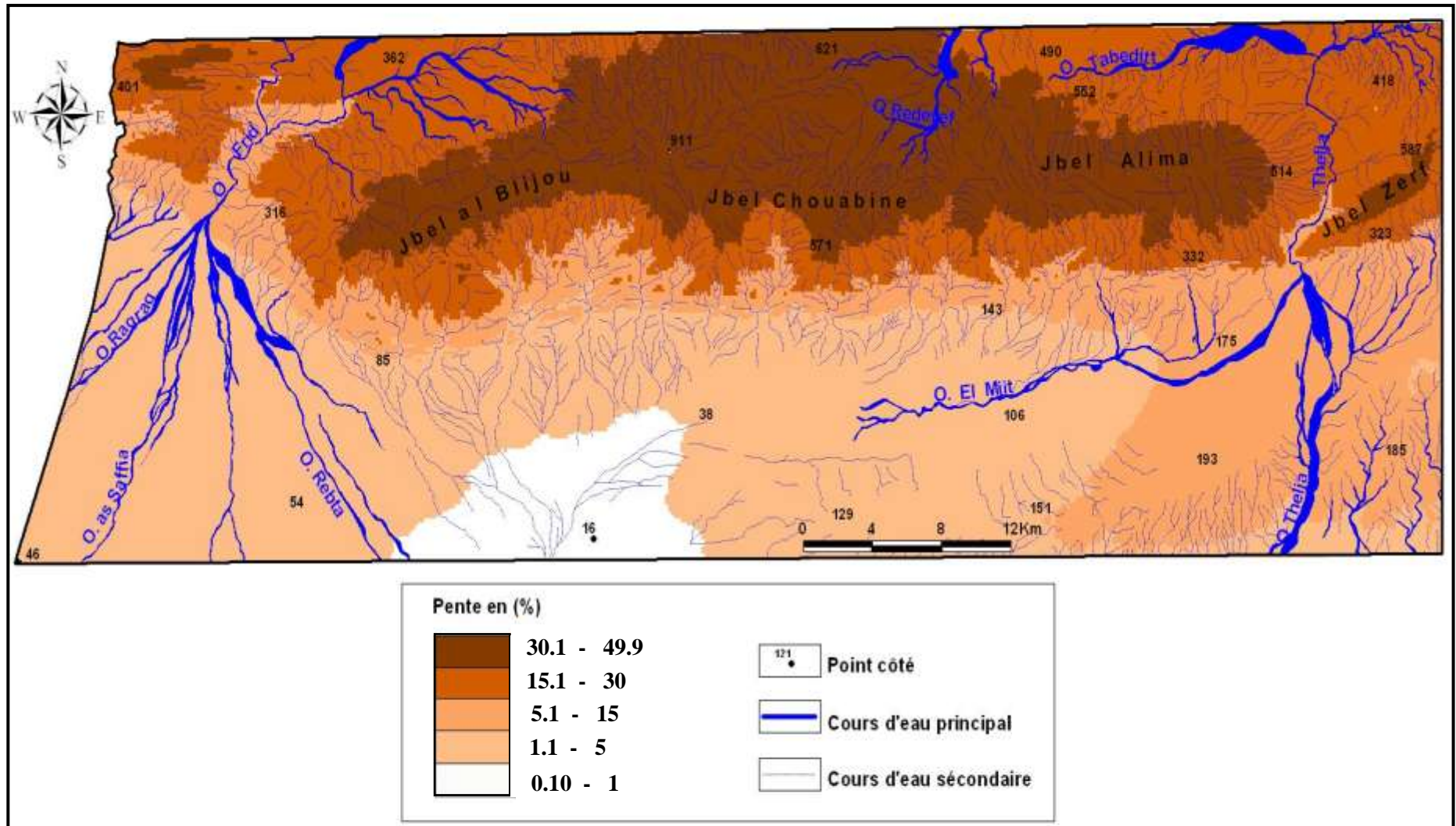


Fig. n°. 12: Carte des pentes

2. Le réseau hydrographique : Un réseau dense de type varié

Le réseau hydrographique dans le sud ouest Tunisien (la région entre Gafsa et Tozeur où il s'étend le terrain objet de notre étude) est en majorité constitué par des oueds à écoulement temporaire. Le réseau hydrographique est de type endoréique. En effet, aucun oued de cette région n'atteint la mer. Tous se déversent dans la dépression fermée.

Dans le même contexte, les oueds de la région d'étude ont un écoulement temporaire. Ils sont souvent à sec, et ne fonctionnent qu'à l'occasion des événements exceptionnels (les crues). C'est le cas d'oued El Miit qui communique avec oued Thèlja par un chenal important pour acheminer les eaux de pluies vers Chott El Gharsa lors des crues comme ce fût le cas en 2009 à Rdeyef.

Cependant, il existe deux artères hydrographiques à écoulement pérenne grâce à des sources dont le débit peut varier selon les saisons. Il s'agit d'oued Thèlja et oued Foum El Khanga, qui sont organisés en deux bassins (Ben Ouezdou, 1994).

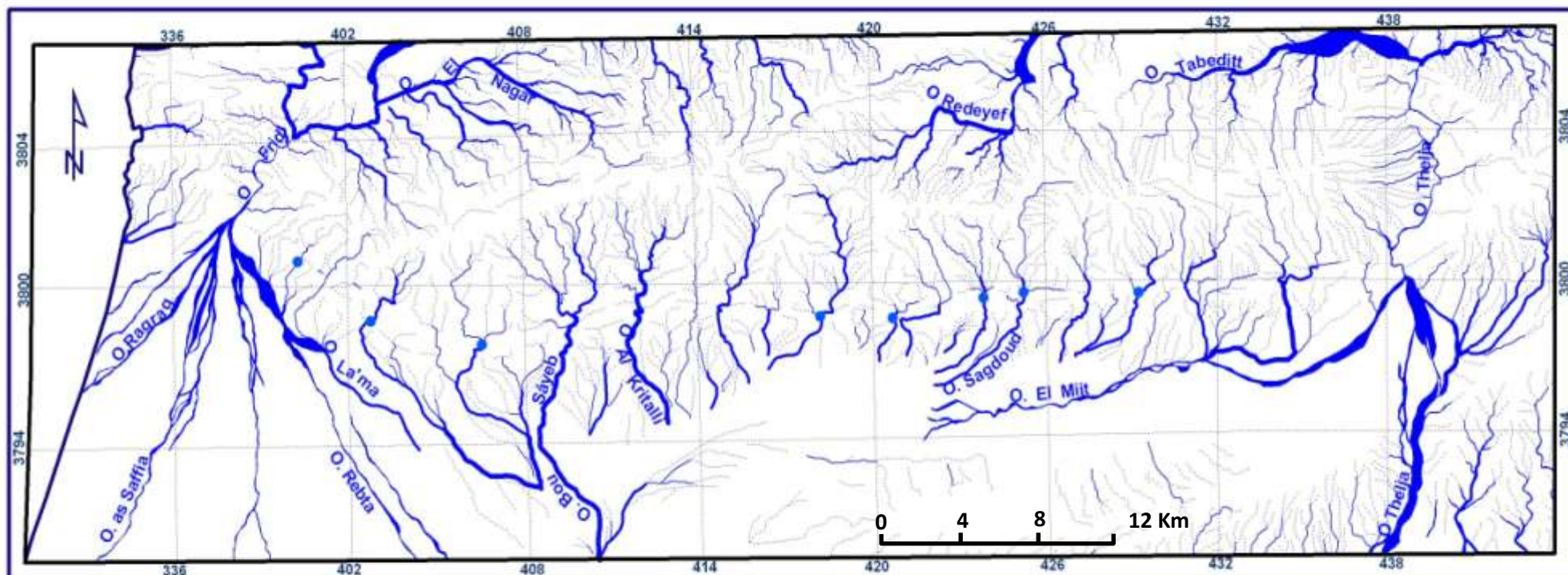
Le premier débute dans la plaine d'Oum El Arais sous le nom de l'oued Tabeditt; ce n'est qu'après son passage dans le chaînon de Metlaoui par la gorge de Rass el Ayoun qu'il dévient oued Thèlja. Après avoir traversé jbel Alima et Ezeref, il s'étale jusqu'à recouper les collines de Chebket El Hanek.

Le deuxième prend son origine dans la région de Nememcha en Algérie, pénètre en Tunisie à l'extrémité occidentale du jbel Mghatta, sous le nom de l'oued El Frid, recoupe la plaine de Tamaghza, et traverse jbel Al Blijou par la gorge de Foum El Khanga.

A leur sortie du secteur montagneux, les deux artères s'élargissent considérablement dans une large plaine d'épandage.

Notons que les oueds du secteur étudié ont un régime endoréique. Ils débouchent directement dans la dépression de chott El Gharsa à l'occasion des pluies exceptionnelles.

La carte de l'ordonnement du chevelu hydrographique (Fig. n°. 13) réalisée à partir de l'assemblage des cartes topographiques au 1/50 000 de Metlaoui, Rdeyef et Tamaghza selon le principe de classification de Horton-Strahler (1952) « *les cours d'eau s'organisent de la manière suivante, tout cours ne reçoit pas d'affluent est d'ordre 1, il est d'ordre 2 s'il résulte de la confluence de deux cours d'ordre 1 et ainsi de suite* ». L'utilité de cet attribut (ordonnement des cours) permet de mieux comprendre le rôle que peuvent jouer les cours d'eau dans l'alimentation des écoulements à l'occasion des événements extrêmes. Elle montre une forte hiérarchisation ainsi une forte densité des cours d'eau au niveau de secteur étudiée.



Ordre des cours d'eau



Sources: Assemblage des cartes topographiques de Metlaoui, Rdeyef et Tamaghza au 1/50 000

Projection utilisée: Projection Universelle Transverse Mercator (UTM), Réseau Kilométrique.

Fig. n°. 13: Carte de l'ordonnancement du réseau hydrographique selon la classification de Horton-Strahler

Les réseaux hydrographiques présentent divers types de configuration. Ils prennent par exemple, une configuration dendritique ou arborescente dans les dépressions qui trouent le flanc méridional d'Alima-Chouabine, tel que Doukane Zimra (375m) et Doukane Ain Ameer (304m), drainant des bassins assez importants et recevant de nombreux affluents d'ordre 1 (Fig. n°. 14 A). Les chenaux qui dissèquent la partie orientale et septentrionale de jbel Alima, suivent la même direction de pente et le sens de l'écoulement jusqu'à atteindre le niveau de base au cœur de relief, ils donnent un aspect en tresse (Fig. n°. 14 B).

Le cours aval d'oued El Miit se caractérise par une organisation anastomosée, et dessine certains méandres jusqu' à l'oasis de Segdoud où les pentes sont généralement faibles (Fig. n°. 4 C). L'apparition de ce type de tracé à méandres est fonction de la décroissance de la puissance de l'oued vers l'aval où les pentes deviennent très faibles (Veyret et al. 1998).

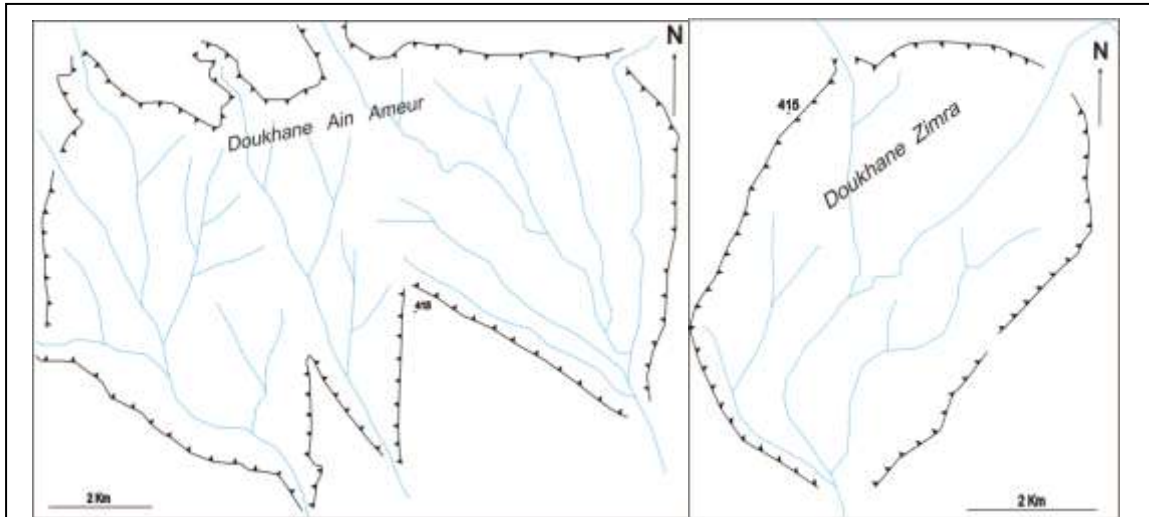


Fig. A: type dendritique

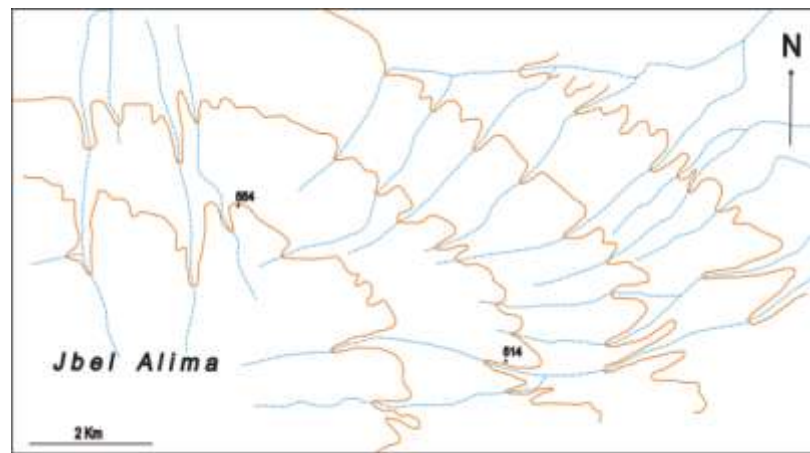


Fig. B: type en tresse

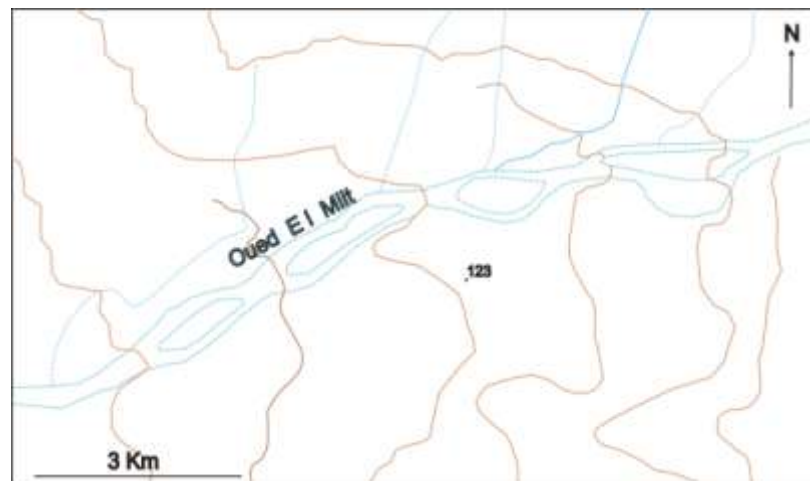


Fig. C: type anastomosé

Fig. n°. 14 : Quelques types de configuration du réseau hydrographique

Conclusion du premier chapitre

La topographie de la zone d'étude est contrastée et fort diversifiée. Ses jbel sont orientés Ouest-Est entre la vallée de l'Oued Thèlja et la vallée de l'Oued Foum Khanga. Ils sont éventrés et empruntés par des torrents. A l'est de Thèlja, les jbel s'orientent SW-NE et sont relativement disséqués par le réseau hydrographique.

Les piémonts montrent aussi une certaine diversité. Alors que les piémonts méridionaux des jbel Alima, Chouabine et Al Blijou, présentent des profils souvent convexes et sont drainés par des oueds aux écoulements diffluent. Le piémont méridional de jbel Zeref présente des profils concaves et entaillés par des oueds bien encaissés.

Dans l'ensemble de la zone d'étude, le passage de la montagne à la plaine est progressif mais au niveau de l'Oued Thèlja et Oued Foum El Khanga le contact est brutal, une vaste plaine prend place à l'aval de la montagne trouée de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou.

Le réseau hydrographique est dense et présente des configurations variées. Le régime des oueds est endoréique puisqu'ils débouchent dans la dépression de Chott El Gharsa.

CHAPITRE 2: LES DONNÉES GÉOLOGIQUES

Introduction

Les données de la structure regroupent les données litho-stratigraphiques, qui sont utiles pour distinguer la nature et l'âge des affleurements et identifier les différents binômes (roche dure sur roche tendre), et les données de la tectonique pour mieux comprendre la manière de structuration des reliefs en question.

2.1. Analyse litho-stratigraphique

La colonne litho-stratigraphique synthétique simplifiée (Fig. n°. 15) et la carte des affleurements géologiques (Fig. 16) de la région Metlaoui nous ont permis de cerner la lithologie des différentes unités stratigraphiques, d'identifier leurs caractéristiques et leur répartition spatiale. Alors que les affleurements du Crétacé et de l'Éocène forment l'ossature des jbel, ceux du Néogène et du Quaternaire composent les piémonts et la plaine.

En effet, la série stratigraphique de la région en question va du Crétacé supérieur au Néogène. Au cours de cette période on a enregistré un peu plus de 1300 m d'épaisseur de sédiments d'origine variable (Fakhraoui et al, 2001). En effet, les cycles sédimentaires lagunaires, lacustres et marins (Campanien-Maastrichtien) expliquent en grande partie les différentes phases sédimentaires (Abdallah. H, 1987). Toutefois, la série sédimentaire néogène (formation Beglia et formation Segui) est principalement marquée par un environnement sédimentaire fluvio-deltaïque (Biely et *al.*, 1972).

,



Fig. n°. 15 : colonne litho-stratigraphique synthétique simplifiée (d'après la carte géologique de Metlaoui au 1/100 000)

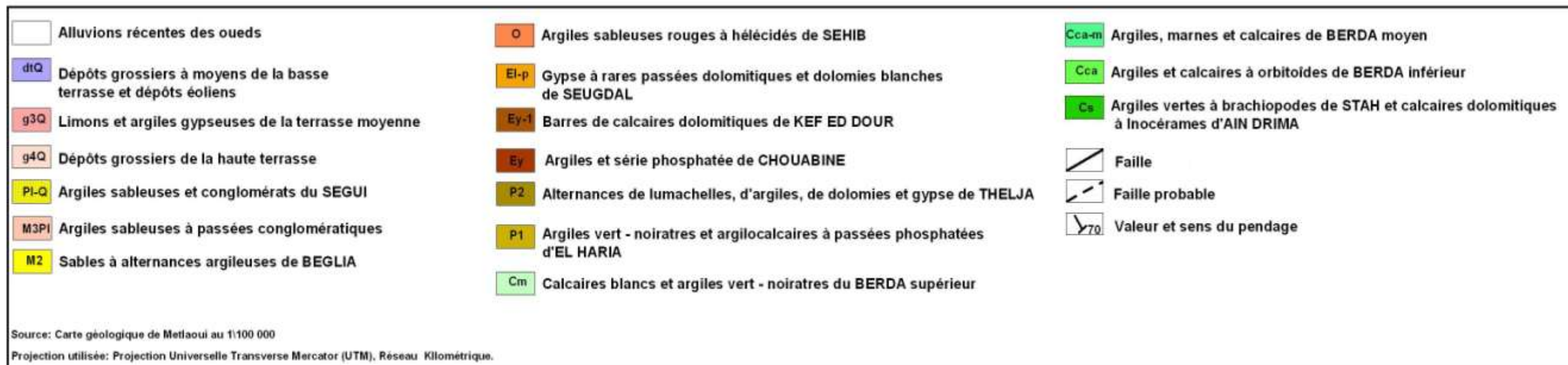
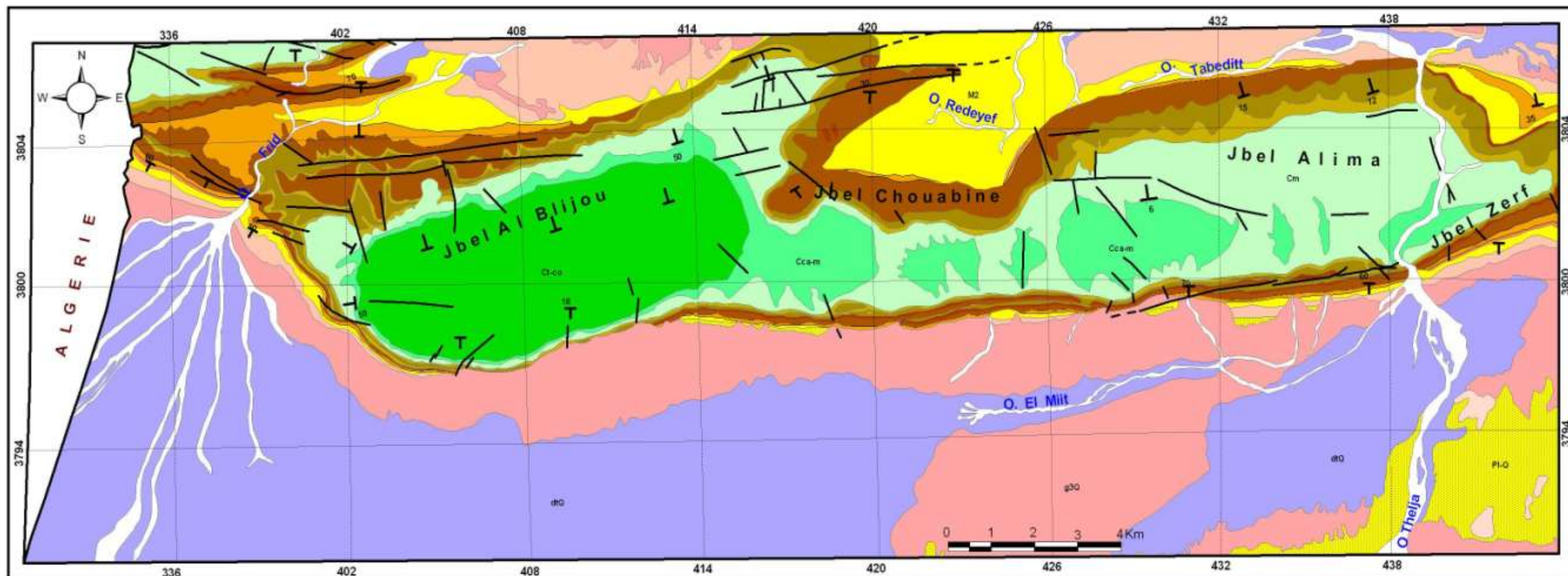


Fig. n°. 16 : Carte des affleurements géologiques (d'après la carte géologique de Metlaoui au 1/100 000)

2.1.1. Le Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur occupe le cœur du chaînon de Metlaoui. Il est marqué par une succession rapide des roches dures et des roches tendres offrant des conditions idéales aux processus d'érosion différentielle. Il est représenté par les étages suivants (Fig. n°. 17):

2.1.1.1. Le Turonien-terminal (Ct) - Coniacien (Co)

Les affleurements du Turonien-Coniacien sont bien visibles essentiellement à jbel Al Blijou. Ils se développent sur une épaisseur totale de 400 m environ. Ils sont attribués à la formation Douleb.

Le Turonien se compose de bancs dolomitiques et d'une alternance de calcaire, de marno-calcaire et d'argile avec une épaisseur qui peut atteindre 165 m.

Le Coniacien est dominé par une alternance de calcaire blanc en bancs décimétriques avec des argiles jaunes verdâtres sur une épaisseur d'environ 225 m.

2.1.1.2 Le Santonien (Cs)

Les terrains Santoniens sont bien représentés au niveau de jbel Al Blijou sur une épaisseur qui atteint 80 m environ. Cette série se compose de bas en haut par une barre calcaire dolomitique à Inocérames d'Ain Drima (10 m) et des argiles verdâtres à Brachiopodes attribuées à la formation Stah (70 m)

2.1.1.3. Le Campanien inférieur (Cca)

L'étage campanien inférieur est distingué au cœur de jbel Al Blijou, et il est peu représenté au niveau de la combe d'oued Thèlja qui sépare jbel Alima et jbel Zeref.

Le Campanien inférieur est matérialisé par les argiles à interlits de calcaire à Orbitoïdes attribués au Berda inférieur. Son épaisseur totale atteint 150 m environ.

2.1.1.4. Campanien supérieur / Maastrichtien inférieur (Ccam)

Les affleurements relatifs à cet âge sont bien représentés aux cœurs des jbel Zeref, Alima et Chouabine. L'épaisseur maximale peut atteindre 80 m. Ils sont constitués à la base (membres inférieur et moyen) par des argiles et des alternances marno-calcaires qui constituent les fonds des Doukanes. Au sommet (membre supérieur), on distingue l'affleurement de calcaires en bancs massifs qui forment les enveloppes des montagnes des jbel Alima-Chouabine et Al Blijou.

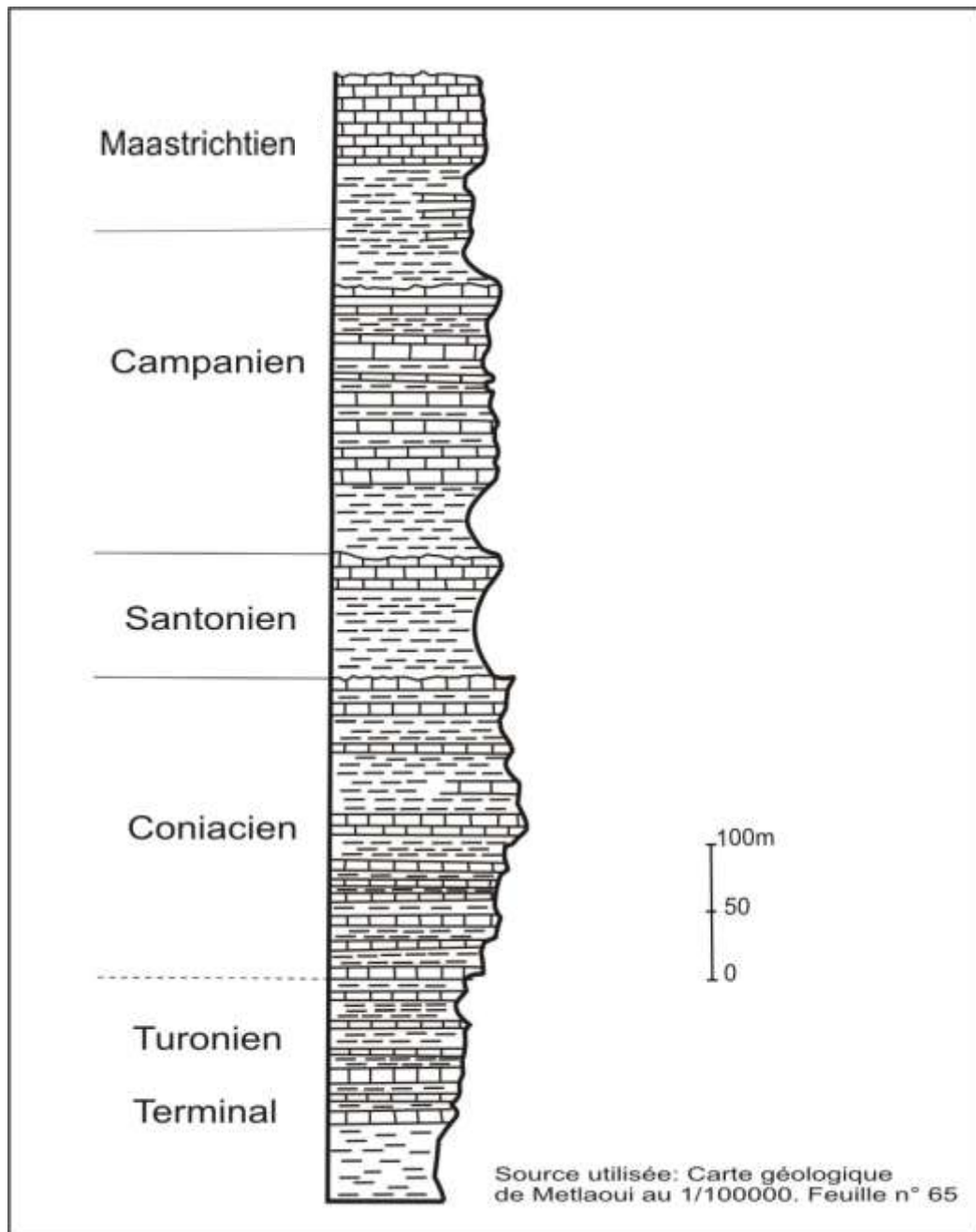


Fig. n° 17 : Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé supérieur du faisceau de plis de Metlaoui

2.1.2. Les séries du Paléocène-Éocène

Les affleurements du Paléocène-Éocène entourent la totalité des chaînons montagneux, sauf le sud de jbel Al Blijou où ils sont peu marqués. Ils comportent trois ensembles litho-stratigraphiques distincts et bien contrastés: la formation El Haria, la formation Metlaoui et la formation Jebes au sommet (Fig. n°. 18).

2.1.2.1. La formation d'El Haria

Cette formation est constituée d'argiles vertes noirâtres et d'argiles calcaires à passées phosphatées. Elle occupe les couloirs topographiques ceinturant jbel Zeref, Alima et Chouabine. Son épaisseur est de 65m. Elle est attribuée au Paléocène.

2.1.2.2. La formation Metlaoui

Plusieurs coupes de la formation Metlaoui dans la région ont été levées par Castany (1951, 1953; Castany et *al.*, 1954); Burollet (1956); Sassi (1974); Fournie (1978); Zargouni (1986, 1988). Cette formation qui constitue l'ossature des crêtes externes du chaînon de Metlaoui est constituée de haut en bas par trois unités litho-stratigraphiques bien distinctes:

- "L'unité calcaire de Metlaoui" (75 m): elle est composée de lumachelles massives riches en *Ostrea*, en dalles métriques, soulignées par un conglomérat phosphaté à sa base. Cette unité est bien représentée sur le flanc septentrional du relief en question. Son membre supérieur est attribué à l'Yprésien et au Lutétien Inférieur.
- "L'unité phosphatée de Chouabine" (35 m): elle est formée à sa base par une alternance d'argiles noires, de calcaires micritiques à Gastéropodes, et de petits lits de phosphates. Au sommet, elle montre des alternances de lumachelles à *Ostrea* et de couches de phosphates. Cette unité affleure à jbel Alima et Chouabine. Elle est attribuée à l'Yprésien.
- "L'unité Évaporites et Lumachelles de Thèlja" (80 m): cette unité commence par une «barre» Lumachellique siliceuse riche en moules de Gastéropodes et de Lamellibranches, lenticulaires présentant des stratifications obliques. S'y distinguent aussi des alternances d'argiles vertes, de grosses barres dolomitiques à patine Ocre et de «barres» de gypse blanc massif, (Zargouni, 1986). Cette unité s'individualise dans les deux combes. Elle est composée d'argiles d'El Haria à sa base et des séries

phosphatées de Chouabine à son sommet qui sont attribuées au Thanétien. Cet ensemble affleure sur une grande partie des flancs des jbel Alima-Chouabine et Zeref.

2.1.2.3. La formation Jebes

Cette unité est formée de gypse avec des passées marneuses et intercalations dolomitiques blanches de Segudal, épaisses de 75 m. Le tout appartiendrait au Lutétien supérieur (Éocène supérieur) (Fig. n°. 18). Elle affleure sur les flancs du chaînon de Metlaoui. Elle est surmontée par les argiles à intercalations sableuses de Sehib épaisses de 25 m, attribuées à l'Oligocène. Elle affleure à la sortie de la gorge du Thèlja et sur le flanc Sud de jbel Zeref.

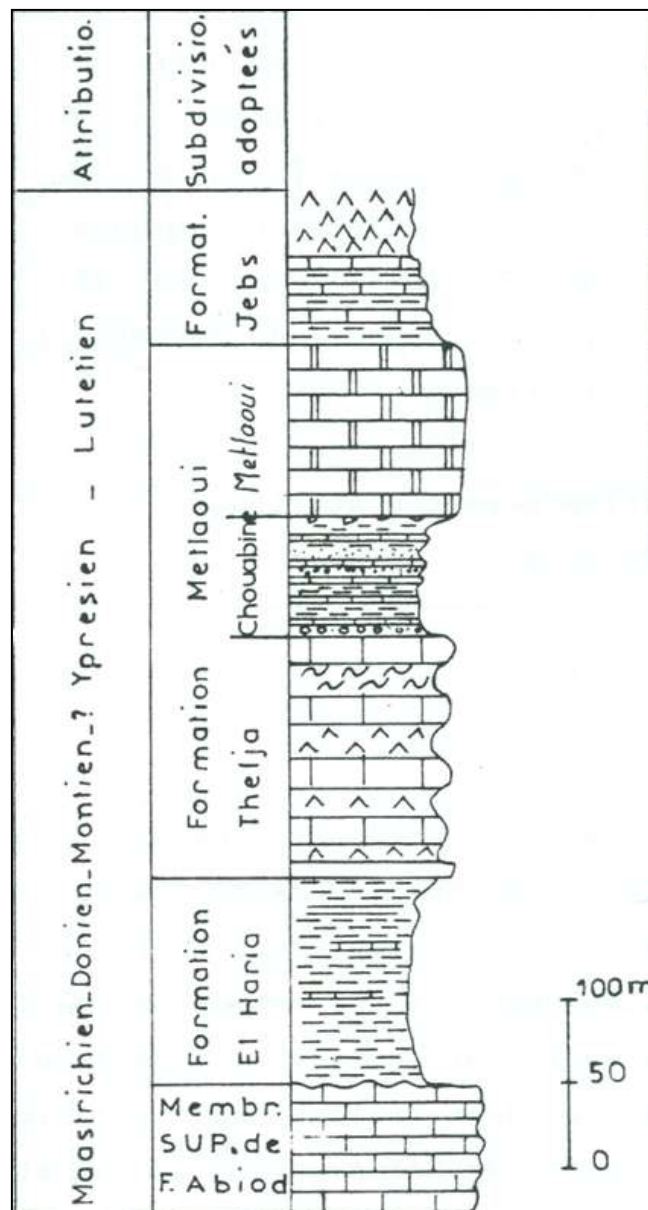


Fig. n°. 18 : Colonne stratigraphique synthétique de la série Paléocène-Éocène inférieur du faisceau de plis de Metlaoui (Zargouni, 1986)

2.1.3. Le Néogène

Le Néogène qui constitue l'ossature des piémonts et de la plaine est formé par trois unités lithologiques continentales: la formation Séhib ; la formation Beglia et la formation Ségui.

2.1.3.1. La formation Séhib

La formation Séhib attribuée à l'Oligocène est épaisse de 25 m environ. Elle est formée par des argiles à intercalations sableuses rouges. Elle figure uniquement au niveau du flanc méridional de jbel Zeref.

2.1.3.2. La formation Beglia

Les affleurements de cette formation ceinturent le flanc nord des jbel Metlaoui. Par contre au Sud, ils se localisent sur le flanc de jbel Zeref. Ils montrent une lacune importante sur le flanc sud de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou. Ces affleurements sont composés principalement par des éléments sableux en alternance avec de minces horizons d'argiles verdâtres. L'épaisseur totale de cette formation varie entre 50 m et 120 m. Il est vraisemblable que cette épaisseur augmente en direction de l'Ouest (Biely et *al.* 1972; Sghari, 1991).

Le faciès de cette formation se caractérise par la succession suivante:

- Le contact avec les affleurements sous-jacents (Éocène-Paléocène) est matérialisé par l'individualisation d'un horizon peu épais (quelques centimètres) constitué par des éléments conglomératiques.
- La partie moyenne est beaucoup plus épaisse, environ 2/3 de l'épaisseur totale de la formation (Biely et *al.* 1972). Elle est constituée d'une alternance de termes sableux relativement fins et à stratification entrecroisée avec des lits décimétriques d'argiles vertes et gypseuses.
- La partie supérieure se distingue par la raréfaction des lits d'argiles gypseuses et la dominance de sables blancs - jaunâtres et riches en dragées de silice.

2.1.3.3. La formation Ségui

Dans son étude géomorphologique de la Tunisie présaharienne, Coque (1962) a attribué au Villafranchien (Pléistocène inférieur) les faciès terminaux de cette formation, datée par le niveau à cardium. Il s'agit de l'élément lithologique supérieur du « complexe continental » (Burolet P.F 1956).

Cette formation constitue une épaisse couche (150 m - 500 m) qui enveloppe la quasi-totalité des affleurements de Beglia (Carmel, 1969). La lithologie de cet affleurement se distingue par la succession suivante (Gasmi, 2012) (Fig. n°. 19):

- A la base, un banc conglomératique de quelques mètres d'épaisseur.
- Au dessus du premier banc conglomératique, s'accumule une épaisse couche (presque la moitié de l'épaisseur totale) composée d'argiles rouges relativement consolidées. On constate également l'omniprésence de gypse qui se manifeste principalement par des cristaux et localement des amas à structure farineuse.
- Le terme supérieur est marqué par la succession des bancs conglomératiques. Ce dépôt continental est dominé par les éléments grossiers (blocs et cailloux calcaires). Il s'agit ainsi du terme le plus résistant des affleurements néogènes. Cette série se termine localement par une épaisse croûte gypseuse.

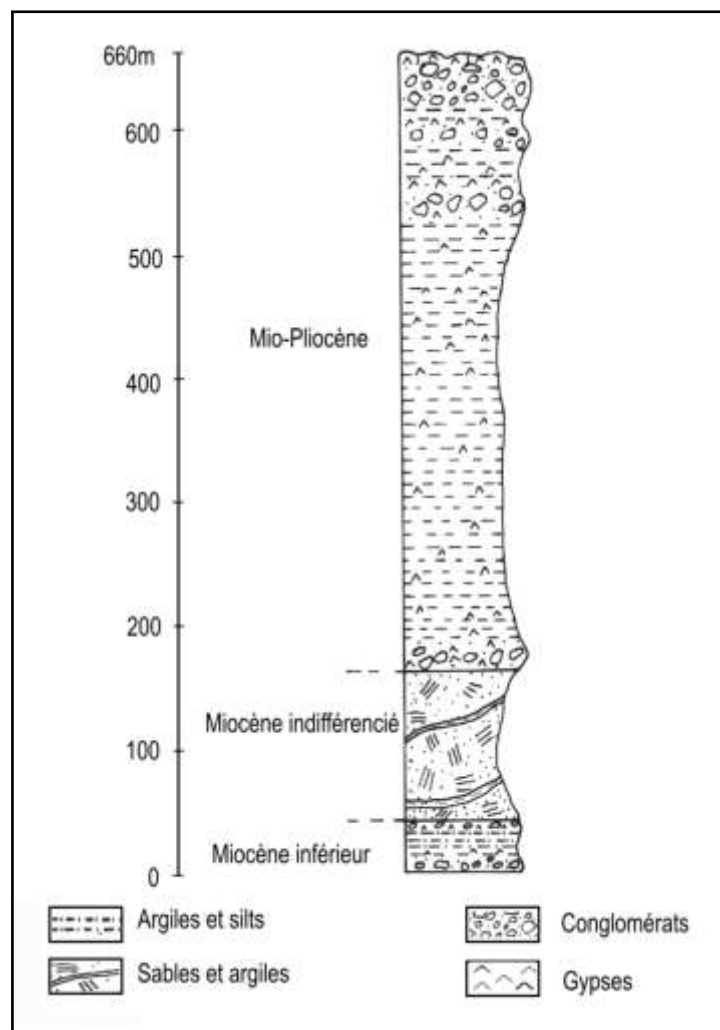


Fig. n°. 19 : Coupe stratigraphique des séries du Néogène (Gasmi, 2012)

2.2. Le contraste de résistance

L'analyse de la coupe litho-stratigraphique synthétique du chaînon de Metlaoui (Fig. n°. 15, p 30) et la carte des affleurements géologiques (Fig. n°. 16, p 31), montre un contraste de résistance des couches bien développé, particulièrement sur les deux flancs. En effet, le secteur d'étude est marqué par une succession de couches dures et de couches tendres offrant des conditions idéales aux processus d'érosion différentielle. On peut distinguer du plus récent au plus ancien généralement quatre binômes de roche dure sur roche tendre (R.D/R.T):

- ❖ Le premier binôme est défini par les bancs conglomératiques du Mio-Pliocène (formation Ségui). L'épaisseur de ce terme ne dépasse pas 10 m. Au contraire le terme sous jacent, composé de roches tendres (les sables et argiles miocènes) se distingue par l'importance de son épaisseur (120 m).
- ❖ Le deuxième binôme est déterminé essentiellement par la dolomie blanche et calcaire dolomitique en bancs massifs d'âge yprésien-lutétien-priabonien (formation Metlaoui et Seugdai) (20 m) qui surmontent les argiles et séries phosphatée de l'Yprésien (formation Chouabine) d'environ 80 m d'épaisseur.
- ❖ Le troisième binôme se traduit par un contraste très net entre une véritable couche calcaire campanienne - maastrichtienne dont l'épaisseur peut atteindre 100 m et une couche santonienne de faciès argileux avec une épaisseur de l'ordre de 55 m.
- ❖ Le quatrième binôme est défini par les bancs relativement épais de calcaire coniacien (100 m) qui reposent sur les argiles du Turonien dont l'épaisseur est inférieure à 30m.

2.3. Cadre structural

La caractéristique structurale de la région en question (chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud) se distingue essentiellement à partir du cadre structural du bassin minier de Gafsa. Ce dernier appartient à la limite méridionale de l'avant pays plissé de la chaîne alpine, renfermant le prolongement Est-Ouest de l'accident Sud-Atlasique qui s'étend d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie. Ce bassin a été le foyer de mouvements tectoniques donnant un style éjectif et un dispositif en relais, résultat de l'agencement des directions des structures décrochantes (Zargouni, 1986).

Les aspects de structuration tectonique finement analysés par Zargouni (1986) permettent de saisir les traits de différenciation de la topographie examinée. Le chaînon étudiée est marquée, en effet, par une suite d'anticlinaux qui s'alignent sur près de 50 km suivant une direction Ouest-Est à Sud Ouest-Nord Est. Ces anticlinaux se poursuivent en Algérie par ceux de la chaîne Mandra jusqu'à Negrine. Ils sont déversés vers le sud, et présentent des complications sur leurs flancs méridionaux, liées aux réseaux de failles préexistants (Fig. n°. 20). Ils sont marqués par des combes plus ou moins profondes, entourées par des crêts et des barres. Le chaînon en question, est traversée par deux cluses assez étroites oued Thèlja à l'Est entre jbel Alima et Zeref, et Foum El Khanga édifié par oued frid à l'Ouest près de la frontière algérienne. Ce dernier recoupe la plaine de Tamaghza, et traverse l'anticlinal de jbel Al Blijou et jbel Khanguet Ad-Dam. (Zargouni, 1986; Zouari, 1990 et 1995; Boukadi, 1985 et 1989). Au Sud de cet alignement morpho-structural s'étale un vaste synclinal qui se raccorde avec les étendues de Chott el Gharsa.

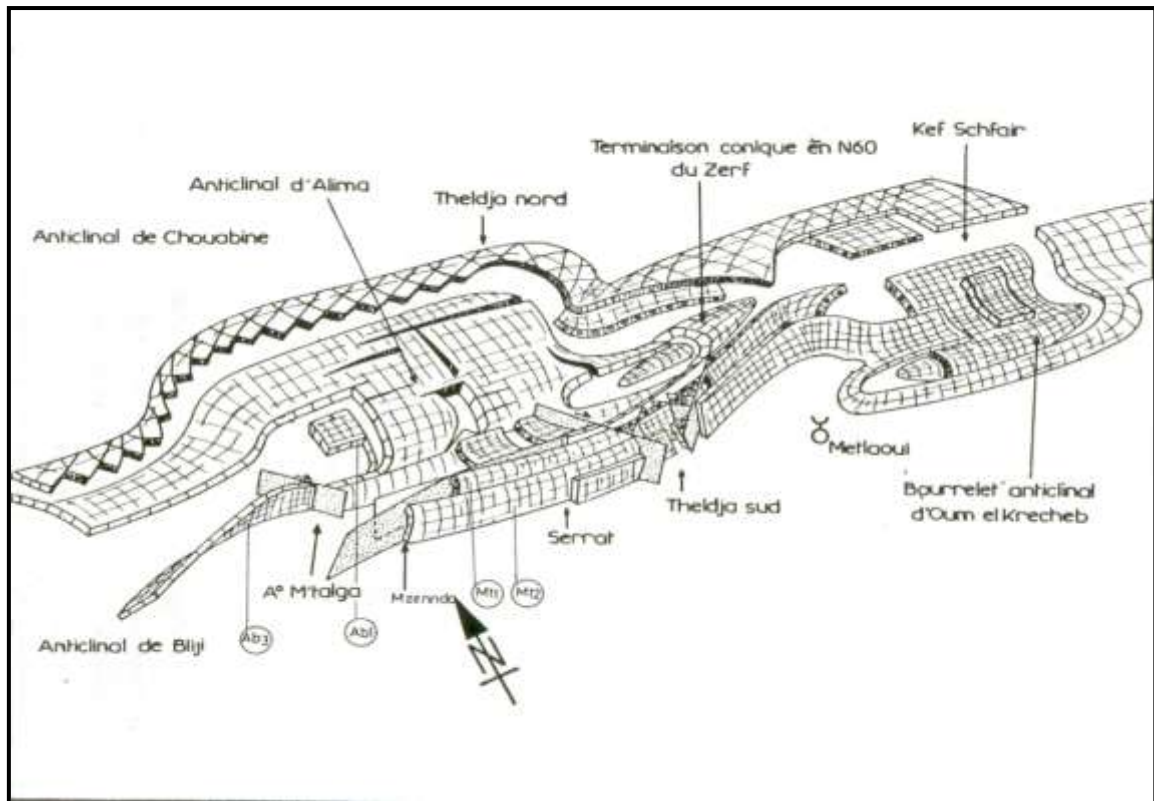


Fig. n°. 20 : Tectonogramme illustrant les complications structurales sur le flanc méridional du chaînon de Metlaoui (Zargouni, 1986)

L'examen de la carte structurale du chaînon de Metlaoui (Fig. n°. 21) montre l'existence des sous unités structurales suivantes :

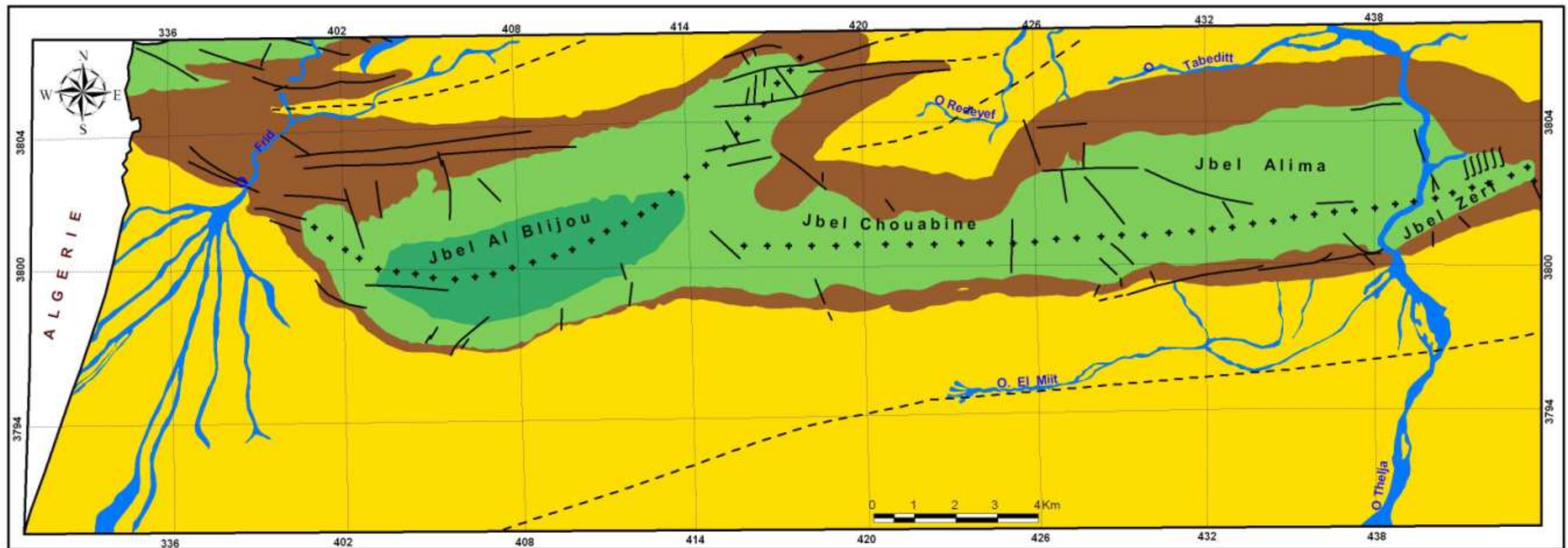


Fig. n°. 21: Carte structurale du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud

2.3.1. L'anticlinal de jbel Zeref

Il forme la terminaison d'une structure péri-anticlinale serrée conique, orientée Sud Ouest-Nord Est, formée essentiellement de terrains Eocènes-Paléocènes, accompagnée par le retrait vers le Sud du jbel Oum El Krecheb. La cluse de l'oued thèlja caractérise en effet, la liaison tectonique avec l'anticlinal de jbel Alima (Coque, 1962 et Zargouni, 1986) (Fig. n°. 22). A l'Est du jbel Zeref, se succèdent deux anticlinaux : le jbel Oum El Krecheb et le jbel Stah séparés par un alignement des buttes d'El Guelaa témoins d'un synclinal perché et pincé.

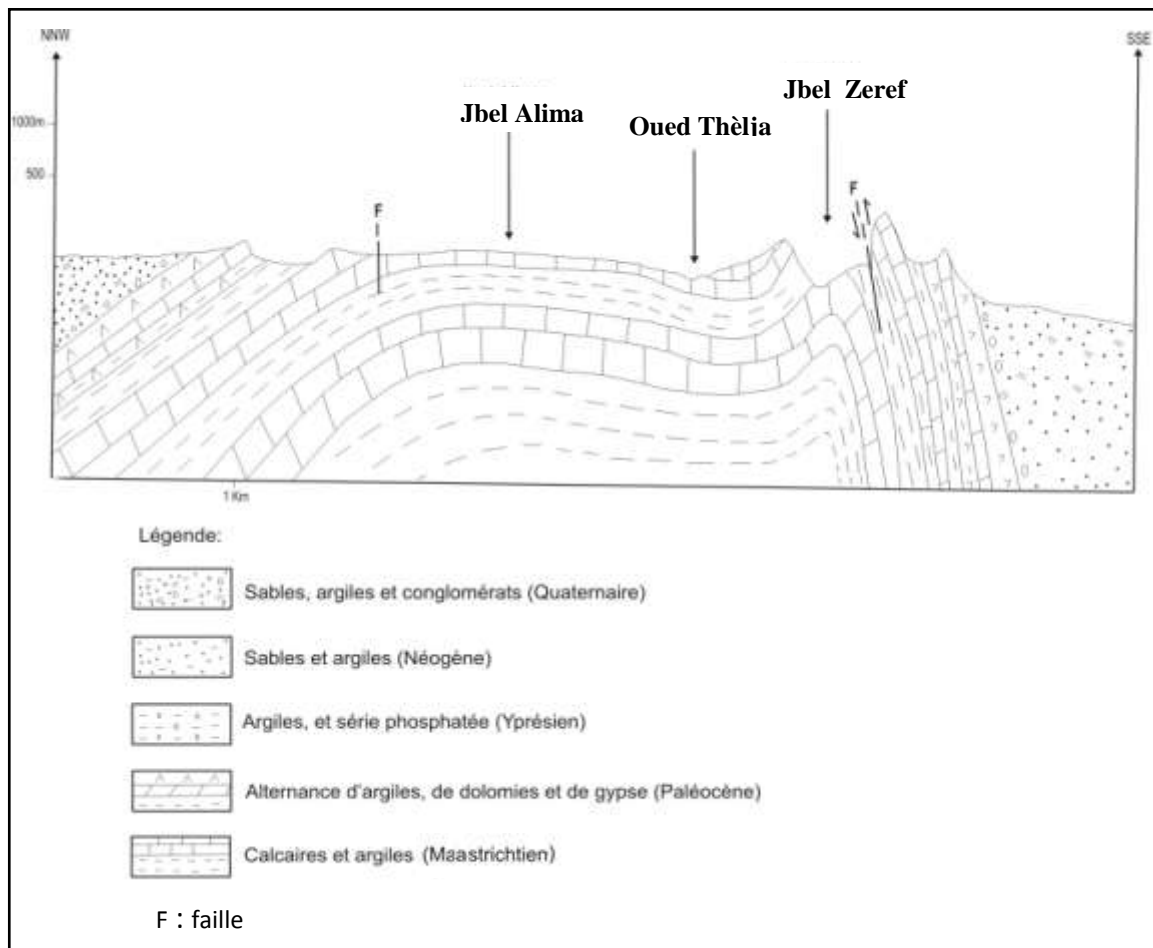


Fig. n°. 22: Coupe géologique de jbel Alima- Zeref (D'après Zargouni, 1986)

2.3.2. L'Anticlinal de jbel Alima-Chouabine

Il occupe la partie centrale du chaînon en question. Cette structure correspond à un pli dissymétrique orienté Ouest Est, et déversé sur le flanc sud. Ce déversement est dû essentiellement au passage de la faille directionnelle affectant toute le chaînon de Metlaoui, avec un axe de flexure qui évolue d'Est en Ouest de N65, horizontal à N85, 10° à 15° Ouest (Zargouni, 1986 et Zouari, 1990). Le cœur de cette structure est constitué à la base (membres inférieur et moyen) par des argiles et alternances marno-calcaires du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur qui affleurent dans les fonds des combes; surmontées au sommet (membre supérieur) par l'affleurement de calcaires en bancs massifs qui forment les enveloppes de cette structure anticlinale de jbel Alima-Chouabine (Fig. n°. 23).

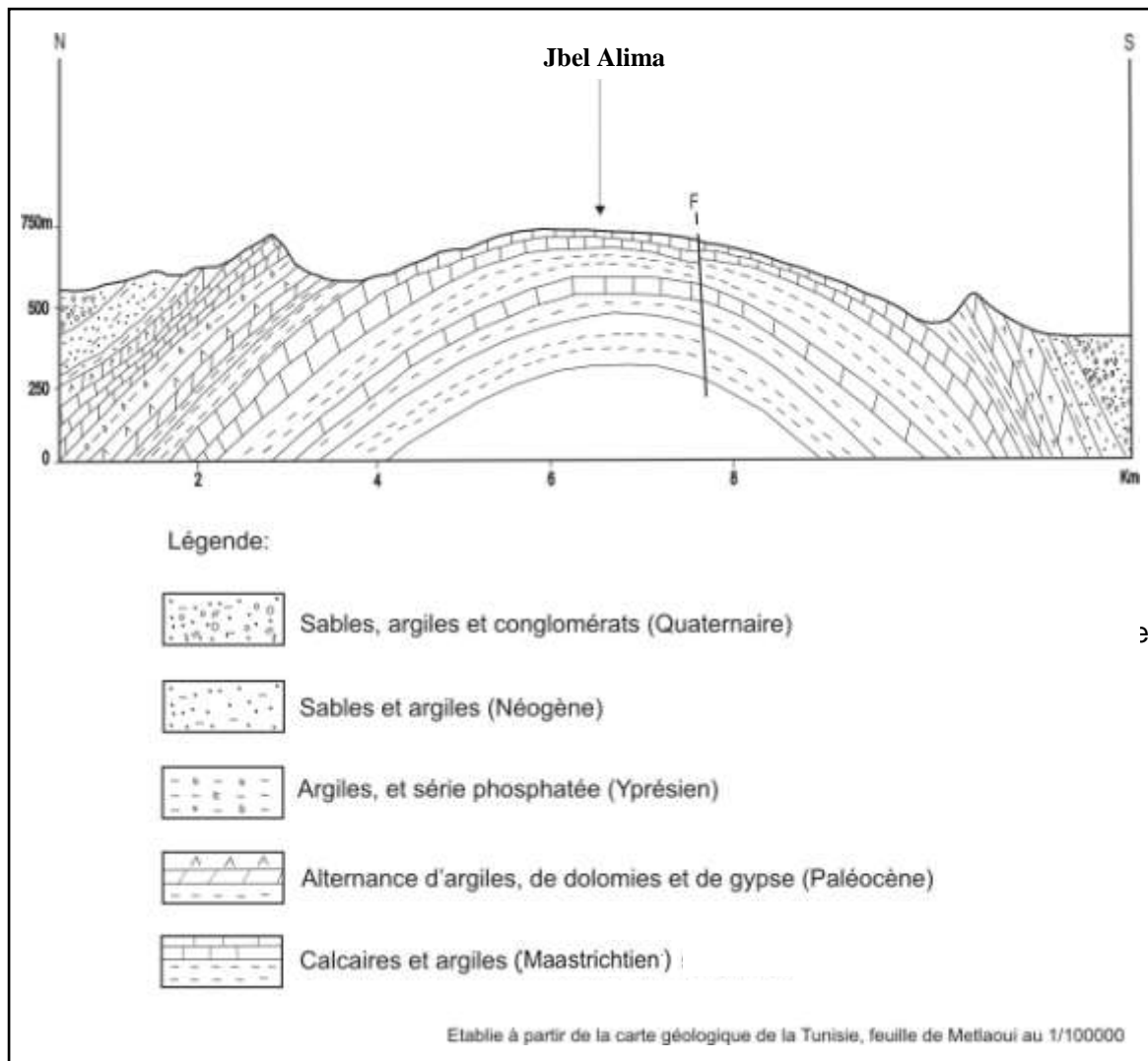


Fig. n°. 23: Coupe géologique de jbel Alima

2.3.3. L'anticlinal de jbel Al Blijou

Il correspond à un pli dissymétrique, orienté Ouest-Est. Il occupe la partie occidentale du chaînon de Metlaoui (Fig. n°. 24). Il s'étend sur environ 18 km de long et 7 km de large. Il se distingue également par l'importance de déversement de son flanc sud liée à la faille N90. Les oueds y ont profondément creusé en déblayant plusieurs formations géologiques composées de terrain parfois rigides telles que les barres calcaires de la formation Abiod (Zargouni, 1986). Les couches au dessus de la dalle calcaire se décolle de la structure principale. Ainsi les terrains éocènes et néogènes forment principalement le flanc sud.

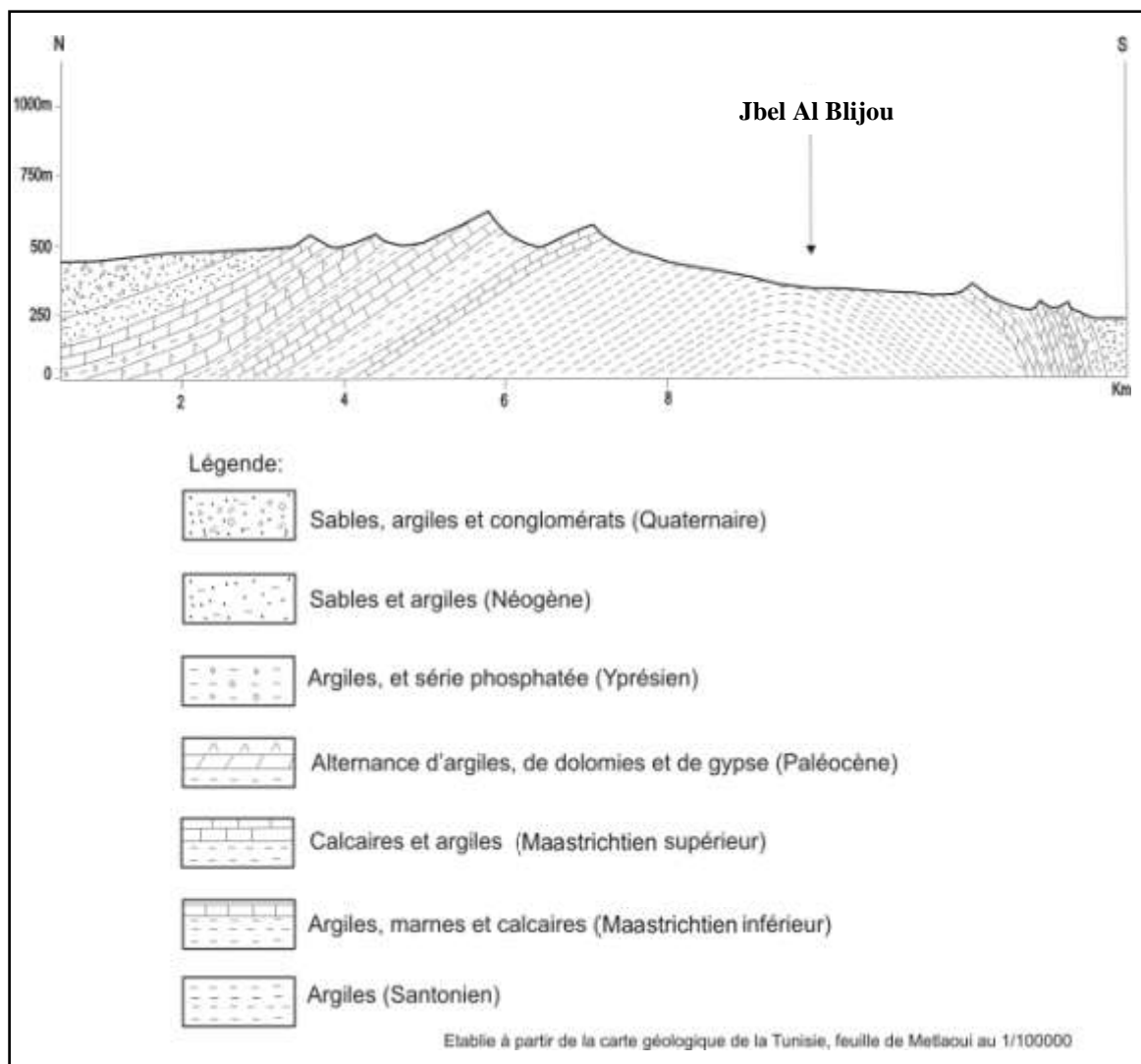


Fig. n°. 24: Coupe géologique de jbel Al Blijou

2.3.4. Le synclinal de Metlaoui

Le synclinal de Metlaoui, communiquant au Sud avec les étendues des Chotts, correspond sur le plan structural à un synclinal à fond pratiquement plat de forme rectangulaire. Il s'étend sur environ 6 km de large du côté Est et s'élargit considérablement en allant au Sud-Ouest vers Garat Ad-Dghima. Les collines d'El Hanek correspondent à sa limite méridionale. Le fond de ce synclinal est occupé par des accumulations quaternaires d'origine fluviale et éolienne.

2.4. Les accidents tectoniques majeurs dominant le secteur d'étude

Les grands accidents tectoniques de la Tunisie méridionale ont été décrits par plusieurs auteurs, Caire (1975); Zargouni, (1984, 1985 et 1986); Zouari, (1995) Boukadi, (1985 et 1989); Said (2011)... (Fig. n°. 25). En effet, le faisceau des plis de Metlaoui est affecté par deux accidents tectoniques majeurs de direction moyenne N120 à 130. L'accident de Gafsa du côté oriental; et le couloir de décrochement de Chebika du côté occidentale.

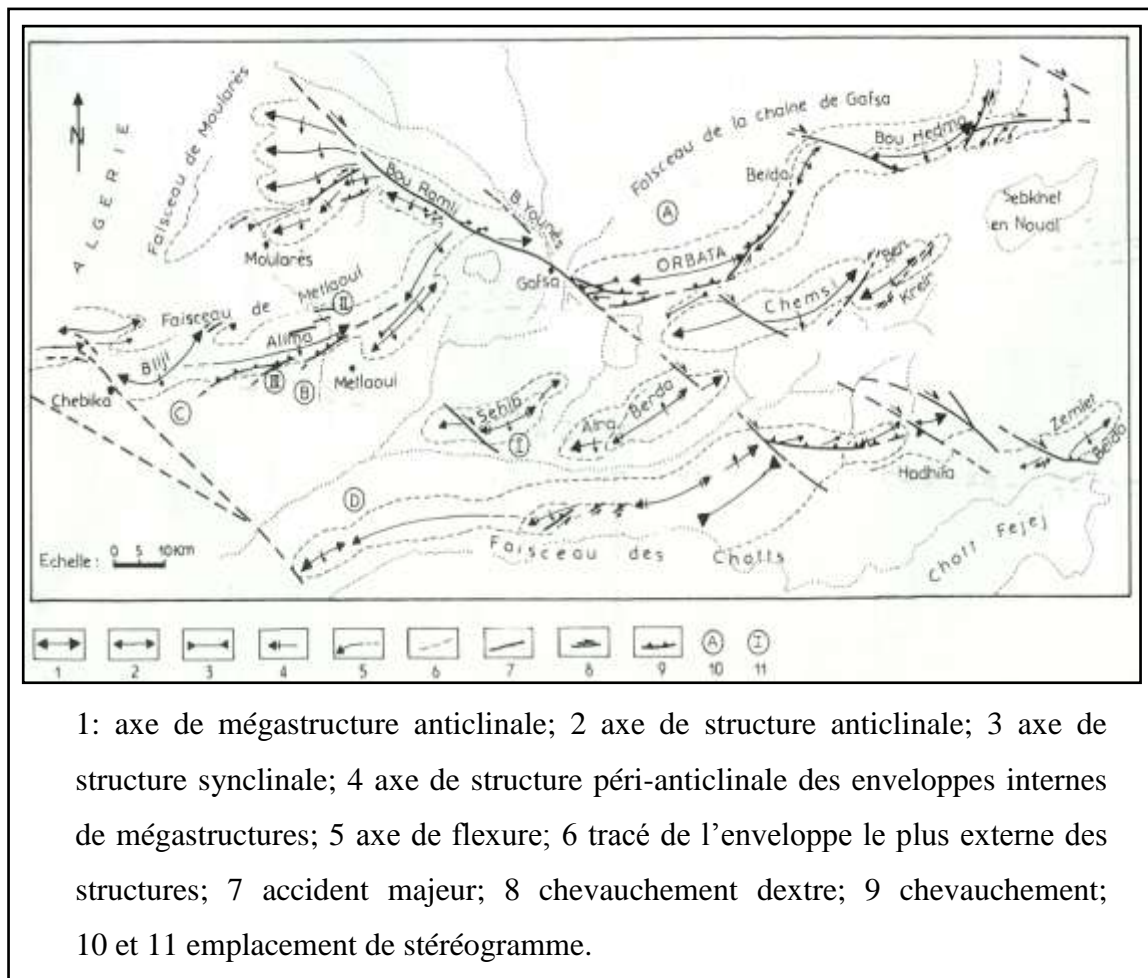


Fig. n°. 25: Carte tectonique de l'Atlas Tunisien méridional (Zargouni, 1984)

2.4.1. L'accident de Gafsa

L'accident tectonique de Gafsa représente l'une des structures tectoniques les plus remarquables de l'architecture de la Tunisie Sud-Ouest. Il se poursuit sur plus de 300 km depuis la chaîne de Tbessa (Algérie) jusqu'au golfe de Gabès au Sud Est tunisien. Il s'agit d'un décrochement dextre de direction moyenne NNW-SSE à NW-SE (N120° à 130). Aux environs de Gafsa, le jeu de la faille s'allonge sur une dizaine de kilomètres depuis l'anticlinal de jbel Ben Younes, à l'Ouest et de l'extrémité occidentale de jbel Orbata, passant par l'alignement de Ragoubets (Fig. n°. 26). La faille Gafsa, se prolongerait dans la plaine de Segui ; elle tronque l'anticlinal d'El Berda. (Coque, 1962 ; Zargouni, 1985, 1986 ; Boukadi, 1990; Ben Ouezdou, 1994; Said, 2011 et Gasmi 2012).

La faille de Gafsa affecte le faisceau de plis de Metlaoui au niveau de l'anticlinal d'Es Stah par un axe de direction N85, évoluant près de Kef Ech Chegga (structure orientale du faisceau de Metlaoui) d'une rotation dextre, qui est liée à la faille de Gafsa. Cet accident majeur constitue la limite ouest des fossés d'effondrement du bloc atlaso-pelagien (Zargouni, 1985 et 1986 ; Boukadi, 1989).

2.4.2. Le couloir de décrochement de Chebika

C'est un accident né de décollement de l'enveloppe péri- anticlinale d'Al Blijou au niveau des argiles de la formation d'El Haria. En effet, ce dernier (jbel Al Blijou) suit un axe horizontal N95 déjeté vers le sud à N120 au niveau de l'oued Foum El Khanga. Il s'agit d'un décrochement dextre de direction moyenne N120 à 130. Le couloir de Chébika est un rameau de second ordre de l'accident Negrine-Tozeur (Fig. n°. 26). Cet accident entraîne l'extrémité occidentale de l'anticlinal d'Al Blijou. Ce couloir sépare le domaine plissé atlasique, au Nord et Nord-Est, de la plateforme stable, au Sud et Sud-Ouest et correspond à un segment de l'accident sud-atlasique. (Zargouni et al, 1981; Zargouni, 1984 et 1986).

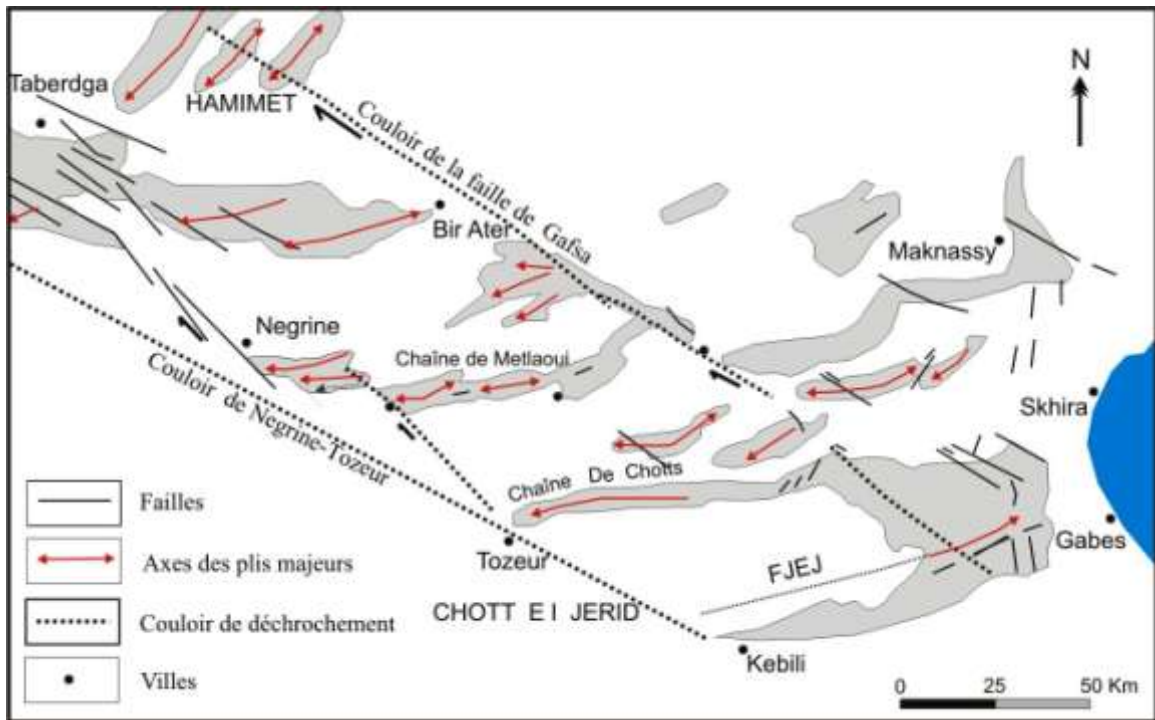


Fig. n°. 26 : Failles de décrochement de Gafsa et Chébika (Zargouni, 1986)

2.4.3. Les accidents du chaînon de Metlaoui

En ce qui concerne le bassin de Metlaoui, il est affecté par un ensemble des failles dont les principales sont :

A- La Faille de Metlaoui (Kef Echfaier) : Il s'agit d'une faille inverse, de direction N60 et à pendage égale à 45° vers le Nord-Ouest avec un rejet de l'ordre de 6,5 m. Cet accident se développe dans la série phosphatée et affecte les alternances marno-calcaires du Paléocène Supérieur (El Ghali et al., 2003) (photo n°. 2).

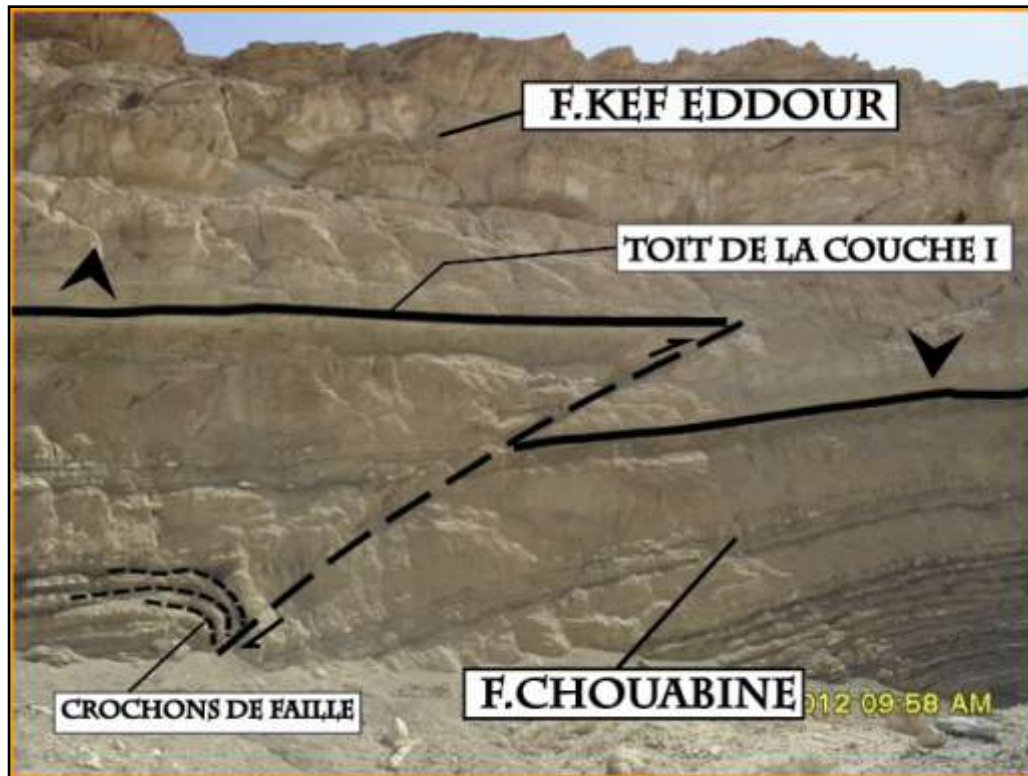


Photo n°. 2: Faille de Metlaoui Kef Echfaier

B- Les Accidents des Tables de Metlaoui : Les tables de Metlaoui sont tronquées par deux accidents majeurs orientés respectivement N56 et N64. Le premier à jeu normal dextre avec un rejet vertical de l'ordre de 12 m (photo n°. 3). Il affecte l'aval de la Table Ouest en effondrant l'extrême amont de la Table Jahcha, et se poursuit jusqu'à la table Loussif. Le deuxième accident est subparallèle au premier. Il affecte l'amont de la Table Ouest et effondre l'extrémité Nord de la Table Loussif de l'ordre de 8 m. Ces accidents se manifestent par un décalage cartographique remarquable (Tabbabi, 2000).

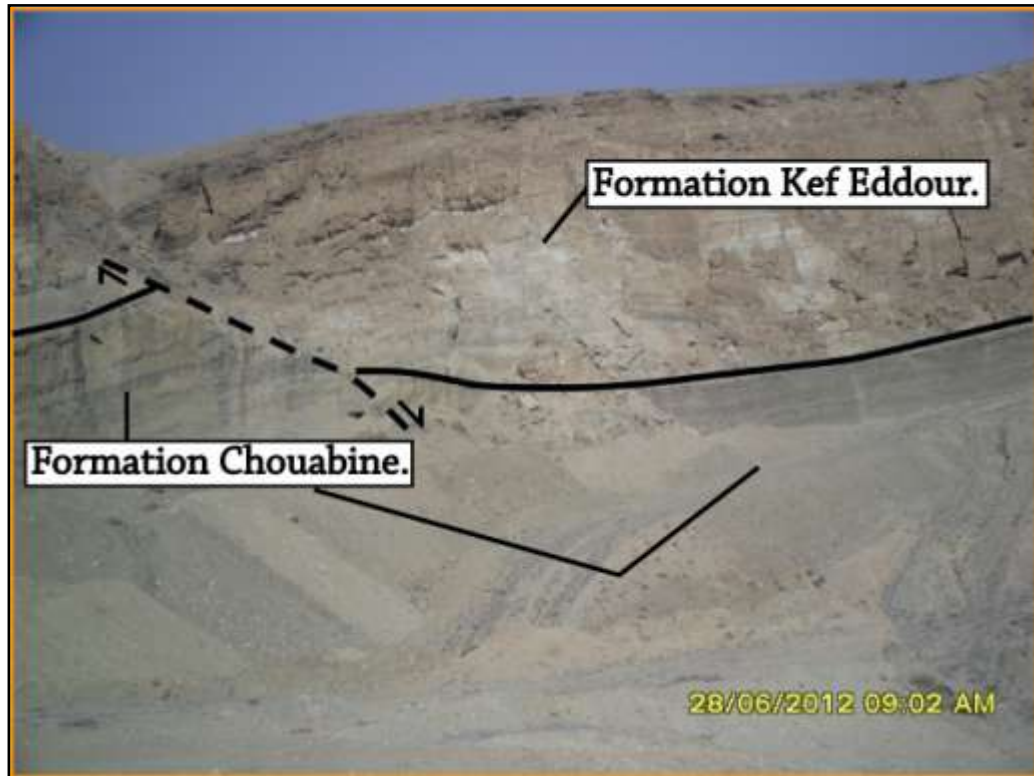


Photo n°. 3: Faille Table Loussif-Metlaoui

Par conséquent, les études géologiques et néotectonique menées dans ce secteur ont abouti à des résultats différents au sujet de la tectonique. Les travaux menés par Ben Ouezdou et Zargouni (1988) ont révélé le rôle important joué par la faille E-W de Metlaoui-Mtalga dans l'agencement des unités du paysage géomorphologique sur le piémont sud du chaînon de Metlaoui. Dlala et Hfaeidh (1993) ont relevé un fort lien entre la faille de Metlaoui-Mtalga et la faille NW-SE Gafsa-Séhib et la sismicité enregistrée le 7 novembre 1989 à Metlaoui. Zouari (1990) a défini la faille Ain Mtalga comme étant une faille de transfert, et il a dégagé quelques failles auxiliaires, et microfailles qui dépendent de la faille majeure d'Ain Matga telle que la faille d'Alima-Serrat, Ain El Hanâche, et la faille d'El Aouja. L'approche morpho-tectonique menée par Said (2011) sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui en utilisant des outils comme l'analyse de la segmentation des failles actives, les relevés topographiques de marqueurs géomorphologiques déformés permet d'identifier les failles actives et de quantifier leur mouvement et leur potentiel sismogénique.

A ces accidents s'ajoutent d'autres linéaments tectoniques bien localisés et bien marqués qui ont des ampleurs assez importants tels que la faille N90, ainsi que d'autres

linéaments bien reparties dans notre secteur d'étude. L'étude et l'analyse méthodologiques de ses structurations tectoniques seront élaborées dans une carte linéamentaires simplifiée et qui sera abordée dans le troisième chapitre de cette partie.

2.5. Illustration à partir de quelques exemples de la néotectonique de la zone étudiée

C'est le cas, par exemple, de la cluse d'oued Thèlja qui porte les marques d'une activité néotectonique spectaculaire :

- Une faille F1 (Fig. n°. 27) relevée au niveau de la rive gauche de l'oued de même nom (Thèlja) environ 8 Km à l'ouest de la ville de Metlaoui, présente un rejet vertical de l'ordre de 30 cm environ, avec un miroir de direction moyenne N30, 60°ESE, à stries plongeant de 70° vers le NNE.
- Une faille F2 (à 10 m environ de la faille F1) présente un miroir de direction moyenne N30, 45°ESE, à stries plongeant de 60° vers le NNE. Elle suit l'emplacement de l'argile de la formation Ségui (Fig. n°. 28).
- Une faille F3 (photo n°. 4 A et B) dégagée au niveau d'un ravin sur le piémont sud de jbel Zeref par l'érosion de direction moyenne N70, 60°S, le pitch des stries est de 75° vers l'Est.

La disposition géométrique de ses trois failles montre des jeux inverses. Elles mettent en contact anormal les dépôts conglomératiques du Pléistocène supérieur à Holocène et les sables et les argiles du Néogène disposés verticalement à sub-verticalement.

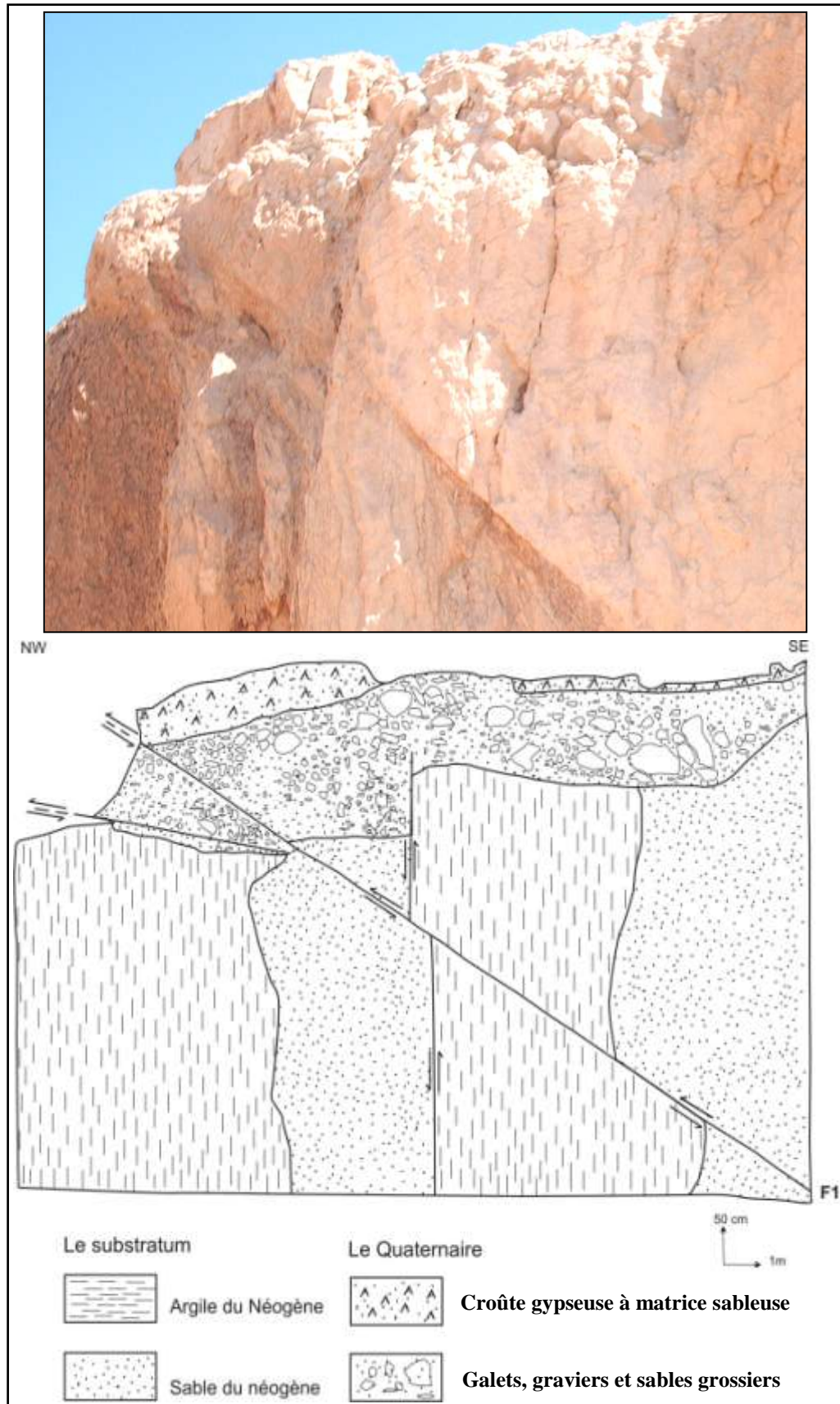


Fig. n°. 27 : la faille F1 dans le secteur de la gorge du Thèlja : A- Photo de terrain vierge ; B- Coupe interprétée montrant le jeu inverse de la faille F1 ; elle décale la faille F2 (Lat. N3799405.62 Long. E439197.17)

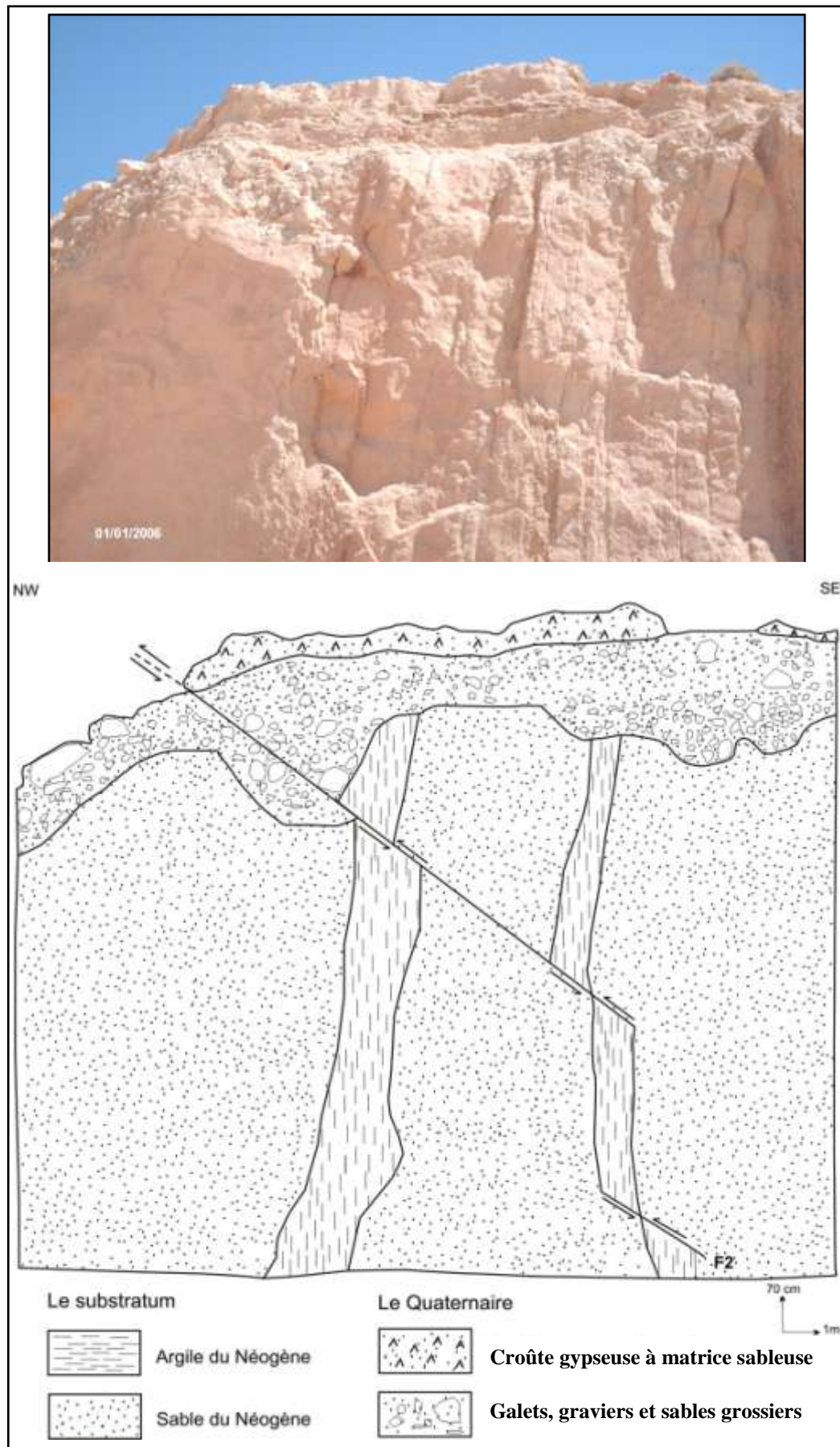


Fig. 28: La faille F2 dans le secteur de la gorge du Thèlja: A- Photo de terrain vierge; B- Coupe interprétée montrant le jeu inverse de la faille F2; elle décale des intercalations argileuses verticalisées (Lat. N3799362.23 Long. E439198.22)

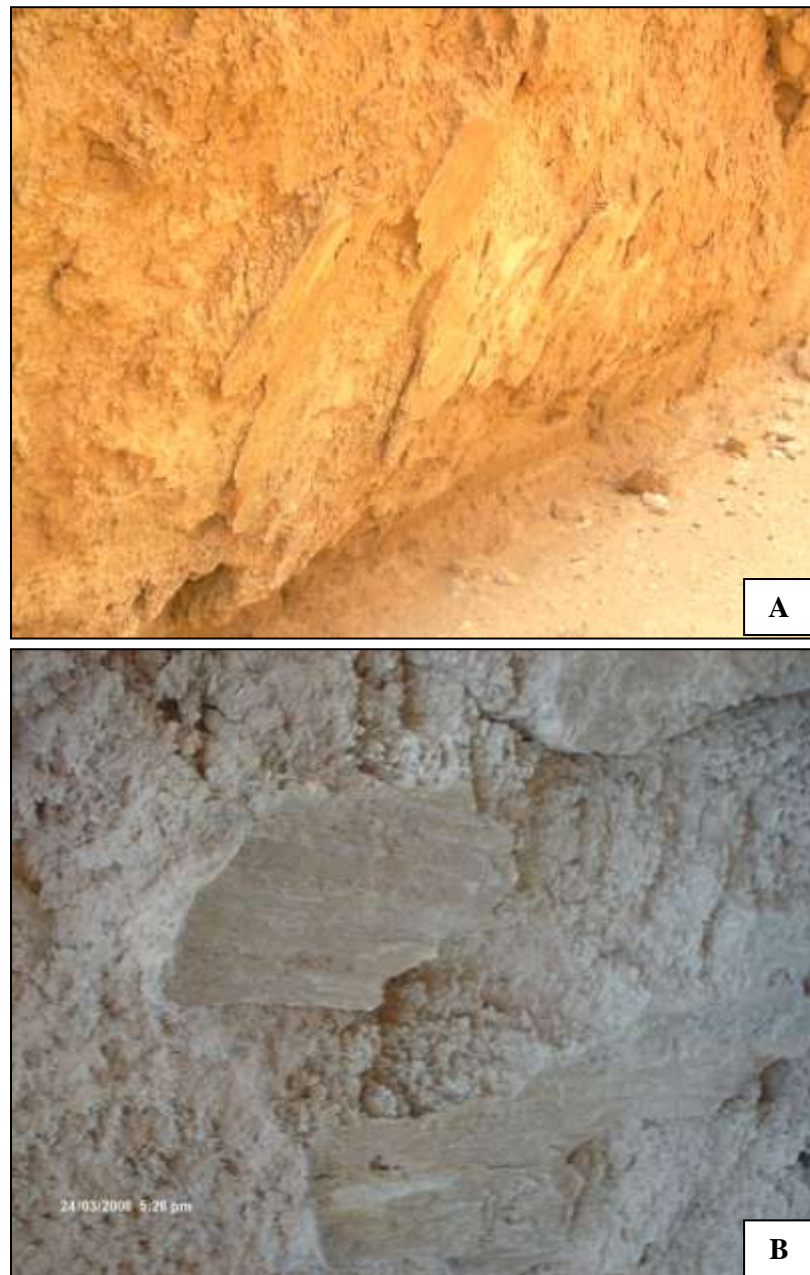


Photo n°. 4: Plan de deux photos de la faille F3 (A) et (B) dégagée au niveau d'un ravin sur le piémont sud de jbel Zeref à l'est de la gorge du Thèlja (Lat. N3800353.90 Long. E441468.78)

2.6. Chronologie des déformations récentes dans la région de Metlaoui

En Tunisie, deux phases tectoniques ont été identifiées depuis le Miocène supérieur. La première phase est marquée par une tectonique compressive NW-SE (Ben Ayed, 1986 ; Dlala, 1992). Pour cet épisode miocène, le plissement n'est pas très bien exprimé dans le Sud tunisien. La seconde phase de plissement est post-villafranchienne (Pléistocène inférieur). Elle est également orientée NW-SE ; cette phase qui a réactivé les structures anciennes constituent l'événement tectonique majeur dans la région de Metlaoui comme pour toute la Tunisie méridionale (Coque, 1962 ; Zargouni, 1986 ; Ben Oueddou et Zargouni, 1988 ; Dlala, 1992 ; Dlala et Hfaïdh, 1993) : les dépôts conglomératiques d'âge plio-quadernaire (Coque, 1962 ; Ben Oueddou, 1994) sont affectées de la même façon que les séries sous-jacentes du Miocène-Crétacé.

L'analyse structurale des affleurements de la région de Metlaoui montre l'impact du rejeu récent normal dextre de la faille majeure N120 de Gafsa et des accidents associés (Zargouni, 1986 ; Zargouni et Ben Oueddou, 1988). Ainsi, les déformations observées aux environs de Gafsa sont interprétées comme des plis en «toit d'usine» disposés en relais, liés à un rejeu récent normal dextre de la même faille majeure de Gafsa (Zargouni, 1986).

En effet, la géométrie et l'assemblage des plis observés sur le terrain résulte d'un raccourcissement subméridien responsable de la formation du chaînon nord des chotts à la suite du rejeu des deux couloirs de décrochement (Zargouni, 1986).

Conclusion du deuxième chapitre

La région d'étude présente en effet une topographie dont l'agencement est fortement contrôlée par les traits de la structure. La dissymétrie des flancs montagneux et le changement remarquable de l'orientation des crêtes majeures traduisent le dispositif tectonique de la région marquée par le déversement des plis et l'instabilité des grands accidents tectoniques. L'adéquation entre les crêtes montagneuses et l'extension des roches dures et le développement des creux topographiques et l'espace d'extension des roches tendres mettent en évidence le rôle joué par les conditions litho stratigraphiques dans la différenciation des formes de terrain et le jeu des processus d'érosion différentielle dans leur mise en évidence.

Le contraste de résistance des couches bien développé, particulièrement sur les deux flancs nous a permis de distinguer généralement quatre binômes de roche dure sur roche tendre. Le chaînon de Metlaoui est marqué par une suite d'anticlinaux qui s'alignent suivant une direction Ouest-Est à Sud Ouest-Nord Est. Ces anticlinaux sont déversés vers le sud. Ils présentent des complications sur leurs flancs méridionaux. La faille F1 et F2 dégagée au niveau de la cluse de l'oued Thèlja fournit un exemple de déformation dans le Pléistocène supérieur à Holocène et constitue un nouveau argument de l'activité néotectonique ajouté à la faille d'Ain Mtalga présentée par Ben Ouezdou et Zargouni (1988) dans le chaînon de Metlaoui.

CHAPITRE 3: MÉTHODOLOGIE ADOPTÉE POUR L'ANALYSE ET LA CARTOGRAPHIE LINÉAMENTAIRE DU CHÂNON DE METLAOUI ET SES PIÉMONT SUD

Introduction

La carte des linéaments tectoniques du chaînon de Metlaoui et de son piémont sud, est établie à partir du travail de traitement des cartes topographiques, de l'interprétation des photos aériennes, de filtrage directionnel de type (Sobel, Roberts, etc.) ainsi que l'application des divers traitements de fusion de données, et d'indices spectraux sur les images satellitaires Landsat-7 ETM+ et ASTER de la région Metlaoui. Afin d'obtenir une carte des linéaments probables. La combinaison et la superposition des informations tirées de ces supports avec les données de la carte géologique, de la bibliographie et des observations du terrain ont permis de dégager les accidents tectoniques sûrs².

3.1. Matériels utilisés pour la cartographie linéamentaire

Les données cartographiques, photographiques et satellitaires utilisées pour la cartographie des linéaments géologiques de terrain d'étude sont présentées dans le tableau n°. 1.

Tableau n°. 1 : Données utilisées pour la cartographie linéamentaire

Base de données	Date	Échelle / Résolution	Titre
Cartes topographiques	1957 et 1993	1/100000 et 1/50000	Metlaoui et Gafsa
Cartes géologiques	1985	1/100000	Metlaoui et Gafsa
Photographies aériennes	1952	1/25000	Piémont Sud jbel Alima
	1962	1/25000	Couverture complètes du Chaînon de Metlaoui
	1990	1/60000	
Image satellitaire ASTER	2000	15 m	Metlaoui et Tozeur
Image satellitaire LANDAT ETM+	2001	30 m	Metlaoui et Tozeur

² Publication en cours: Contributions of optical remote sensing to the detection and the mapping of geological lineaments: a case study in southern Tunisia (Region of Metlaoui - southern Tunisia). International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation.

Les images satellitaires et les photographies aériennes ont été préalablement corrigées des distorsions géométriques. Les images corrigées ainsi que les cartes topographiques et géologiques ont été géo-référenciées dans le référentiel UTM – Z 32 - WGS84 sous ENVI (Exelis – Visual Information Solution, USA). Tous ces plans ont été organisés au sein d'un Système d'Information Géographique (ArcGIS, ESRI, USA). A noter que l'extraction des linéaments est basée sur la qualité visuelle, balance des couleurs et le signal linéaire de chaque pixel.

3.2. Méthodes de traitement des données

Les outils et les techniques d'analyse appliqués sur les différents supports cartographiques; photographiques et satellitaires sont multiples. Ils visent la numérisation des documents utilisés et permettant de digitaliser directement sur écran les thèmes qui répondent au besoin de cette étude. Les thèmes sont relatifs à la caractérisation topographique, hydrographique, lithologique, structurale, tectonique et morfo-tectonique. Ils sont de différents types : ponctuels, linéaires et zonaux. Chaque thème est accompagné par des tables attributaires qui comportent ses différentes caractéristiques (identificateur, nom, type, coordonnées, etc...).

3.2.1. Méthodes d'extraction des linéaments par filtres de convolution

Les traitements appliqués pour l'extraction des structures linéaires sur les images sont basés sur l'application de filtres de convolution (Haralick et al. 1987). Ces filtres sont conçus de façon à faire ressortir ou à masquer des caractéristiques spécifiques d'une image. Brièvement, un filtre est une fenêtre mobile de taille n^2 (n entier positif impair, généralement 3 ou 5) qui, une fois appliquée en parcourant l'ensemble de l'image, permet d'exagérer ou masquer un contraste entre un pixel central et ses voisins selon des poids préalablement définis (scalaires réels positifs ou négatifs). Afin de ne pas détecter un changement là où il y en n'a pas, c'est-à-dire lorsque la somme des coefficients est nulle (dérivée nulle), le principe général consiste à appliquer la matrice (filtre) à une portion de l'image de mêmes dimensions sous forme d'une multiplication (convolution) qui représente un élément de la matrice par la valeur du pixel correspondant. Le pixel central de l'image est recalculé et correspond à la somme des produits de tous les éléments de la matrice par les valeurs pixel de l'image. Ce calcul est effectué pour tous les pixels de l'image. Appliqués à une image, ces filtres sont donc des outils de détection de structures

linéaires car ils permettent de les distinguer des zones relativement homogènes qui les entourent.

Dans cette étude, 5 filtres sont utilisés (Tableau n°. 2).

Tableau n°. 2 : Matrice du Filtres de détection de linéaments

Filtre Pass-Haut	Sobel dans la direction x (E- O)	Sobel dans la direction y (N- S)	Roberts dans la direction x (E- O)	Roberts dans la direction y (N- S)
$\begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ -1 & 8 & -1 \\ -1 & -1 & -1 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1 & 0 & -1 \\ 2 & 0 & -2 \\ 1 & 0 & -1 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -1 & 0 \end{bmatrix}$

Le filtre passe-haut est le filtre le plus utilisé pour détecter les changements radiométriques et la détection de contours. Il s'agit d'un filtre qui a pour effet de supprimer les basses fréquences et ne garder que les hautes fréquences en exagérant le contraste entre un pixel et ses voisins.

Un tel filtre produit une image plus contrastée que l'image d'origine mais aussi plus bruitée. Les filtres Sobel et Roberts sont une variété sélective des filtres directionnels (Tableau 2) permettant de calculer la dérivée première de l'image par portion de taille égale à la taille de la fenêtre selon les axes x (Est-Ouest) et y (Nord-Sud). La valeur du pixel central dans l'image filtrée est calculée comme étant la somme des gradients locaux calculés verticalement, horizontalement et à 45° par rapport au gradient du filtre (Deslandes, 1991 ; Ezzine et al, 2011).

3.2.2. Cartographie des structures linéamentaires à partir de supports cartographique, photographique et géologique

Sur la carte topographique et en partant de la méthode adoptée par Kamoun (1981) et Karray (1986) pour la détection des accidents tectoniques en Tunisie orientale, on a pu mettre en évidence à travers des alignements des éléments topographiques, structuraux, hydrographiques et morphologiques tels que rupture de pente, axes des écoulements, des talwegs et des sources. (Fig. n°. 29 : A, B et C).

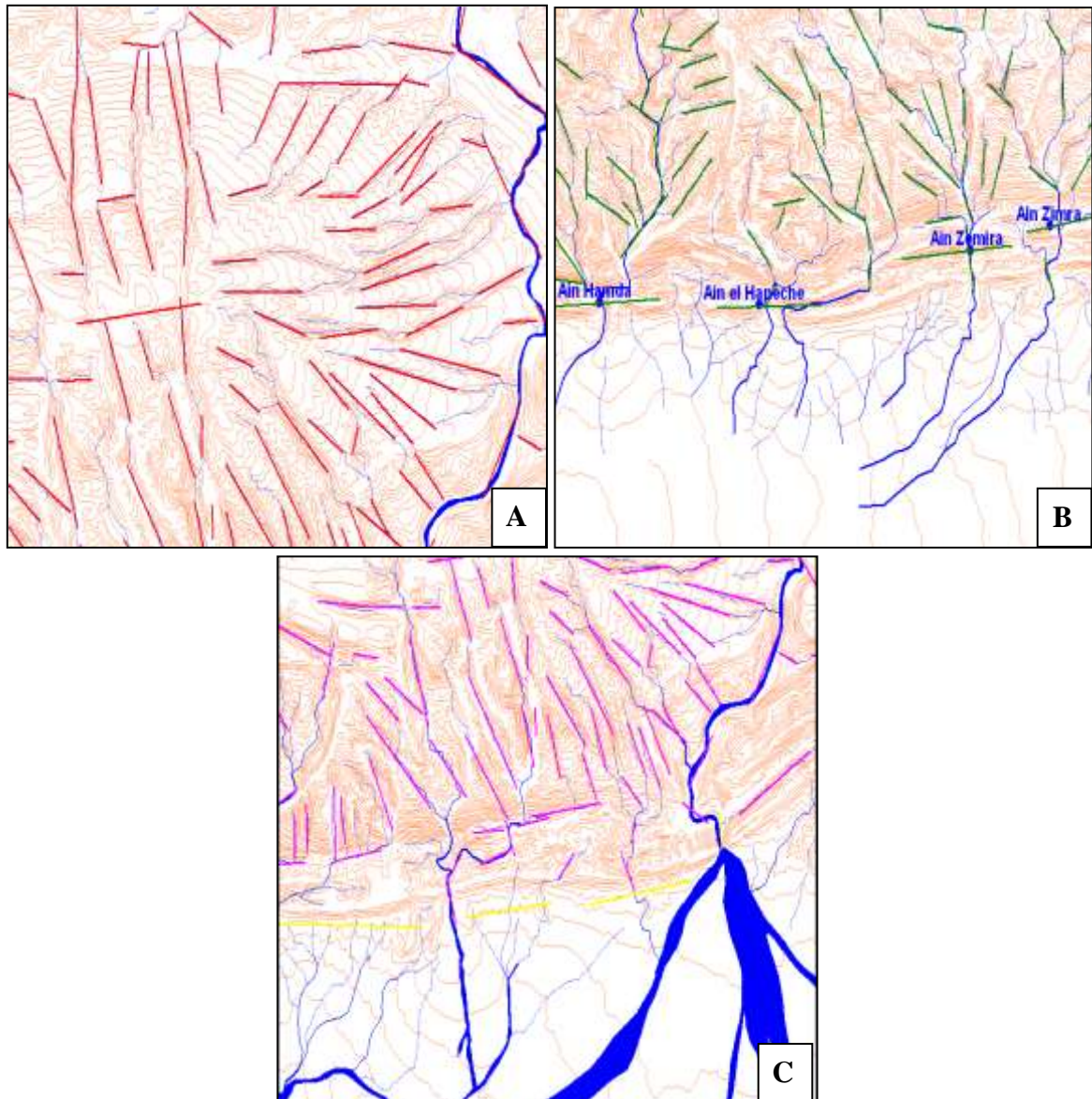


Fig. n°. 29: Exemple de linéaments dégagés dans le chaînon de Metlaoui. A. linéaments tectoniques probables (en rouge) suivant les axes des écoulements et des talwegs (en bleu) établis à partir de la topographie du terrain (courbes en marron). B. linéaments tectoniques probables (en vert) suivant l'emplacement des sources (points en bleu). C. linéaments tectoniques probables suivant les ruptures de pente (ligne en jaune).

L'exploitation des photographies aériennes par photo-interprétation a permis de dégager des linéaments probables et de déterminer leur longueur, orientation et leur âge relatif sur les reliefs (photo n°. 5 A) et sur les piémonts (photo n°. 5 B) du chaînon de Metlaoui.

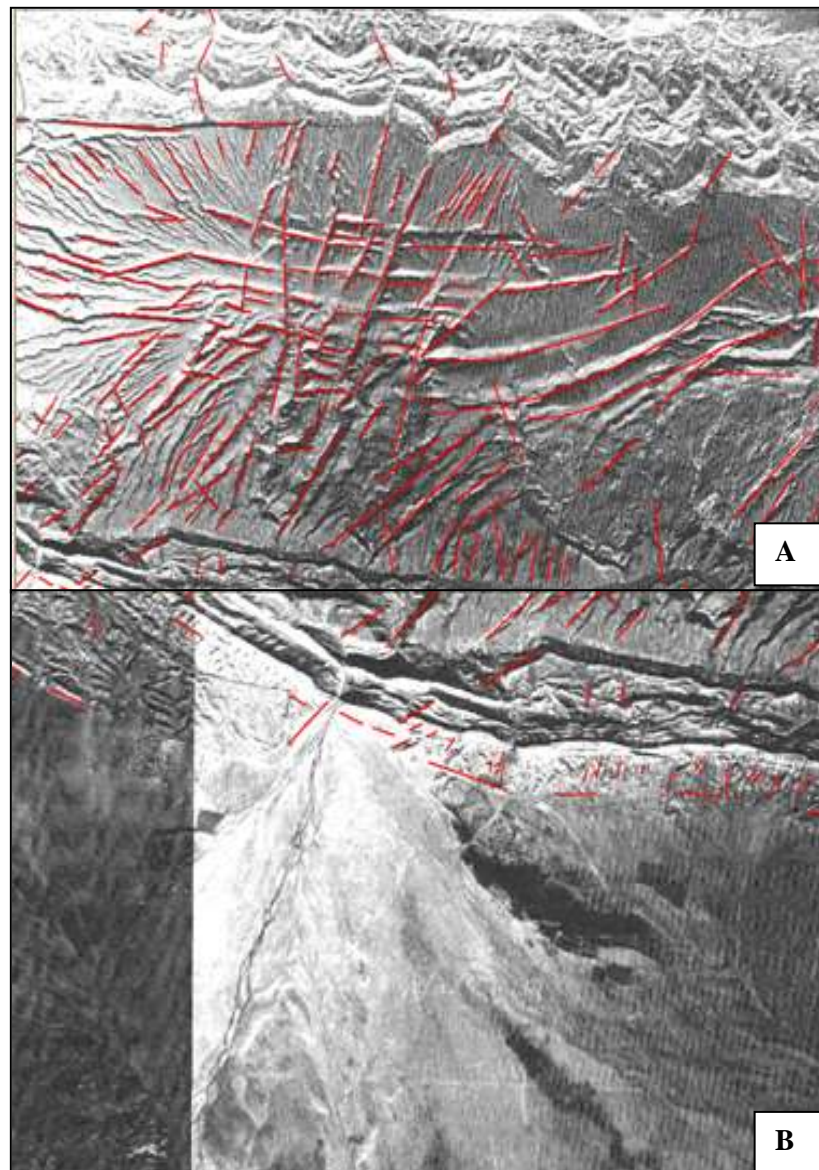


Photo n°. 5 : A. linéaments dégagés au niveau du relief. B. linéaments dégagés au piémont sud (photo aérienne 1962 et 1990)

Sur la carte géologique, les informations relevées et relatives à la disposition tectonique sont : la valeur et le sens du pendage, les failles et les failles probables, les flexures et les axes des plis anticlinaux et synclinaux. A noter que la carte des affleurements géologiques de synthèse élaborée lors de cette étude constitue le produit qui nous a permis de cerner la lithologie des différentes unités stratigraphiques, d'identifier leurs caractéristiques et leur répartition spatiale. Elle sera utile pour dégager l'âge des

affleurements, d'identifier les différents binômes (roche dure sur roche tendre), et analyser les données de la tectonique pour mieux comprendre la manière de structuration des reliefs de terrain en question. Ceci aura pour objectif d'améliorer l'interprétation géologique fines.

3.2.3. Cartographie des structures linéamentaires à partir des opérations de filtrage des images satellitaires

La cartographie des structures linéamentaires est réalisée à partir des images satellitaires Landsat-7 ETM+ et ASTER afin d'obtenir une carte des linéaments probables. Les techniques adoptées incluent les méthodes de filtrage (Sobel, Roberts, etc.), l'application des divers traitements de fusion de données, d'indices spectraux. Les variations brusques d'intensité soulignent les hautes fréquences spatiales et permettent de rehausser les discontinuités dans les images et par conséquent la cartographie de maximum de linéaments. Nous avons procédé à l'extraction des linéaments par interprétation visuelle au niveau des bandes filtrées. L'application des filtres décrite ci-dessus a été réalisée en choisissant la bande rouge (bande 2) en raison de la bonne détection du sol dans cette bande. Elle a permis de détecter un grand nombre de linéaments.

La cartographie des tracées des structures linéamentaires se fait d'une manière manuelle dans une couche vectorielle créée dans un SIG afin d'avoir une base de données géostatistiques et superposer aux supports interprétés. Les objets linéaires d'origine anthropique (réseaux routiers, réseaux ferrés, etc...) sont éliminés afin de ne garder que les linéaments ayant une signification structurale. Les résultats obtenus (illustrés dans les figures n°. 30 et n°. 31) selon ces approches de télédétection (images filtrées) ont été systématiquement comparés aux résultats issus de deux approches indépendantes basées sur l'interprétation des photographies aériennes et de l'exploitation des cartes topographiques et géologiques. Les linéaments qui sont retenus à la base de la combinaison et la superposition des informations tirées des différents supports avec les données de la carte géologique, de la bibliographie et des observations de terrain ont permis de dégager les accidents tectoniques surs, ainsi que la carte linéamentaire finale du terrain étudié.

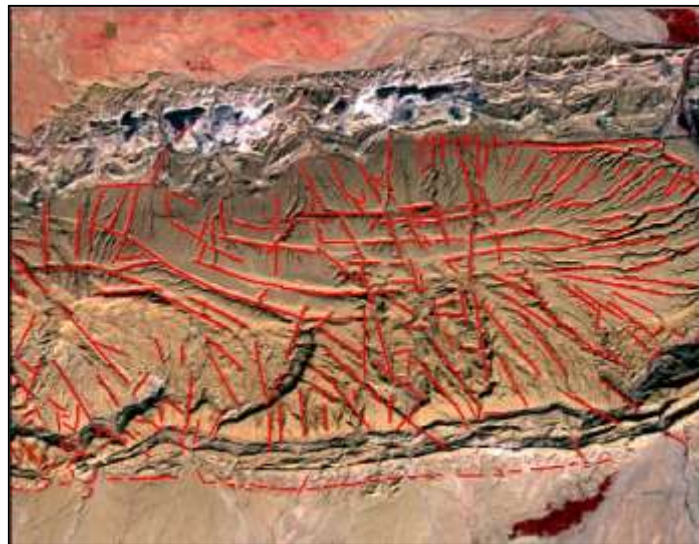


Fig. n°. 30: les linéaments tracés sur un extrait de l'image ASTER

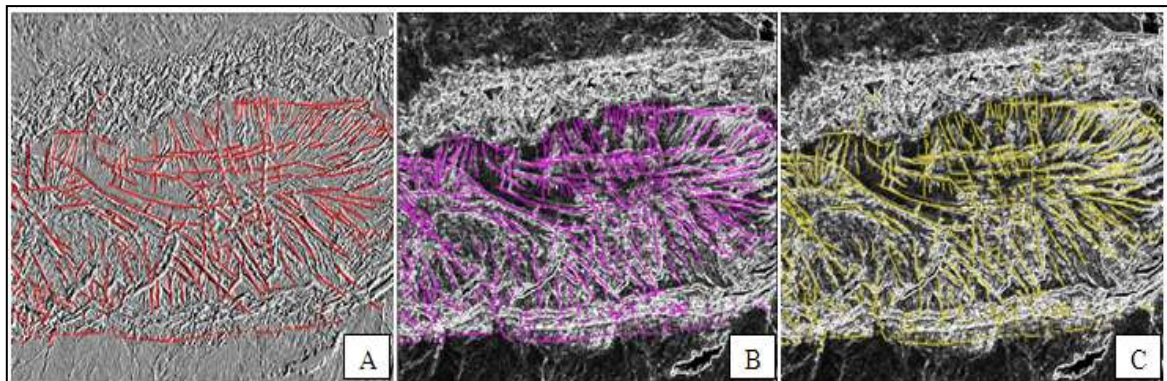


Fig. n°. 31: Linéaments déterminés sur un extrait de l'image ASTER filtrée (bande 2) : A selon le filtre pass-haut ; (B) Sobel et (C) Roberts

3.3. Observations et mesures de terrain

Des travaux de terrain couvrant toute la zone d'étude ont été entrepris. Ils ont été réalisés en plusieurs missions de contrôles, de compagnes, d'observations et de mesures avant et après la mise en œuvre de l'approche par télédétection et l'exploitation des résultats de celle-ci et des différents supports d'étude.

Ces travaux ont concerné:

- la vérification des informations collectées par le travail de recherche bibliographique au niveau de terrain d'étude en particulier et les terrains limitrophes en général.
- La vérification de l'existence des linéaments cartographiés sur la base des différents supports (carte topographique, géologique, photographie aériennes et images satellitaires).
- Les relevés GPS des linéaments et mesures de leurs propriétés géométriques (direction, pendage, pitch et ainsi que la valeur et orientation de la pente). Lorsque la configuration le permet des mesures des rejets sur des failles ont été réalisées.
- La levée des coupes de détail révélatrices ont été levées pour dégager les faits morpho-tectoniques observés sur terrain.
- La compréhension des signatures spectrales (nuance de gris sur les photos aériennes et la composition colorée sur les images satellitaires), des descriptions de l'état de surface du sol ont été réalisées.
- La validation pour ne garder que les linéaments ayant une signification structurale et tectonique.
- La vérification systématique des linéaments tracés sur les fonds des images filtrées (bande 2) et sur les supports cartographiques et photographiques, sur le terrain avant d'être retenu, par contre on doit éviter et éliminer les éléments susceptibles d'être des linéaments comme les objets linéaires d'origine anthropique (voies routiers, voies ferrées, et limites des parcelles boisées, etc...).
- Le rassemblement de toutes les données disponibles à propos de l'effet de la néotectonique sur l'agencement du paysage géomorphologique de la montagne ainsi que du piémont du secteur étudié.

3.4. Analyse statistique des réseaux linéamentaires

Les auteurs qui ont explorées l'analyse statistique des linéaments (Pertorius et Partridge, 1974; Deslandes et al, 1991; Ezzine et al., 2002) ont pour objectif d'étudier la géométrie du réseau de linéaments et d'en dégager les directions dominantes à l'échelle régionale et locale.

La carte linéamentaire (Fig. n°. 32) obtenue après les divers traitements et sur l'ensemble des supports compte environ 1819 fractures de tailles variables, comprises dans l'intervalle [0.80 km - 46.26 km]. Le linéament le plus important a un tracé rectiligne discontinu de direction E-O (N90) d'une longueur totale d'environ 46.26 km. Il traverse longitudinalement la zone d'étude (Est-Ouest) en passant par les flancs méridionaux du chaînon en question. En dehors de cet accident, quelques autres linéaments ont une taille inférieure à 10 km. Plus de 89 % des fractures ont une taille inférieure à 3 km. Les petites fractures sont donc les plus nombreuses.

Les linéaments sont regroupés selon leur orientation, forme, densité, taille et le degré d'orientation par croissant angulaire. La fréquence et la densité des fractures par classe d'orientation ont été calculées.

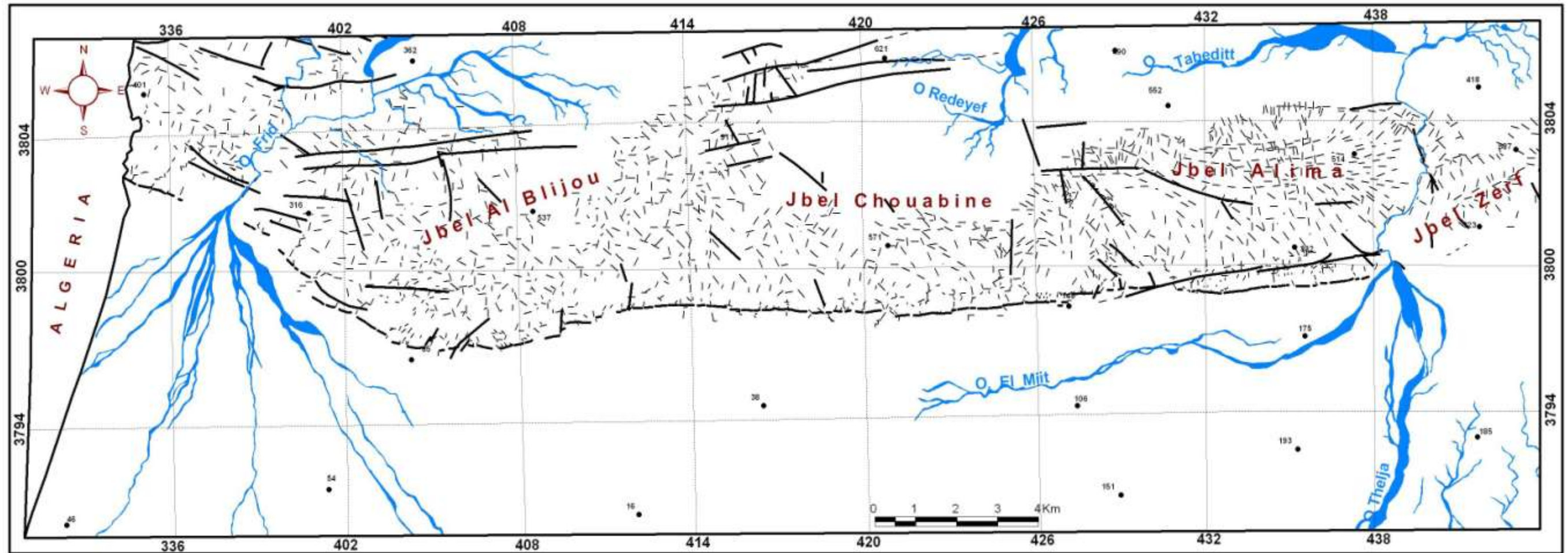


Fig. n°. 32 : Carte linéamentaires du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud

L'analyse statistique des fréquences des directions consiste à produire des rosaces directionnelles. Ces rosaces ont été générées grâce au logiciel Roseta. Les rosaces directionnelles de la fracturation sont exprimées en nombre ($N = 1819$) et en longueur cumulée. Elles permettent de faire ressortir les maxima directionnels, d'une part, et de réaliser une étude comparative des intensités relatives de chaque famille linéamentaire, d'autre part. Étudier l'orientation des fractures revient donc à distinguer les différentes familles de fractures caractérisées par une densité de fracturation en nombre et en longueur cumulée (Ezzine et al. 2002; Youan Ta, 2008). La rosace montre les directions préférentielles (Fig. 33): NE-SW ; NW-SE, NNE-SSW ; E-W ; et N-S.

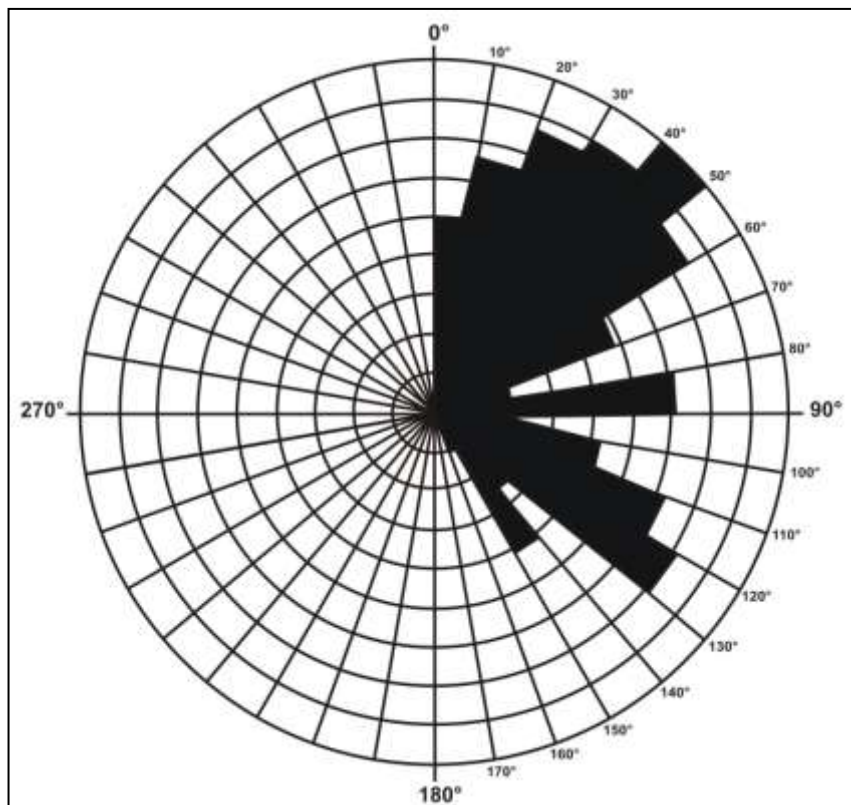


Fig. n°. 33: Rosace des longueurs cumulées des linéaments

3.5. Les familles linéamentaires tectoniques dominant le secteur d'étude

En se basant sur la densité de ces linéaments tectoniques, leur forme, leur orientation et leur longueur, on peut distinguer deux secteurs:

3.5.1. Les montagnes du chaînon de Metlaoui : unités fortement tectonisées

Les unités montagneuses de jbel Zeref jusqu'à Al Blijou montrent une forte densité de linéaments tectoniques probables. Cependant, les linéaments surs sont moins denses. Ils correspondent à des failles connues sur la carte géologique. Généralement on peut distinguer plusieurs familles linéamentaires: la famille N135 à 160; le linéament N22 à N45; le linéament N180 (Nord-Sud); le linéament N90, de longueur hectométrique à kilométrique. Ces accidents affectent les calcaires blancs et argiles vert-noirâtres de Berda supérieur formant l'enveloppe externe de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou; et les argiles, marnes et calcaires du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur.

Les talwegs de certains affluents présentent des tracés rectilignes et suivent la trajectoire de ces failles. Ils traduiraient des adaptations à des accidents tectoniques. Par ailleurs, les axes de vallons au niveau des combes de Doukane Djefara, Zimra et Doukane Hamda montrent bien cette adaptation. Ces linéaments se présentent en formes bi-variées : en touches de piano; en lignes courbes et des formes rectilignes à subrectilignes.

3.5.2. Les piémonts du chaînon de Metlaoui: unités tectonisées par l'influence de failles directionnelles N90

L'examen de la carte de linéaments tectoniques probables sur les piémonts montre une densité moins remarquable que celle relevée sur les montagnes. Trois familles linéamentaires sont également distinguées: la famille N130 à N120, le linéament N180. Cependant, le linéament N90, est bien visible sur la carte. Il correspond à la faille directionnelle qui figure tout au long du piémont sud du chaînon Metlaoui. Son tracé est très segmenté parallèle au chaînon en question. Les segments sont généralement de tailles variables, souvent kilométriques. Certains alignements en montagne ont leur prolongement sur les piémonts. Parmi ces accidents correspondent des failles relevées lors des travaux de terrain (photo n°.6 et Fig. n°. 34). Par conséquent, l'étude détaillée des ces linéaments, montre que ces derniers portent les marques d'une activité néotectonique sur les piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui.

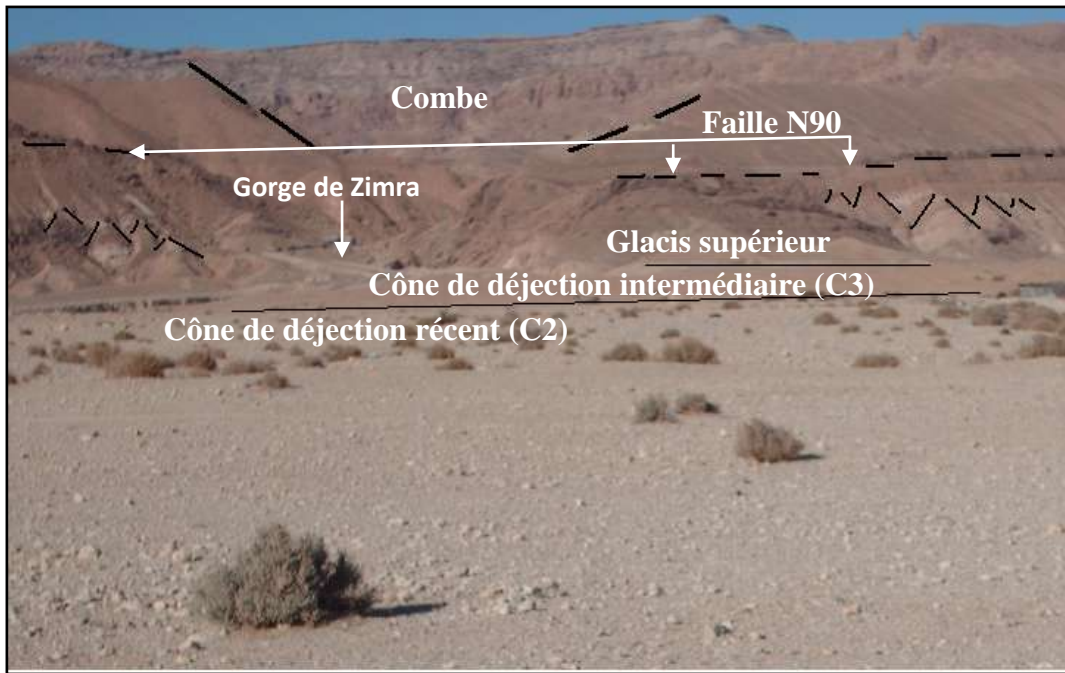


Photo n°. 6: Vue panoramique à travers la faille directionnelle (N 90) sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui

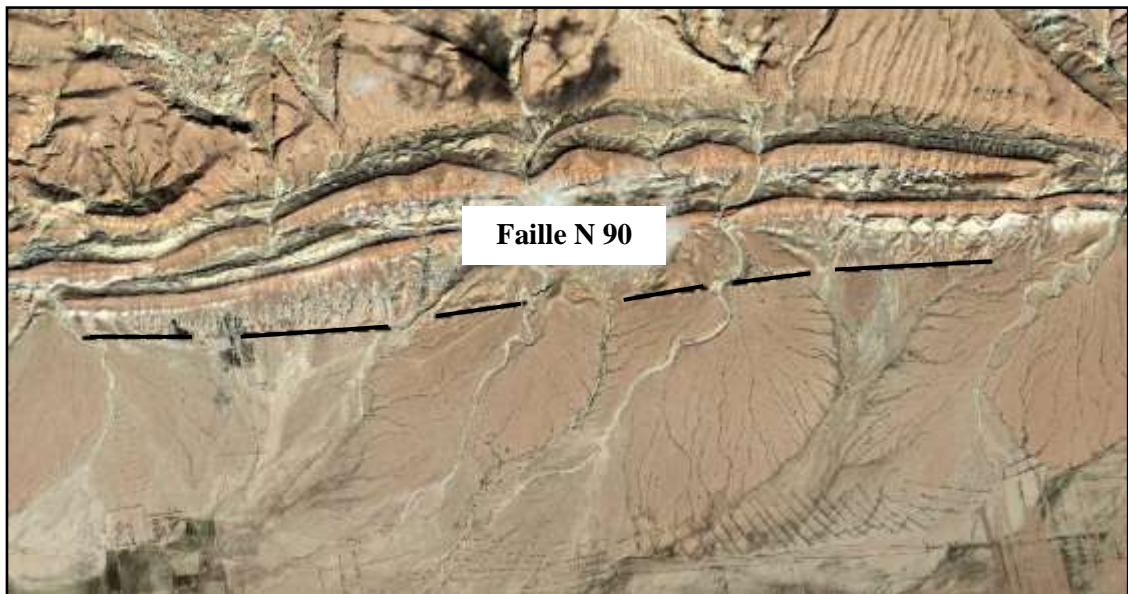


Fig. n°. 34: Extrait d'une image google à très haute résolution montrant le tracé de la faille directionnelle (N 90) au niveau du piémont sud du chaînon de Metlaoui

Conclusion du troisième chapitre

L'approche méthodologique basée sur le traitement des différents supports cartographique, photographique et satellitaire, ainsi que l'utilisation des outils de filtrages directionnels (filtre de Sobel... etc), a contribué à l'élaboration de la carte linéamentaire simplifiée de notre terrain d'étude. L'analyse statistique de différentes familles linéamentaires sur la montagne ainsi que sur le piémont du chaînon en question, a démontré bien une répartition et une orientation particulière. Les linéaments les plus longs et les plus fréquents sont ceux E-W, et coïncident avec le passage de la faille directionnelle N90 et leurs auxiliaires. Ces résultats à révélé le rôle de la néotectonique dans l'agencement des formes et des formations au niveau du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud.

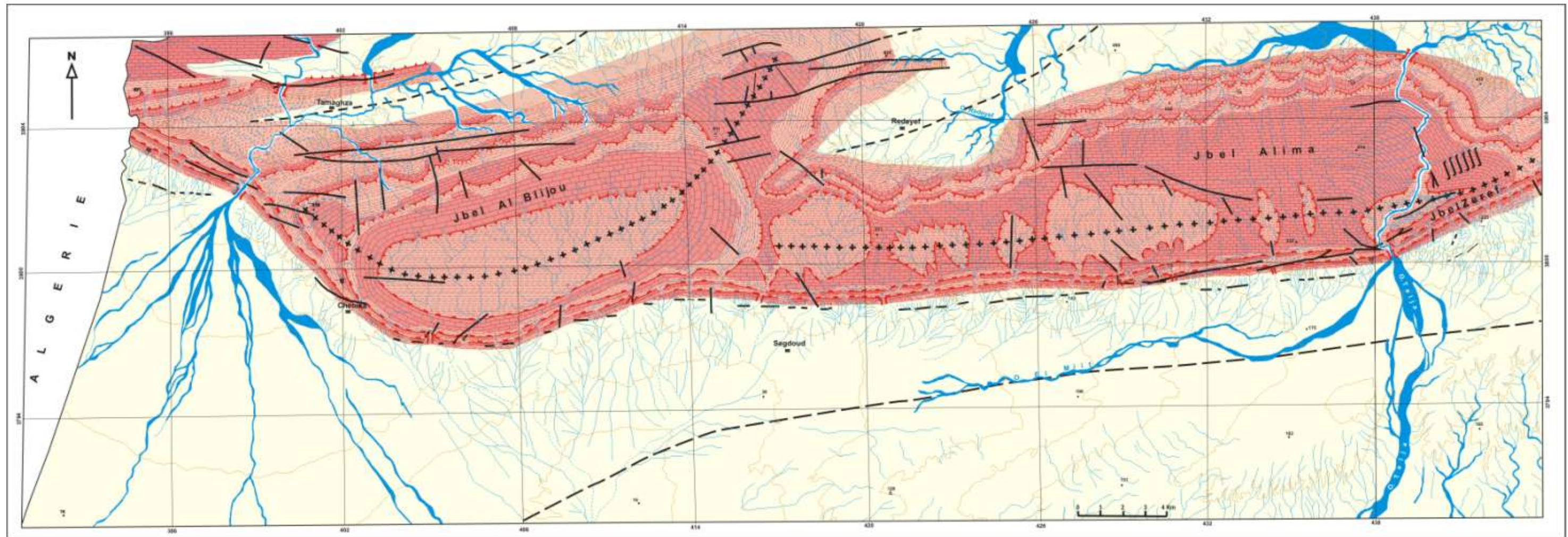
CHAPITRE 4: LES UNITÉS MORPHO-STRUCTURALES DU CHAÎNON DE METLAOUI

Introduction

La morphologie structurale résulte de l'activité de l'érosion différentielle dans une série lithologique caractérisée surtout par une alternance de roches dures et de roches tendres qui a subi une tectogénèse accompagnée et suivie par une érosion différentielle active (Coque, 1962 ; Coque et Jauzein, 1965 et Ben Ouedou, 1994).

La carte morpho-structurale réalisée dans le cadre de ce travail (Fig. n°. 35) nous a permis de saisir les aspects de différenciation des formes de relief. Elle montre l'influence exercée par les conditions litho-stratigraphiques (succession rapide de roches dures et de roches tendres couronnée souvent au sommet par des affleurements résistants épais) et du dispositif structural (changements rapides dans la nature et l'orientation des pendages, déversement et serrage des plis et grands accidents cassants) dans la diversification des formes de relief. Ainsi, le développement d'une variété de formes structurales est remarquable :

- Les Monts de jbel Zeref, jbel Alima-Chouabine et jbel Al Blijou.
- Les combes de Thèlja, Doukane El Betoum, Doukane Djefara, Doukane Zimra, Doulane Ain Ameer, Doukane Hamda et Al Blijou du chaînon de Metlaoui.
- Des barres et des crêts, aux revers modelés en chevrons et en ruz.
- Des couloirs monoclinaux séparent les alignements de crêts et de barres.
- Les cluses de l'Oued Thèlja et Foug Khangua (édifiée par oued Frid) recourent les anticlinaux du chaînon en question.
- Le val de l'oued Thèlja -El Miit.



LEGENDE

Topographie	Hydrographie	Tectonique		Lithologie		Formes structurales		Occupation humaine
<ul style="list-style-type: none"> Point coté Point géodésique Courbe de niveau 	<ul style="list-style-type: none"> Ecoulement pérenne Ecoulement intermittent Source à l'air 	<ul style="list-style-type: none"> Axe anticlinal Axe synclinal Faille 	<ul style="list-style-type: none"> Faille probable Flexure Pendage 	<ul style="list-style-type: none"> Calcaire Argile Argile et marne 	<ul style="list-style-type: none"> Lumachelle, argile et gypse Gypse Sable et argile 	<ul style="list-style-type: none"> Crêt principal Crêt secondaire Sarre 	<ul style="list-style-type: none"> Chevron séparée par un Ruz Cluse Demi cluse 	<ul style="list-style-type: none"> Agglomération
<p><small>Documents utilisés:</small></p> <ul style="list-style-type: none"> * Carte topographique de Metlaoui, Zerel et Bengouzi au 1/50 000 * Carte géologique de Metlaoui au 1/100 000 * Photos aériennes de la région 1962 et 1998 * Image Google à très haute résolution, 2014 <p><small>Projection utilisée: Projection Universelle Transversale Mercator (UTM), Réseau: Europe/Eurasie</small></p>								

Fig. n°. 35: Carte morfo-structurale du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud

4.1. Les formes anticlinales

4.1.1. Les monts du chaînon de Metlaoui

Un mont³ représente une forme structurale correspondant à un anticlinal. L'examen de la carte morpho-structurale, fait apparaître des monts visibles et comparables, celui de jbel Zeref; jbel Alima-Chouabine et jbel Al Blijou.

4.1.1.1. Le mont aigu de jbel Zeref

A l'est de la cluse de Thèlja, jbel Alima laisse la place à un mont court, droit et aigu, celui de jbel Zeref. Celui-ci forme la terminaison d'une structure péri-anticlinale serrée conique (Fig. n°. 36), orienté Sud Ouest - Nord Est. Son développement est assez important ; il s'allonge sur une longueur de 6.5 km, né de l'enlèvement de l'enveloppe meuble formée par des couches argileuses et marneuses jusqu'à l'affleurement des plans stratigraphiques supérieurs des couches dures matérialisé par les calcaires dolomitiques de terrains crétacés, accompagnée par le retrait vers le Sud du jbel Oum El Krecheb. Il est séparé de jbel Alima par la cluse de Thèlja.

³ Un mont est par définition, « un relief qui coïncide avec une voûte anticlinale originelle en roche dure » (Joly, 1997).

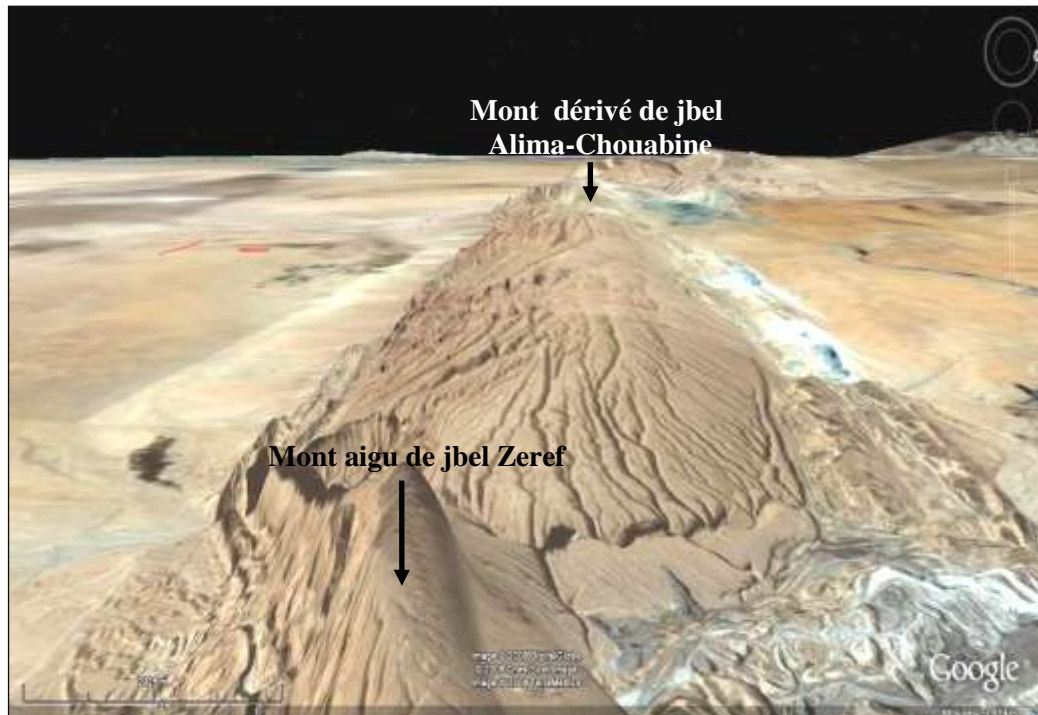


Fig. n°. 36 : Extrait d'une image Google en 3D montrant le mont aigu de jbel Zeréf et le mont dérivé de jbel Alima-Chouabine (Image Google à très haute résolution, 2014)

4.1.1.2. Le mont dérivé de jbel Alima-Chouabine

Le mont de jbel Alima-Chouabine (748 m à 787 m) a perdu une partie de son enveloppe originelle de calcaire blanc du Crétacé supérieur qui a été retouchée par une érosion favorisée par un réseau de failles en touches de piano et ou en lignes courbes orientées Ouest Est. C'est donc un mont dérivé.

Le mont de jbel Alima-Chouabine est long d'environ 22 km (Fig. n°. 36), il est délimité au nord par trois alignements de crêts découpés en chevrons (aux pendages de couches compris entre 10 à 12°). Au Sud, trois alignements de barres (pendages de couches compris entre 45 et 70°) prennent place. Ils sont modelés dans une alternance de roches dures et de roches tendres constituées de calcaires blancs et des argiles vertes noirâtres du Maastrichtien.

Il présente des complications sur son flanc méridional puisqu'il est déversé vers le Sud. Ce déversement est du essentiellement au passage de la faille directionnelle affectant toute le chaînon de Metlaoui, avec un axe de flexure qui évolue d'Est en Ouest de N65, horizontal à N85, 10° à 15° Ouest (Zargouni, 1986). L'irrégularité remarquable au niveau de la surface s'explique par la forte dissection qui caractérise ce mont. Il s'agit d'un drainage cataclinal assuré sur le flanc sud par des multiples ravins parallèles et espacés

correspondant à des ruz séparant des lanières d'interfluves. C'est le cas d'oued Serrat, Segdoud et Oued Bou Sayeb...

4.1.1.3. Le mont dérivé de jbel Al Blijou

Le mont de jbel Alima-Chouabine laisse la place vers l'Ouest à un mont très remarquable allongée, de forme ovale dissymétrique, celui de jbel Al Blijou 911 m. Il forme la terminaison occidentale de la structure anticlinale du chaînon en question. Son développement est très important. Il s'étend sur environ 18 km de long et 7 km de large, le dégagement de ce mont s'explique par l'enlèvement de l'enveloppe meuble formé par de couches argileuses et marneuses et en particulier les couches Santonienne-Coniacienne jusqu'à l'affleurement des couches dures matérialisées par des calcaires blancs Maastrichtiens. Il se distingue également, par l'importance de déversement de son flanc sud liée à la faille N90. Il est délimité au Nord par trois alignements de crêts découpés en chevrons. Au Sud trois alignements de barres prennent place. Au niveau du flanc sud, la dissection en surface engendrée par les multiples ravins à écoulement cataclinal. C'est le cas d'oued Ain Drima, oued Ragrag et Oued Rebta.

4.1.2. Les combes⁴ du chaînon de Metlaoui

Nous observons ici une série de dépressions évidées sur le flanc sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou, désignées dans la terminologie locale, par le terme de « Doukane » (Fig. n°. 37) (Coque, 1962). Elles sont fréquentes dans le chaînon montagneux qui s'allonge à l'Ouest de Metlaoui. Il s'agit de Doukane Zimra (375m), Doukane Djefara (472 m), Doukane Ain Ameer (304 m), de Doukane El Betoum (615 m) et Doukane Hamda. Ces combes apparaissent à la faveur de couches argileuses et marneuses de 500 m d'épaisseur, appartenant à la formation Berda moyen, (Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur). Le flanc à fort pendage, la dissymétrie de plis commandée par les réseaux des failles et exploitée par l'érosion, la lithologie caractérisée par la présence des roches rigides et cassantes et le déversement de l'axe de plis vers le sud, font que ces formes soient des combes à développement variée. Ces séries des combes se trouvent morcelées et isolées par des minces lanières de partage des eaux.

⁴ « Une combe est une dépression évidée dans les couches tendres d'un anticlinal par érosion des couches dures supérieures » (Joly, 1997).

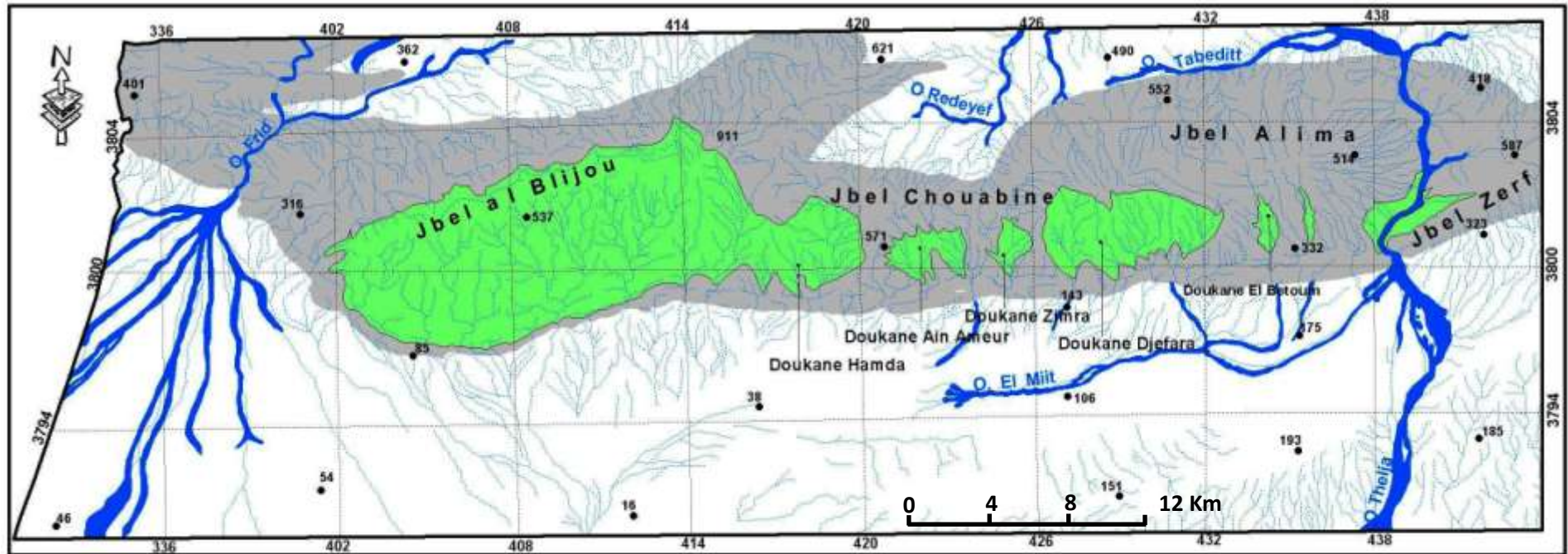


Fig. n°. 37 : Série des combes appelées «Doukane» ouvertes dans la chaîne de Metlaoui

La combe de Djefara (472 m) est assez développée (Fig. n°. 38) sur le flanc sud de jbel Alima- Chouabine. Son développement atteint les argiles campaniennes.

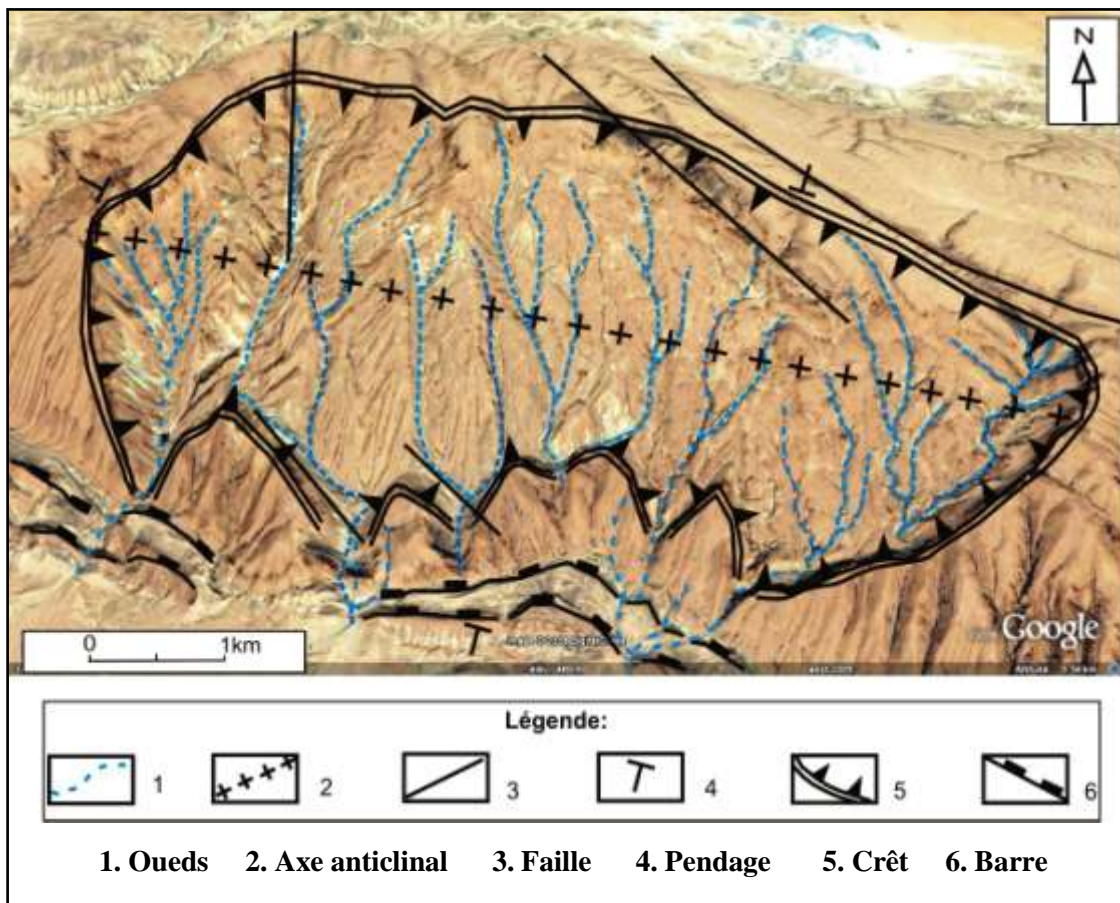


Fig. n°. 38: Croquis morpho-structural de la combe Djefara de l'anticlinal d'Alima

A l'Ouest, la combe de jbel Al Blijou est la plus vaste, la plus profonde, et elle est plus large que celle décrite précédemment. Son développement est très important. Il atteint les argiles vertes turoniennes. Ce développement est en rapport avec l'épaisseur des roches tendres qui offre la possibilité à l'érosion différentielle de creuser fortement après avoir érodé la couche supérieure matérialisée par les calcaires campanien-maastrichtiens (Fig. n°. 39).

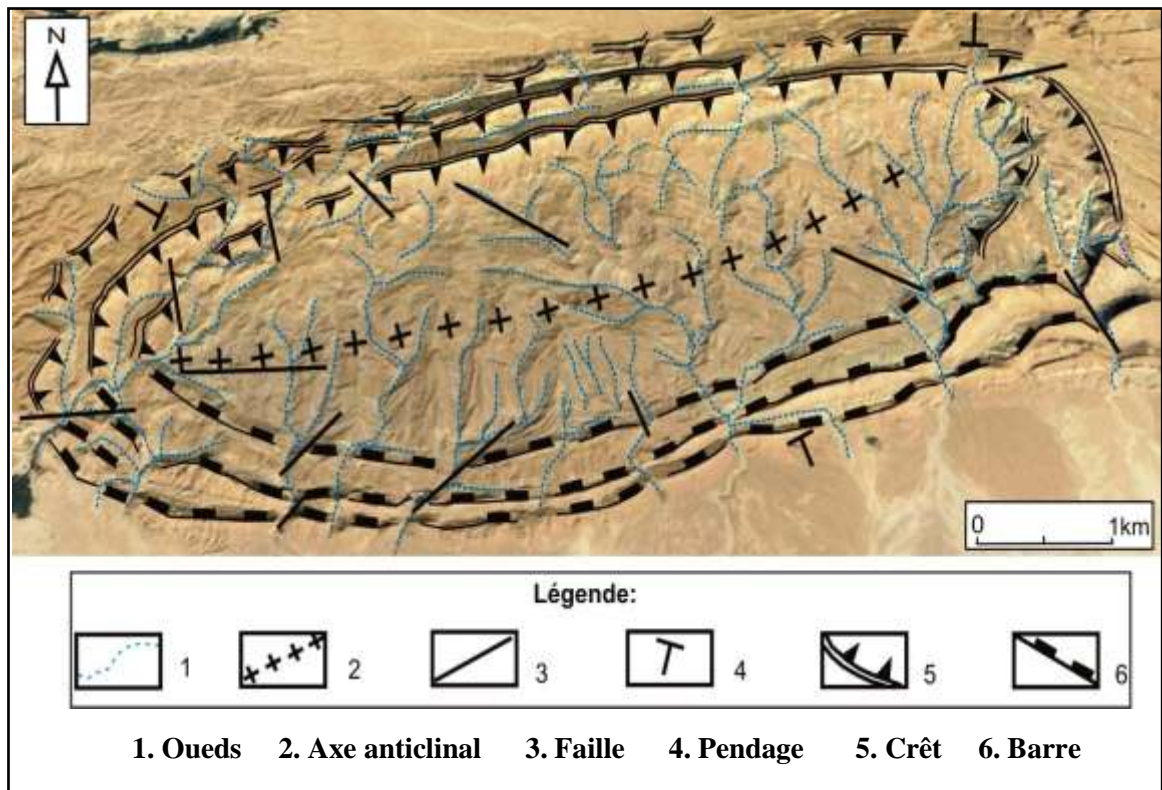


Fig. n°. 39 : Croquis morpho-structural de la combe de jbel Al Blijou

Ces combes, constitue en effet, les bassins de réception des torrents Mtalga, Segdoud et Serrata responsables de la mise en place des différents cônes de déjection qui ont pris place sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui (Fig. n°. 40).

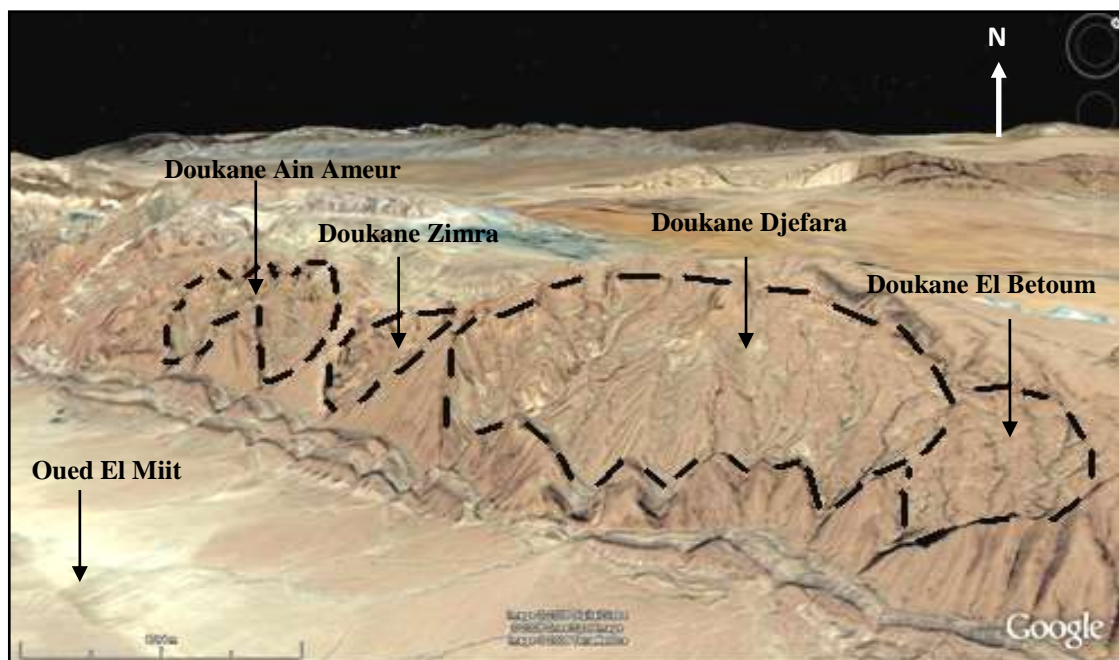


Fig. n°. 40: Vue en 3D montrant les combes de jbel Alima Chouabine (Google earth, 2014)

4.1.3. Les crêts⁵

Les crêts constituent les formes monoclinales les plus répandus dans les massifs montagneux du chaînon de Metlaoui. Les plus fréquents se développent sur le flanc septentrional de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou où la valeur de pendage varie entre 15 et 45°. Ils sont découpés en deux alignements de chevrons, et un véritable alignement a tracé dans l'ensemble subrectiligne dominant les combes par leur fronts dirigés vers le sud. Par ailleurs, ces crêts sont façonnés dans des binômes distincts de roches dures sur roches tendres, on signale l'existence de trois crêts successifs:

- Le premier crêt, taillé dans le binôme des calcaires blancs sur les argiles vertes noirâtres du Berda supérieur qui reposent sur les argiles vertes et argilo-calcaires à passées phosphatées de la formation El Haria.
- Le deuxième crêt, est composé d'une alternance de lumachelles, d'argiles, de dolomies et de gypse de la formation Thèlja qui reposent sur les argiles et série phosphatée de Chouabine.
- Le troisième crêt taillé dans le binôme de calcaires dolomitiques en bancs massifs de Kef Ed Dour qui reposent sur le gypse et les argiles sableuses de la formation Metlaoui et Seugdai.

Dans l'ensemble, ces crêts sont caractérisés par :

- Des fronts se distinguent par leur irrégularité et montrent en grande partie un aspect abrupt et dans certains endroits ils se trouvent découpés en formes de petits promontoires étroits.
- Des revers se distinguent par une surface structurale déterminée par l'affleurement des bancs calcaires dolomitiques.

⁵ *Un crêt est « un escarpement monoclinal taillé dans un binôme de couche dure sur couche tendre en pendage moyen (15 à 45°) sur le flanc d'un anticlinal » (Joly, 1997).*

4.1.4. Les barres

Trois importants alignements de barres parallèles et très remarquables caractérisent le versant méridional du chaînon de Metlaoui. En se basant sur l'orientation on distingue:

- Le premier alignement de barres est celui de jbel Zeref orienté Sud Ouest-Nord Est, et dégagé dans le calcaire blanc du Maastrichtien supérieur. Les pentages dépassent 60° à 75° .
- Le deuxième alignement marque le versant sud de l'anticlinal d'Alima à Chouabine où la valeur des pentages dépasse 55° et atteint même 80° . Il se poursuit d'Ouest en Est et il est constitué de calcaires de la formation Berda (Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur) et de calcaires dolomitiques de la formation de Kef Ed Dour de l'Éocène moyen.
- Le troisième alignement de barre est celui de jbel Al Blijou, orienté Ouest- Est. La valeur de pendage atteint 85° . Il est dégagé dans le calcaire blanc du Maastrichtien supérieur.

Ces alignements de barres montrent par quelques endroits une discontinuité. Ils sont entrecoupés par des gorges qui servent à assurer le transport en eaux et en sédiments des combes vers le synclinal de Metlaoui dominé par oued Thèlja-El Miit (Photo n°. 7).

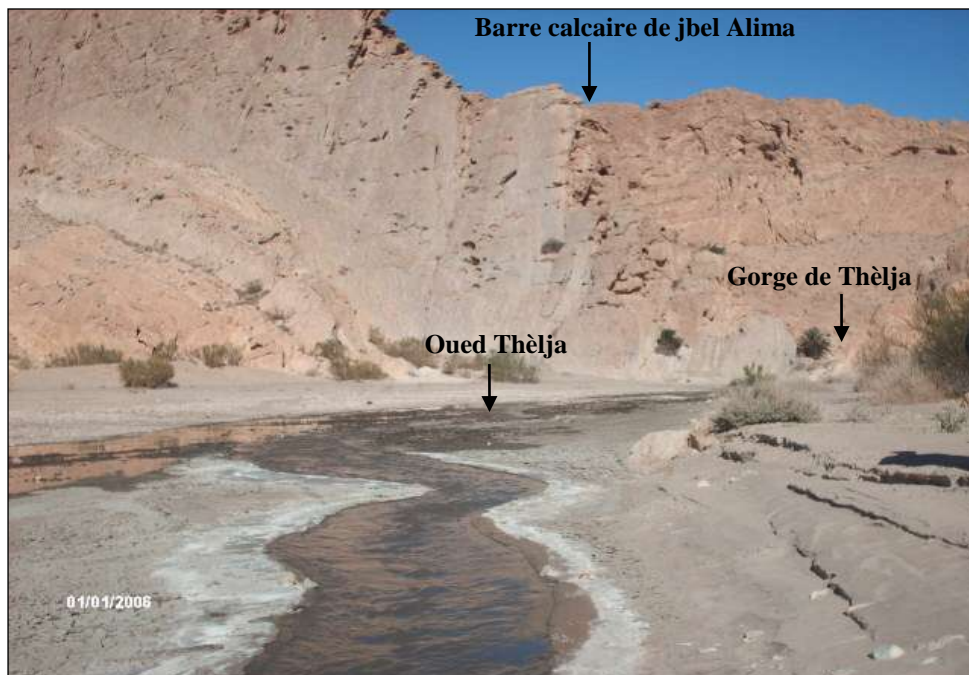


Photo n°. 7: Vue montrant la barre calcaire de jbel Alima traversée par la cluse de l'Oued Thèlja

4.1.5. Les chevrons et les ruz⁶

Sur le revers des crêtes, la surface structurale est souvent légèrement incisée par des ravins qui dégagent des bancs formant des ressauts triangulaires qui restent accolés au versant. Il s'agit de chevrons (Ben Oueddou, 1994). En effet, la plupart de revers des crêtes des reliefs de Metlaoui sont découpés en chevrons par le chevelu hydrographique. Ce sont des formes dégagées entre les ruz par le ruissellement des eaux concentrées. Ils se présentent sous la forme de triangles de types différents suivant les données structurales dont le sommet est orienté vers l'amont. Ils sont étirés ou massifs selon la profondeur et l'angle d'ouverture de l'entonnoir (Coque, 1962). Les ruz qui les séparent, sont plus au moins profonds et étroits. On remarque une succession de chevrons sur les revers septentrionaux des crêtes de jbel Alima-Chouabine et sur les revers méridional de barre de jbel Zeref constitués de calcaire dolomitique de l'Éocène moyen. Ils présentent un aspect émoussé dans la partie sommitale, ce qui traduit non seulement les fortes incisions des ravins cataclinaux dans les affleurements tendres mais aussi le recul des corniches qui coiffent les crêtes (Gasmi, 2012). A l'exception du flanc sud de jbel Zeref, le développement de chevrons est relativement réduit tout au long de flanc méridional du chaînon de Metlaoui (photo n°. 8).

Les formes qui s'intercalent entre les chevrons sont des ruz de dimension variable, à tracé subrectiligne. Ils prennent naissance suite à l'incision effectuée par les ravins cataclinaux aux dépens des couches superficielles. Le flanc méridional de jbel Zeref constitue un véritable exemple de développement de ces ruz.

⁶ « Un chevron est un petit relief monoclinial dû à l'entaille des ruz dans les affleurements résistants d'une série sédimentaire sur le flanc d'un anticlinal » (Joly, 1997).

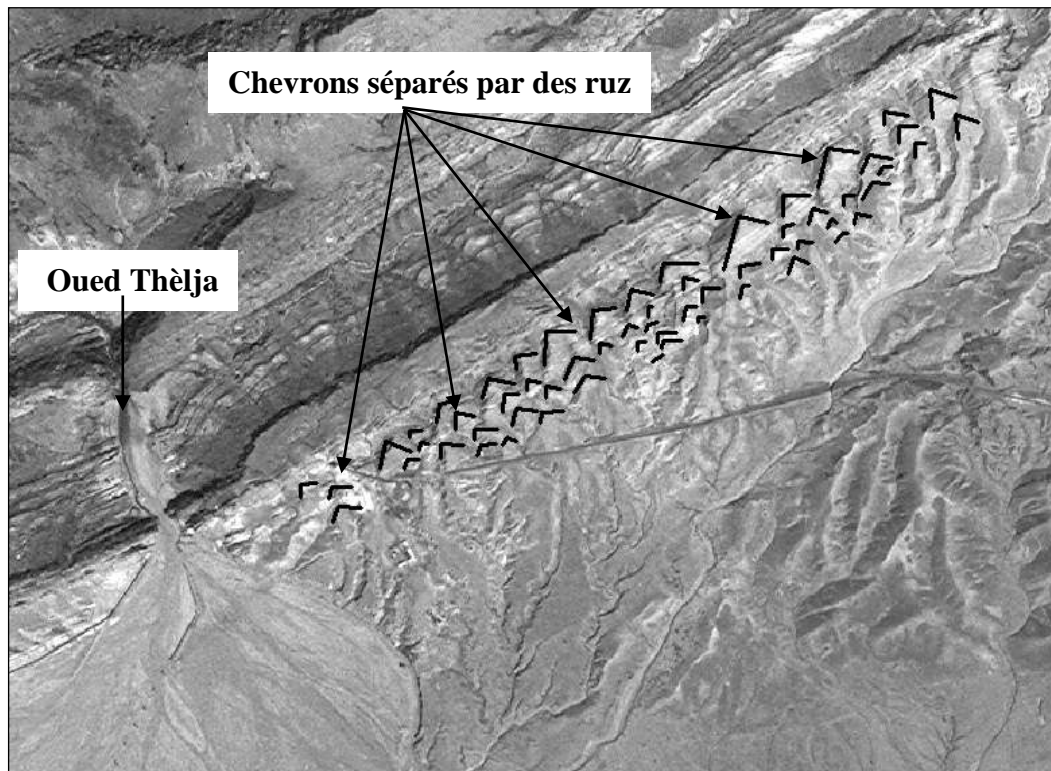


Photo n°. 8: Photo aérienne montrant les chevrons sur le revers du flanc sud de jbel Zeref (Photo aérienne, 1962)

4.1.6. Les couloirs monoclinaux

Ils représentent des surfaces évidées entre les alignements de crêts ou de barres. Ils sont dégagés par l'action de l'érosion différentielle. La présence des couches tendres constituées par les argiles et les séries phosphatées de Chouabine, ainsi que les argiles de Thèlja et les argiles vertes noirâtres et argilo-calcaires à passées phosphatées d'El Haria ont favorisé leur apparition. Au niveau du flanc sud de jbel Alima Chouabine et jbel Zeref on signale le développement de deux couloirs monoclinaux. Ils sont très étendus et dégagés dans une alternance de roches dures et tendres. Leurs formes et leur ampleur dépendent à la fois de la puissance des intercalations tendres et du pendage. Prenant une direction générale Ouest-Est à Nord Ouest- Sud Est, taillés de part et d'autre des séries de combes du chaînon en question, Ces couloirs sont très étroits et assez profonds (Fig. n°. 41).

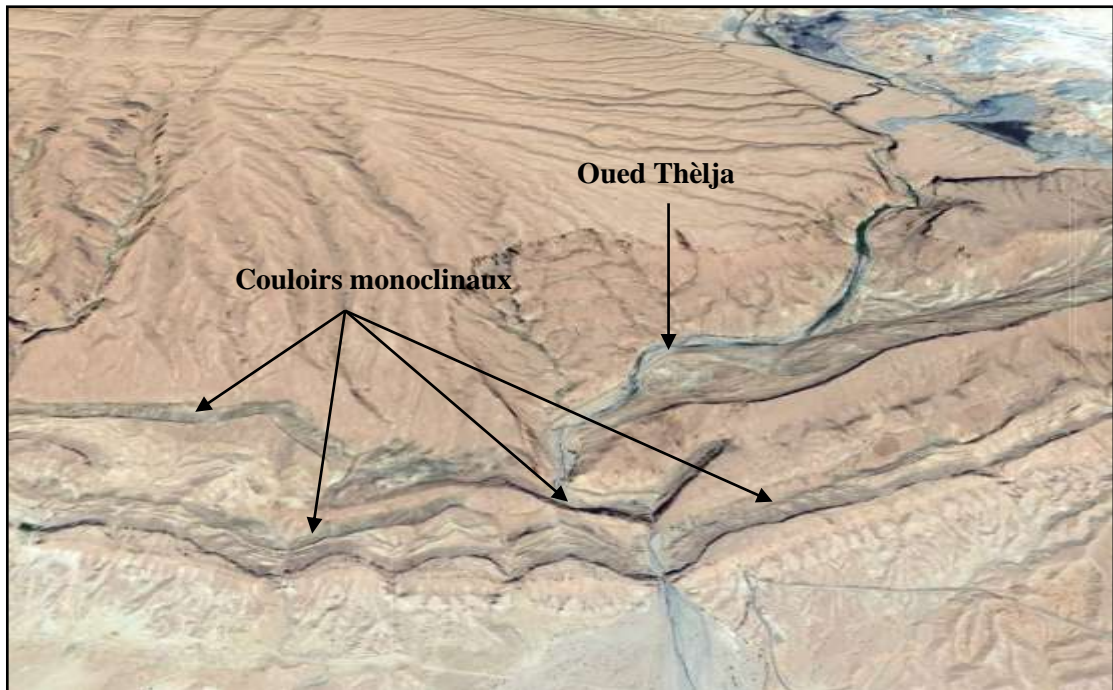


Fig. n°. 41: Extrait d'une image Google earth montrant les coulours monoclinaux sur le flanc sud de jbel Alima- Zeref

4.1.7. Les cluses

Dans l'ensemble de la région étudiée, deux organismes hydrographiques visibles et à écoulement pérenne traversent de part en part la structure anticlinale du chaînon de Metlaoui, celui de l'Oued Thèlja et Foum El Khangua édifié par oued El Frid (Fig. n°. 42). Il s'agit de deux véritables cluses qui recoupent le chaînon de plis de Metlaoui et assurent ainsi la liaison entre les axes synclinaux au Nord (cuvette synclinal de Oum El Araïs et de Tamaghza) et au Sud (synclinal de Metlaoui). Ces cluses ont été étudiées par plusieurs auteurs (Coque, 1962; Sghari, 1991 et Ben Ouezdou, 1994). Leur mise en place s'est faite grâce aux conditions lithologiques et aux déformations tectoniques.

Cluse de Foum El Khangua
édifié par oued El Frid

Cluse de l'Oued Thèlja

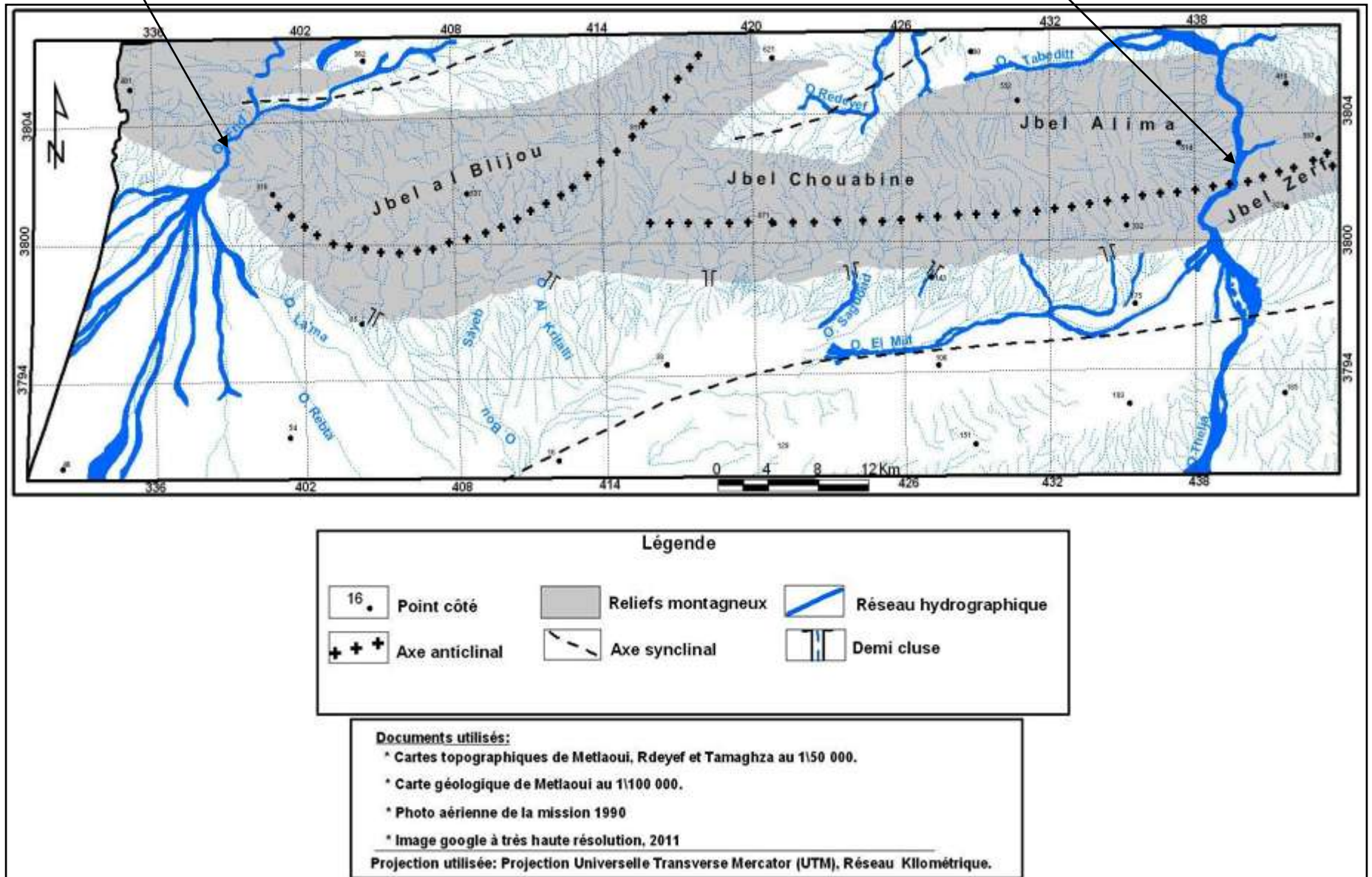


Fig. n°. 42 : Carte des cluses de la chaîne Metlaoui

4.1.7.1. La cluse d'Oued Thèlja

Le cours de l'oued Thèlja, traverse d'abord la cuvette synclinale d'Oum El Arais sous le nom de l'oued Tabeditt. Il pénètre ensuite dans le chaînon de Metlaoui par la gorge de Rass el Ayoun. La vallée de Thèlja recoupe au nord les plis de jbel Alima - Zeref par une cluse qui s'étire sur 8Km environs (photo n°. 9). Elle montre un tracé sinueux, profond et large entaillé dans les calcaires maastrichtiens et atteint les marno-calcaires de sénonien inférieur. A la sortie des plis en question son tracé devient étroit en un foug (Coque, 1962) entaillé dans les calcaires éocènes. Vers le sud, il s'étale jusqu'à recouper les collines de Chebket El Hanek. Finalement, il s'élargit considérablement dans la plaine de Metlaoui pour rejoindre oued Gouifla-Maleh qui se débouche à Chott El Gharsa.

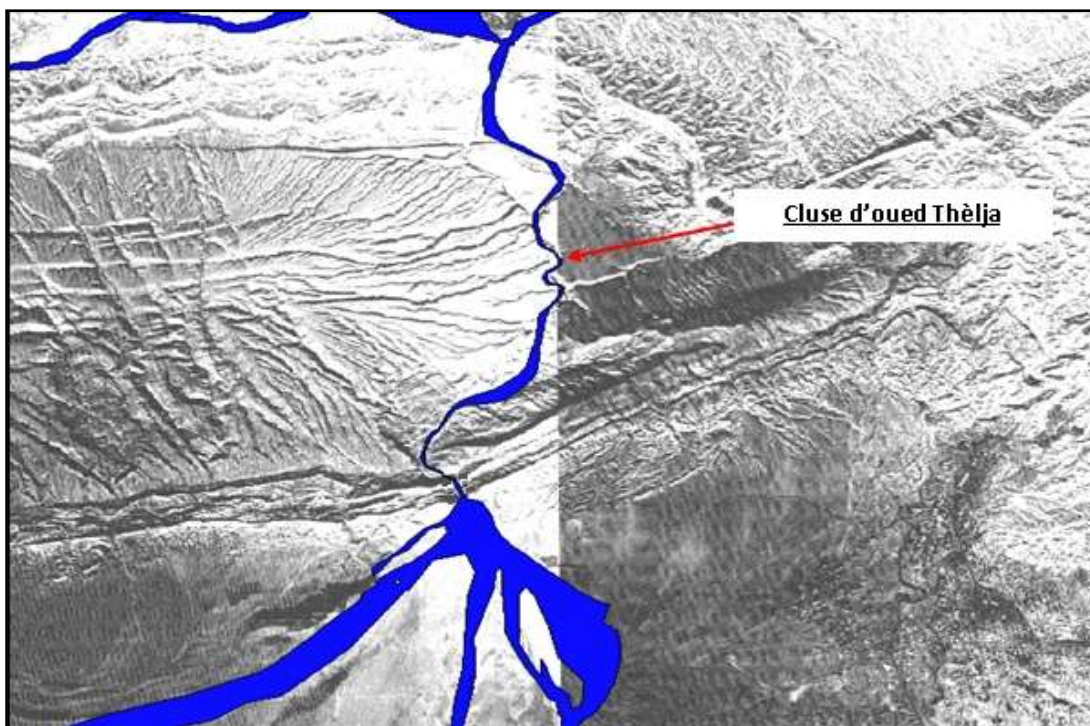


Photo n°. 9: La cluse d'oued Thèlja (photo aérienne, 1990)

4.1.7.2. La cluse de l'oued Foum El Khangua

La cluse de l'oued Foum El Khangua se situe à 45 km environ à l'ouest de la cluse de l'oued Thèlja et à quelques kilomètres de la frontière algérienne.

Par conséquent, le cours d'oued foum el Khangua prend son origine dans la région de Nemencha en Algérie, pénètre en Tunisie à l'extrémité occidentale du jbel Mghatta, sous le nom de oued El Frid, recoupe la synclinal de Tamaghza (200 m environ de profondeur à la sortie de l'oasis de Tamerza), et traverse le périclinal d'Al Blijou et Safiet Ezargua par la gorge de Foum El Khanga (Fig. n°. 43). Il difflue en chenaux dans la plaine d'Ouled Sidi Abid et il débouche finalement dans le Chott El Gharsa. Il se distingue par la sinuosité de son tracé et l'importance de son extension et de sa profondeur, il est creusé dans les formations éocènes et crétaées.

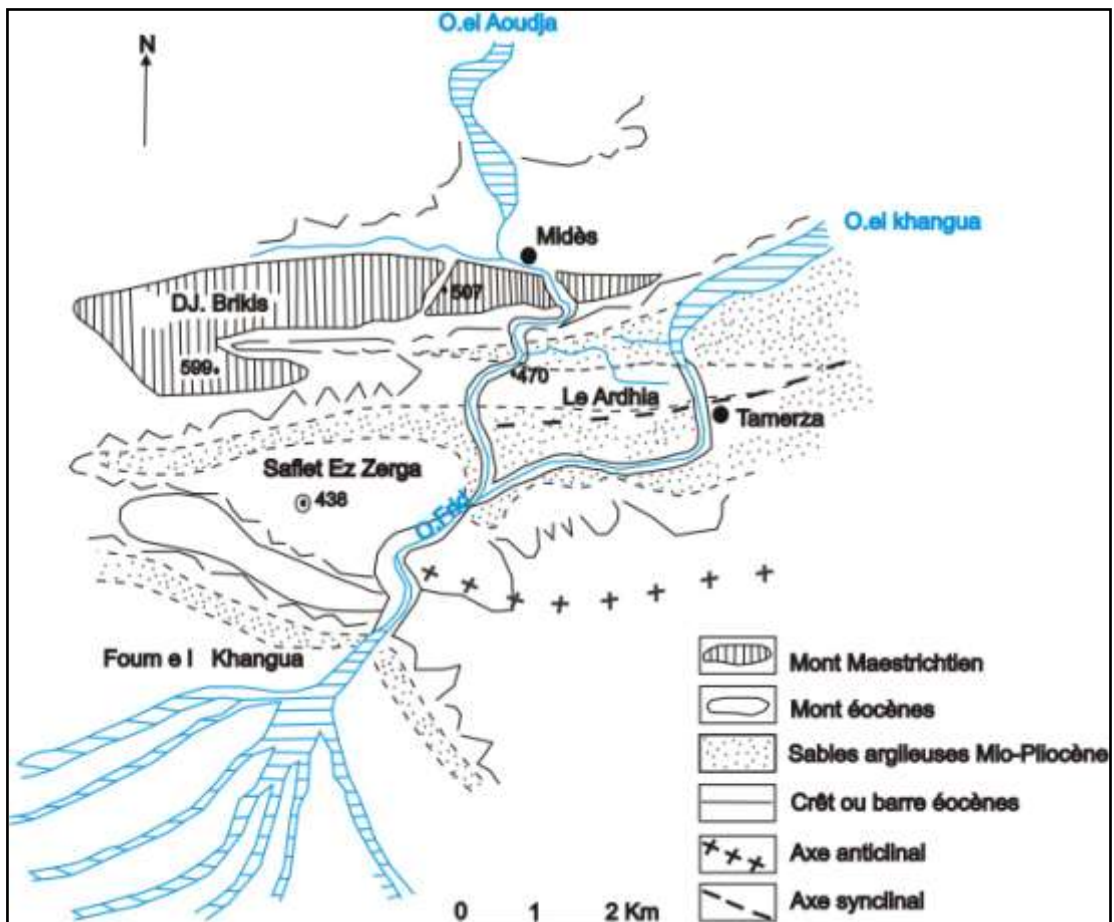


Fig. n°. 43: La cluse d'oued Fom Khangua (D'après Coque, 1962)

D'une façon générale, les cluses de Thèlja et Foum El Khangua sont les formes les plus spectaculaires du chaînon de Metlaoui et en particulier du Sud Tunisien. Elles ont été citées souvent dans les récits de premiers voyageurs attirés par les beautés des sites. Aujourd'hui ces deux cluses font partie du patrimoine touristique national. A signaler que la pollution des eaux par les rejets phosphatés porte atteinte à oued Thèlja. Par ailleurs, plusieurs éléments de ce réseau hydrographique ne traversent pas la totalité des monts du chaînon étudiée. Ils ne recoupent que soit le flanc septentrional soit le flanc méridional. Il s'agit de demi-cluse telle qu'oued Segdoud, oued Mzinda, oued Mtalga, oued Zitoun et oued Jmal...

4.2. Le val de l'oued El Miit - Thèlja

Dans notre terrain d'étude le cours axial de l'oued El Miit - Thèlja occupe la position d'un val symétrique (Fig. n°. 44). Les reliefs du chaînon de Metlaoui représentent sa limite septentrionale, le passage de l'oued Thèlja forme sa limite orientale et les collines d'El Hanek correspondent à sa limite méridionale. L'oued El Miit - Thèlja est doté d'un lit large (750 m environ) à fond légèrement plat qui collecte les eaux venant des jbel Alima Chouabine et Al Blijou. En s'éloignant des reliefs, l'écoulement a tendance à s'orienter vers le Sud Ouest pour rejoindre les étendues de Chott El Gharsa. Les altitudes s'abaissent de 121 m, et atteignent 10 m en allant au Sud Ouest vers Garat Ad-Dghima. Les pentes sont généralement faibles inférieures à 2 %. Ce val est occupé par des dépôts continentaux néogènes et quaternaires en particulier les dépôts d'origine éolienne.

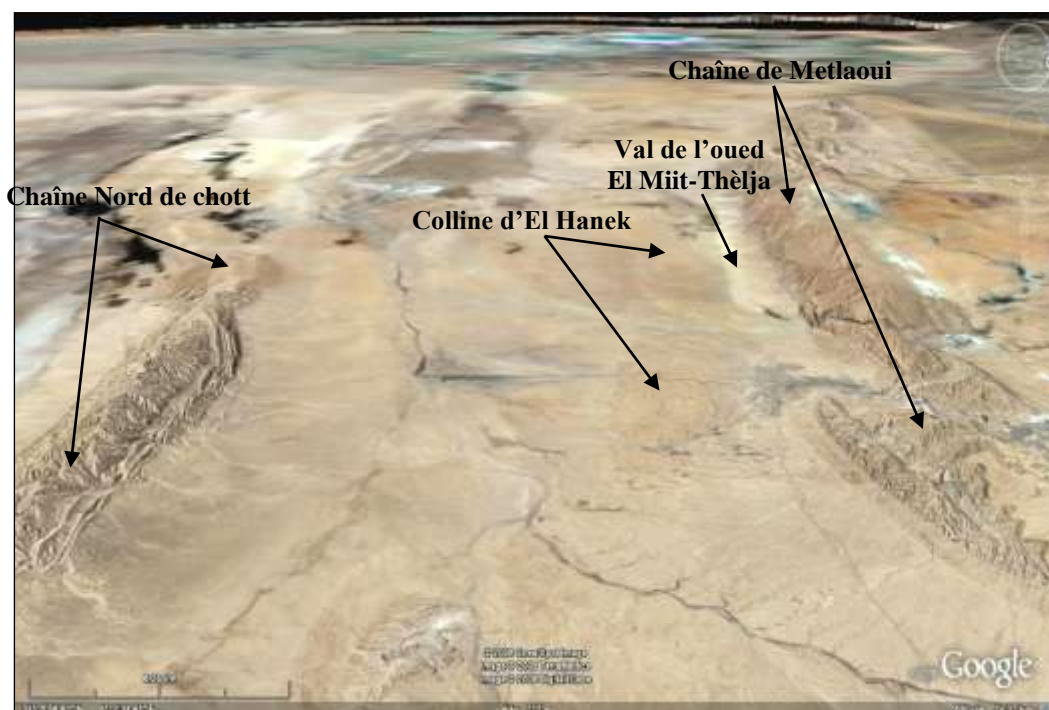


Fig. n°. 44: Extrait d'une image Google montrant le val de l'oued El Miit-Thèlja (Google earth, 2014)

Conclusion du quatrième chapitre

Une riche gamme de formes structurales dérivées caractérise le chaînon de Metlaoui et son piémont sud. Ces formes varient particulièrement en fonction des structurations tectoniques, de agents et processus météoriques et des conditions lithologiques (nature des affleurements). Les formes anticlinales dominent le chaînon en question, et un val symétrique correspond à un synclinal plus au moins allongé.

Dans l'ensemble, les anticlinaux sont déversés vers le sud. Ils présentent des complications sur leurs flancs méridionaux, liées aux réseaux de failles préexistantes. Ces anticlinaux se conservent en configuration d'un mont court et aigu celui de jbel Zeref, de monts dérivés de jbel Alima-Chouabine, et jbel Al Blijou. L'action de l'érosion différentielle exercée au niveau des affleurements tendres a creusé une série des combes plus ou moins profondes désignées dans la terminologie locale, par le terme de « Doukane » (Coque, 1962). Entourées par des barres et des crêts découpés parfois en chevrons à surfaces structurales au niveau de revers. Ce découpage résulte de la forte incision effectuée par les ravins cataclinaux aux dépens des couches superficielles. Notre terrain d'étude est traversé par deux cluses assez étroites par oued Thèlja à l'Est entre jbel Alima et Zeref, et Foug El Khanga à l'Ouest entre jbel Al Blijou et Safiet Zarga près de la frontière algérienne.

Au sud s'étale un vaste val qui se raccorde avec les étendus de Chott el Gharsa. Il est couvert par des dépôts quaternaires.

Conclusion de la première partie

Le chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud présente une topographie très contrastée et fort diversifiée. Les jbel, sont orientés Ouest-Est à Sud Ouest-Nord Est. Ils sont éventrés et empruntés par des torrents. Les piémonts méridionaux montrent aussi une certaine diversité avec des profils souvent convexes parfois rectilignes, entaillés par des oueds bien encaissés par endroit. Une vaste plaine prend place vers l'aval, elle est marquée par la présence des oueds relativement dense prenant naissance sur le relief montagneux et communiquant au Sud avec les étendues de Chott El Gharsa.

L'analyse litho-stratigraphique de notre terrain d'étude nous a permis de cerner la lithologie des différentes unités stratigraphiques, d'identifier leurs caractéristiques et leur répartition spatiale. Les affleurements sont constitués souvent par du Crétacé et de l'Éocène qui forment l'ossature des jbel, ceux du Néogène et du Quaternaire qui composent les piémonts méridionaux et la plaine.

L'agencement de la topographie de notre région d'étude, est fortement contrôlé par les traits de la structure, la dissymétrie des flancs montagneux, le déversement des plis vers le sud et le changement remarquable de l'orientation des crêtes majeures traduisent le dispositif tectonique de la région et l'instabilité des grands accidents tectoniques.

Par ailleurs, la coïncidence entre les crêtes montagneuses et l'extension des roches dures et le développement des creux topographiques et l'espace d'extension des roches tendres mettent en évidence le rôle joué par les conditions litho stratigraphiques dans la différenciation des formes de terrain et le jeu des processus d'érosion différentielle dans leur mise en évidence.

Cependant, notre secteur d'étude est marqué par une succession de couches dures et de couches tendres offrant des conditions idéales aux processus d'érosion différentielle. Le contraste de résistance des couches bien développé, particulièrement sur les deux flancs, nous a permis de distinguer quatre binômes de roche dure sur roche tendre (R.D/R.T).

On note également que l'aspect de structuration tectonique finement analysé permet de saisir les traits de différenciation de la topographie examinée. Il s'agit d'alignements anticlinaux, déversés vers le sud et présentant des complications sur leurs flancs méridionaux, liées aux réseaux de failles préexistants N90 (faille directionnel de Metlaoui) et ses auxiliaires. Au sud de cet alignement morpho-structural s'étale un vaste synclinal.

En outre, les formes structurales dérivées, varient également en fonction des agents et des processus météoriques, de la nature des affleurements et de la néotectonique. Les anticlinaux se conservent en configuration d'un mont de différentes formes.

L'érosion différentielle exercée au niveau des affleurements tendres a contribué au développement des combes plus ou moins profondes. Elles sont entourées par des barres et des crêtes découpés parfois en chevrons. On signale le développement de deux couloirs monoclinaux très étendus et dégagés certainement entre les surfaces évidées des alignements de crêtes ou de barres.

En effet, deux cluses très spectaculaires sont observées, elles traversant notre terrain d'étude, et sont celle de l'oued Thèlja et celle de l'oued Foum El Khanga édifié par oued Frid. Les demi-cluses observées recoupant le flanc méridional et évolue souvent en rapport avec l'extension des impluviums. Le synclinal correspond à un val symétrique plus au moins allongé.

**DEUXIÈME PARTIE: LES UNITES
GEOMORPHOLOGIQUES
QUATERNAIRES LIEES A
L'ACTION HYDRIQUE**

Introduction

Le Quaternaire dans le Sud-ouest tunisien a été marqué par une grande instabilité. Elle est due aux changements climatiques et localement aux effets des activités néotectoniques (Coque 1962; Ben Oueddou, 1988 et 1994). Ces deux éléments ont profondément imprégné les paysages géomorphologiques du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud. L'analyse de la topographie, les modalités de dissection et l'organisation des réseaux hydrographiques, les rôles joués par les conditions géologiques expliquent la diversité des formes et formations quaternaires qui sont liées particulièrement à l'action du ruissellement sur les piémonts et aux processus éoliens dans la plaine.

La méthodologie adoptée pour l'examen des unités morphologiques quaternaires se base sur une approche cartographique pour identifier les différentes unités des modelés. Plusieurs missions de terrain ont été entreprises. Elles nous ont permis de vérifier les données collectées du travail de recherche bibliographique et des cartes provisoires produites à partir de la photo interprétation (photos aériennes de 1962 et 1990), de traitement des supports cartographiques et des images satellitaires à très haute résolution. Elles nous ont permis aussi d'examiner ces unités de modelé et de lever des coupes de détail très significatives des dépôts qui les constituent pour déterminer leurs caractéristiques sédimentologiques et les faits morpho-tectoniques observés sur le terrain. Les datations des différentes formations quaternaires distinguées sur les piémonts sud du chaînon du Metlaoui sont déterminées sur la base des caractéristiques morphologiques, sédimentologiques et des corrélations avec la chronologie existante pour la Tunisie méridionale, ainsi que les essais de datation relative dans les travaux antérieurs dans les secteurs limitrophes (Coque 1962; Ben Oueddou 1984, 1986, 1988, 1994 et Gasmi 2012).

L'approche globale adoptée pour le dénombrement des différents niveaux quaternaires est basée sur le critère altitudinal. Le niveau le plus haut constitue le niveau le plus ancien alors que le niveau le plus bas est le plus récent. Cette méthodologie est celle adoptée par Coque (1962), Ben Oueddou, (1994) et Gasmi (2012). Les numérotations attribuées aux différentes formes identifiées indiquent leurs positions dans le schéma stratigraphique élaboré dans ce travail de recherche pour le chaînon de Metlaoui et ses piémonts méridionaux.

Sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui, une riche et diverse gamme de formes et dépôts ont été mis en place. Cette partie est consacré à l'examen de ces unités de modelé et étudier leurs caractéristiques morphologiques, leurs étendues respectives, leur agencement et leur succession chrono-stratigraphique.

Les unités morphologiques qui composent notre terrain d'étude sont identifiées par photo-interprétation et stéréoscopie d'une couverture complète de photographies aériennes, l'interprétation des images à très haute résolution et l'observation du terrain.

D'une façon générale, ces unités commencent par un étagement constitué souvent par des couvertures détritiques en surface. On distingue les glacis d'érosion du piémont sud de jbel Zeref et du piémont sud de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou; les cônes de déjection des oueds Thèlja, Serratta, Ain Hamda, Ain El Hanèche, Ain Mtalga et d'Ain Zimra et Foum el Khangua; un cône-terrasse sur le piémont sud de jbel Zeref. En fin, une basse terrasse s'emboîte dans les formes précédentes (carte géomorphologique des piémonts sud du chaînon de Metlaoui : carte hors texte).

CHAPITRE 1 : LES GLACIS D'ÉROSION

Introduction

L'identification des glacis dans notre zone d'étude, se base sur l'interprétation des photographies aériennes et les images du site Google earth à très haute-résolution et sur les observations du terrain. Les témoins des glacis d'érosion sont visibles sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui. Leur développement est bien remarquable. Ils se présentent isolés ou connectés par endroits aux versants montagneux. Trois glacis d'érosion étagés caractérisent le paysage morphologique du piémont sud de jbel Zeref et de l'espace au contact de la rive gauche de l'Oued Thèlja (photo n°. 10). Par contre, le piémont sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou est caractérisé par un étagement de deux niveau de glacis d'érosion. Ce derniers, sont bien distingués au niveau d'oued Serratta, Ain Mtalga, Ain Zimra, Ain Hamda et Ain El Hanèche (Photo n°. 11).

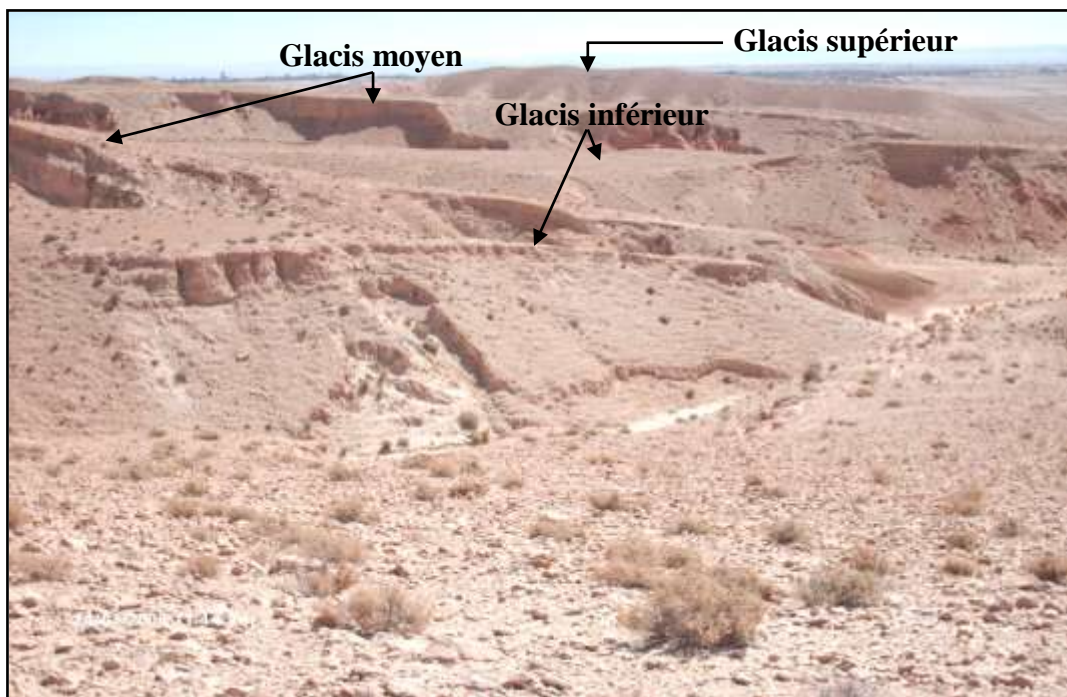


Photo n°. 10: L'étagement de trois niveaux de glacis d'érosion sur le piémont sud de jbel Zeref

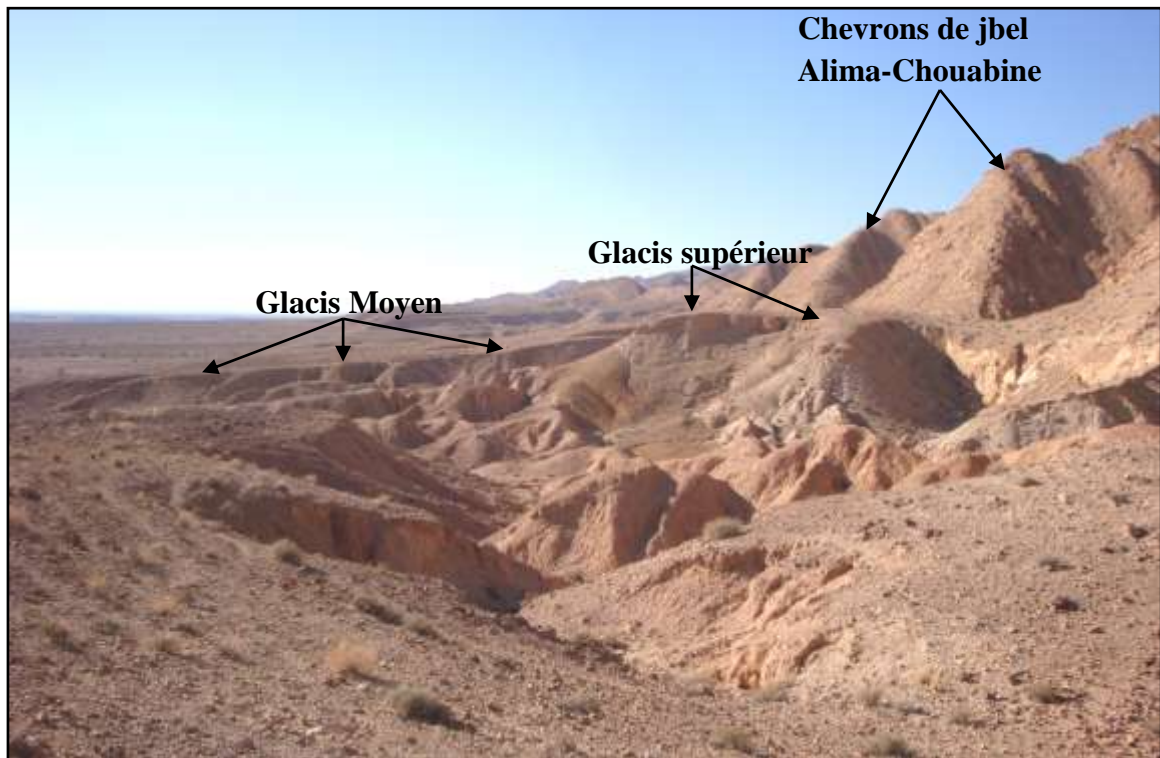


Photo n°. 11 : L'étagement de deux niveaux de glacis d'érosion au pied de jbel Alima - Chouabine

Ils montrent un profil rectiligne à légèrement concave, avec une pente assez faible. Ils se présentent sous formes de lanières allongées généralement Nord-Sud au pied du relief, de part et d'autre des gorges des oueds; de buttes allongées et de collines localement gauchies par la néotectonique. Leurs altitudes varient entre 210 et 320 m. S'étendant sur une superficie réduite en petits lambeaux.

Ces unités dominent le reste des formes quaternaires. Elles portent souvent une couverture détritique peu développée et sont coiffées par une croûte gypseuse. Les sédiments qui les composent sont hétérométriques. Ils sont en contact ravinant sur les sables et les argiles du Néogène à disposition verticale à sub-verticale. La couverture de ces glacis à une épaisseur moyenne à faible de 1 à 1.5 m. Ces caractères sont ceux d'un glacis d'érosion.

Trois générations de glacis d'érosion sont distinguées. Nous présenterons dans ce qui suit leurs caractéristiques géomorphologiques.

1.1. Le glacis d'érosion supérieur

Le glacis supérieur est le niveau et le plus haut, le plus étendu. Il se développe au pied d'une succession de chevrons et d'une ligne de barres calcaires dolomitiques de l'Éocène. Il se présente dans le paysage des piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui tantôt sous forme de lanières allongées du Nord - Sud (photo n°. 12), tantôt sous forme de buttes et collines parallèles aux versants montagneux du chaînon en question (Photo n°. 13). Ce niveau supérieur occupe aussi une position d'interfluve et domine le talweg actuel d'environ 15 à 30 m par endroits. Son profil longitudinal est assez rectiligne. Ses altitudes situées en moyenne à 320 m diminuent progressivement vers l'aval. La valeur de sa pente est à l'amont 5 % environ et se réduit à 4% vers l'aval.



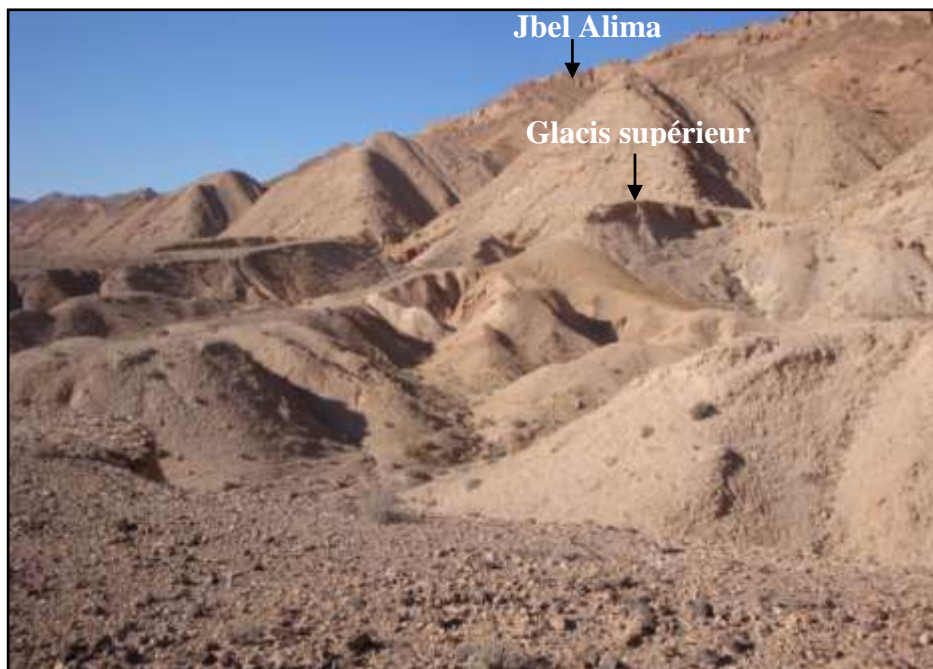
*Photo n°. 12: Glacis supérieur sous forme d'une lanière allongée N-S
au pied de jbel Zeref*



Photo n°. 13 : Glacis supérieur sous forme de buttes allongés au pied de jbel Alima

(à l'ouest de l'oued Serrate)

Au niveau de l'oued Serrate, l'extension du glacis supérieur sur la rive gauche est assez importante (longueur 450 m environ); par contre sur la rive droite, elle diminue (longueur 330 m environ) en allant vers Oued Mezennda (Photo n°. 14).



*Photo n°. 14 : Le glacis d'érosion supérieur est bien marqué sur le piémont sud de jbel Alima-Chouabine
(entre oued Serrate et oued El Mezennda)*

Au niveau d'Ain Mtalga⁷, à 15 km environ à l'ouest de la ville de Metlaoui, le glacis d'érosion s'étend parallèlement au massif montagneux de jbel Alima-Chouabine. Il domine le talweg de 30 m environ. Peu étendu, il se présente sous forme de buttes allongées au pied du relief de part et d'autre de la gorge d'Ain Mtalga (Ben Ouezdou, 1988 et 1994).

A Ain El Hanèche, l'étagement de glacis d'érosion est très remarquable. Ici le glacis supérieur se présente sous forme de lanières allongées au pied du relief ou sous formes des buttes gauchies à versants dissymétriques allongées suivant la même orientation (N-S) (photo n°. 15). La néotectonique serait responsable de ces gauchissements, très probablement liés au jeu de faille orientée Est-Ouest (N90)



Photo n° 15: Butte gauchie liée à la néotectonique de part et d'autre de la vallée de l'oued Hamda

Au niveau d'Ain Zimra (photo n°. 16 et 17) située à environ 30 Km à l'ouest de la ville de Metlaoui, précisément au nord du village de Segdoud, le glacis supérieur est reconnaissable à position haute. Sur le piémont de jbel Chouabine, il apparaît sous forme de lanières étroites qui s'étendent par endroits sur environ 900 m de longueur sur 200 à 300

⁷ Notons que l'accès pour ce site (Ain Mtalga) n'était pas toujours facile puisqu'il s'agit de champs de tirs pour l'armée tunisienne. L'analyse morphologique détaillée de cet endroit n'était possible que sur les supports cartographiques, photographiques, satellitaires et les images à très haute résolution.

m de largeur. Ailleurs, il occupe une position d'interfluve ou de buttes isolées de part et d'autre des oueds. Il est orienté Nord-Sud et domine le talweg d'oued Segdoud d'environ 25 m. Ce glacis se caractérise par un profil longitudinal assez rectiligne. La valeur de sa pente (5% environ) à l'amont et diminue progressivement vers l'aval (inférieure à 4 %).

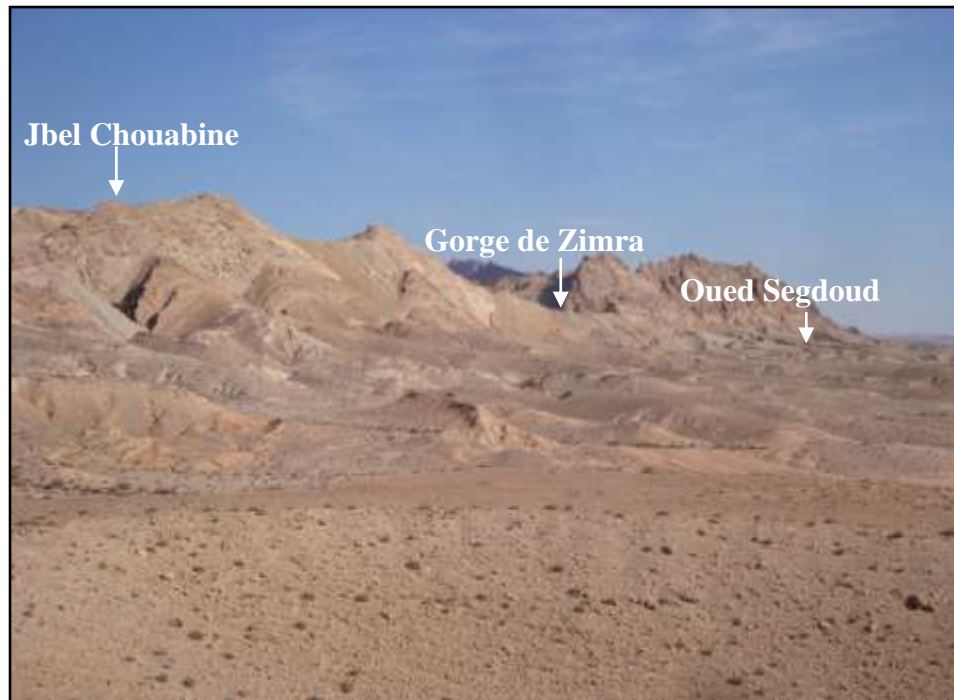


Photo n°. 16: Vue générale vers l'Est dans le secteur d'Ain Zimra



Photo n°. 17 : Vue générale vers le Nord dans le secteur d'Ain Zimra

La couverture du glacis d'érosion supérieur présente des caractères variés. Il s'agit de dépôts colluvio-alluviaux hétérométriques disposés tantôt d'une manière lenticulaire tantôt en vrac. Ces dépôts reposent en contact ravinant sur les argiles et les sables du Néogène. Ils sont constitués d'une masse détritique composée de galets, de graviers, de lentilles de sables grossiers couverts par un encroûtement et une croûte gypseuse de couleur blanchâtre bien indurée au sommet (photo n°. 18).



Photo n°. 18 : Croûte gypseuse de couleur blanchâtre sur le piémont sud de jbel Chouabine

Nous avons levée quatre coupes qui montrent les dépôts qui couvrent ce glacis. Ils sont constitués de trois membres distincts à structure lenticulaire reposant en contact ravinant sur les couches d'argiles et de sables néogènes dressées à la verticale.

Une première coupe a été levée (Lat. N3799871.4 Long. E440489.5) sur le front d'une lanière sur le piémont sud de jbel Zeref (Fig. n°. 45). De la base au sommet, elle montre:

1. Substratum constitué d'argiles et sables du Néogène.
2. Des lentilles de graviers intercalés entre des sables grossiers, d'une épaisseur d'environ 1.4 à 1.60 m.
3. Un encroûtement gypseux épais d'environ 60 à 70 cm.
4. Une croûte gypseuse à matrice sableuse épaisse de 30 à 40 cm.

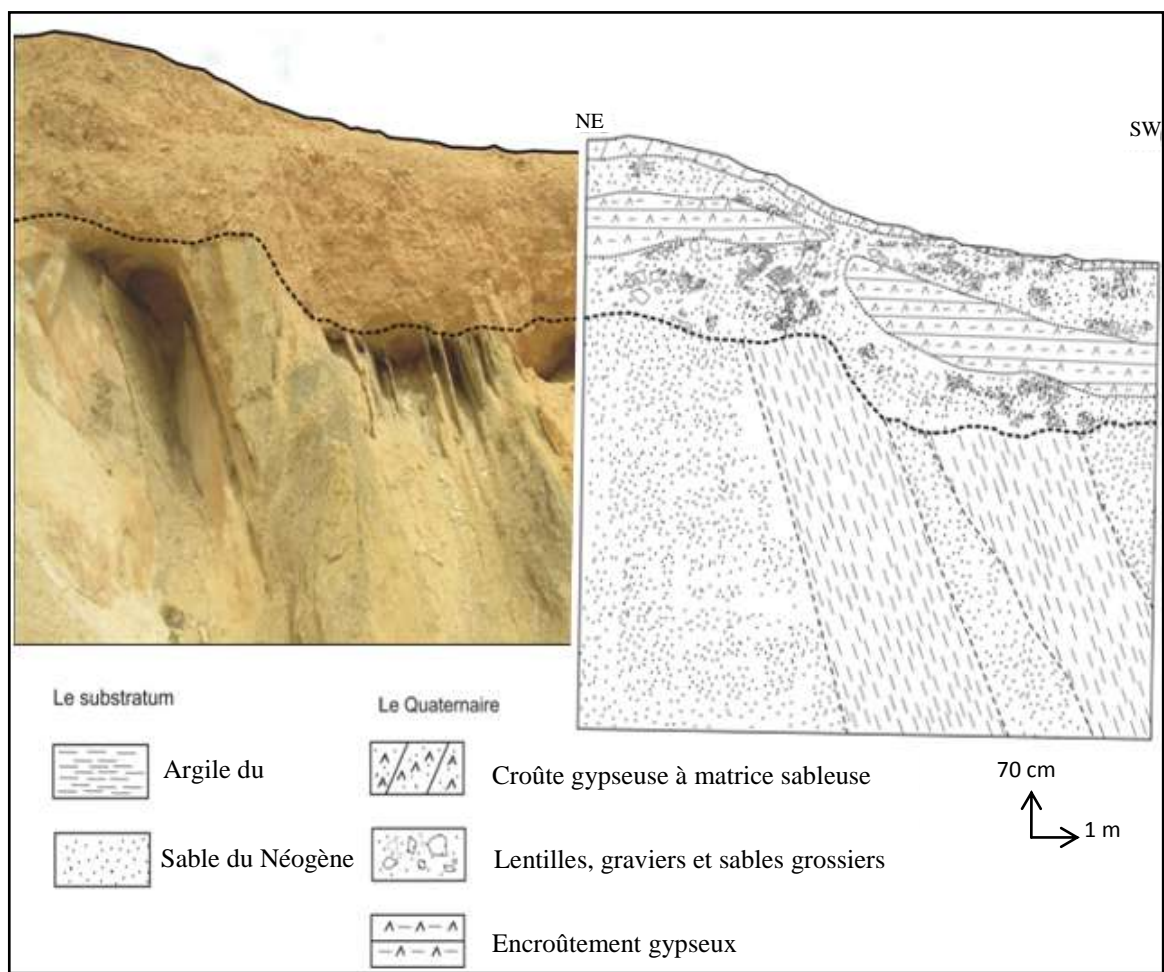


Fig. n°. 45 : Dépôts de la couverture du glacis d'érosion supérieur

Une deuxième coupe levée (Fig. n°. 46) au sommet d'une colline, sur le piémont sud de Zeref (Lat. N3799618.2 Long. E440339.2) montre le contact croûte-encroûtement gypseux du glaciaire d'érosion supérieur. Du bas vers le haut, on observe:

1. Un encroûtement gypseux épais de 90 cm renfermant des galets et graviers.
2. Une croûte gypseuse à matrice sableuse épaisse de 40 à 50 cm.

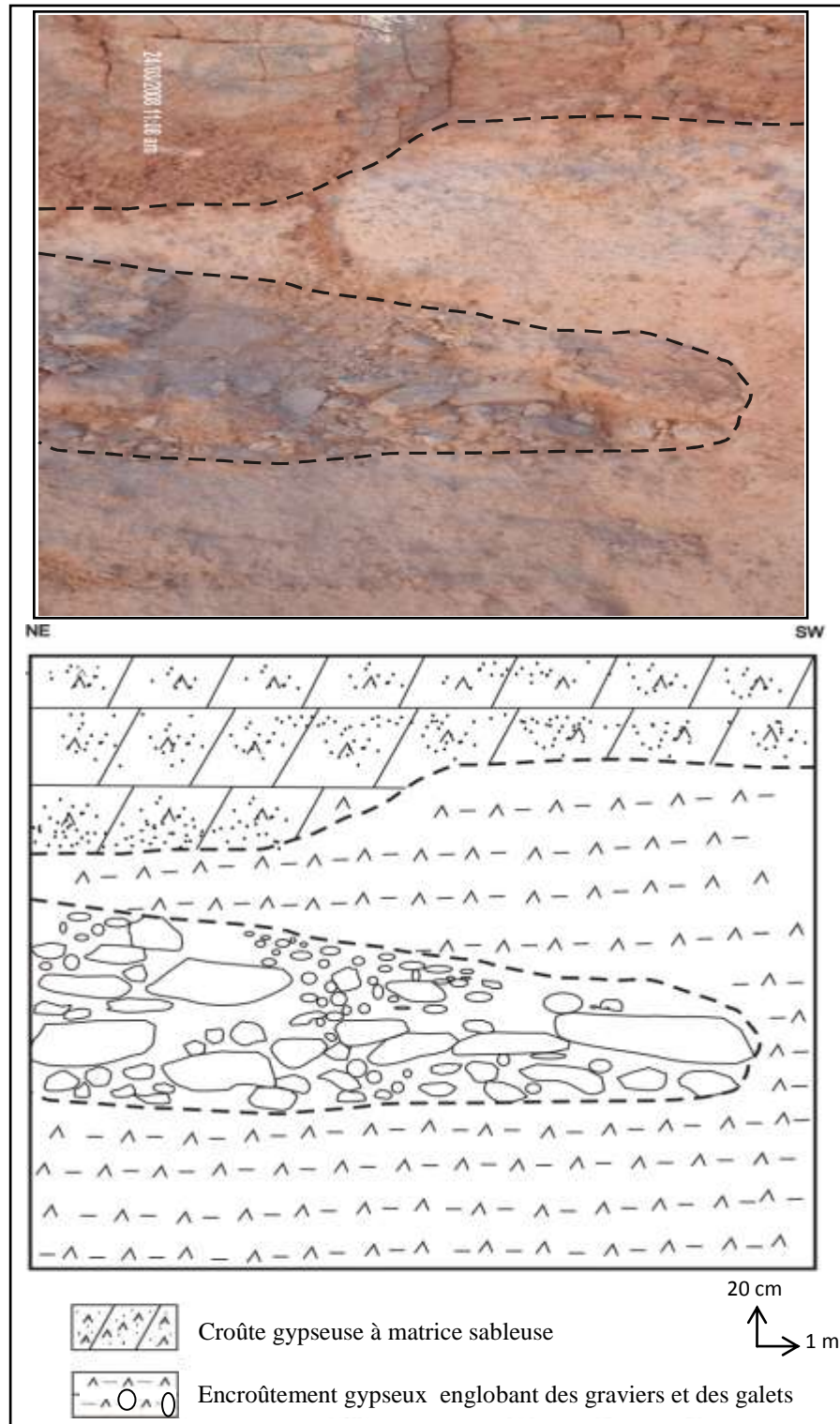


Fig. n°. 46: Coupe de détail dans le contact croûte-encroûtement gypseux du glaciaire d'érosion supérieur

La troisième coupe levée (*Lat. N3798146.18 Long. E421389.53*), est constituée seulement de deux membres de part et d'autre de la gorge d'Ain Zimra (photo n°. 19). Elle montre bien le contact croûte encroûtement gypseux au sommet et un dépôt de 1.50 m d'épaisseur:

- A. Encroûtement gypseux métrique (environ 1.20 m).
- B. Croûte gypseuse de couleur blanchâtre d'une épaisseur d'environ 30 cm.



Photo n°. 19 : Contact croûte-encroûtement du glacis d'érosion supérieur dans le secteur de l'oued Ain Zimra

Enfin, une quatrième coupe (*Lat. N3798240.17 Long. E418066.02*) a été levée à l'amont de l'oued Segdoud (photo n°. 20). Elle montre de la base au sommet trois membres :

- A. Argiles et sables du Néogène disposés verticalement.
- B. Encroûtement gypseux fortement consolidé d'une épaisseur d'environ 1.10 m.
- C. Croûte gypseuse de couleur blanche, épaisse d'environ 30 cm.

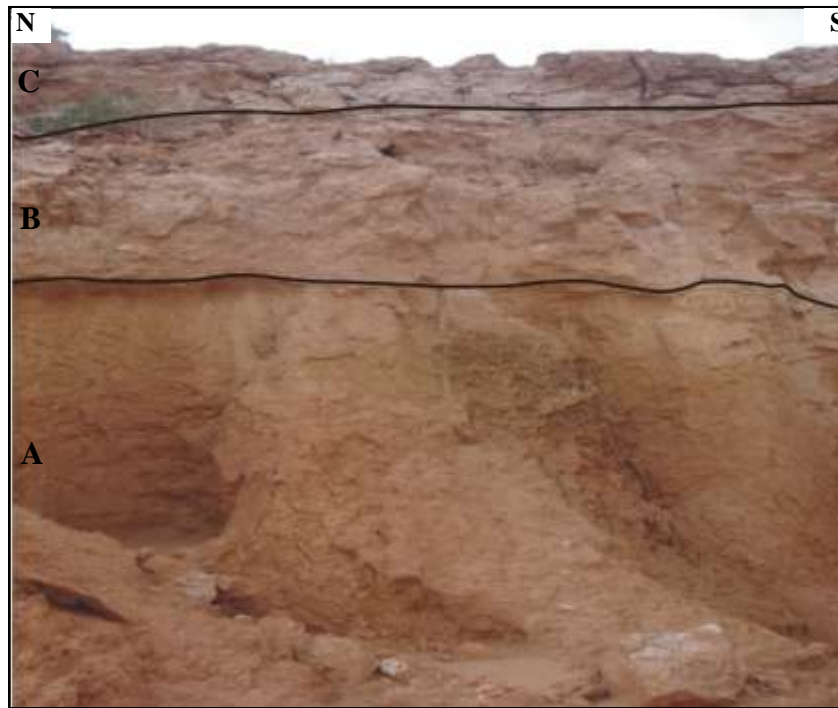


Photo n°. 20 : Croûte et encroûtement du glacis d'érosion supérieur à l'amont de l'oued Segdoud

1.2. Le glacis d'érosion moyen

C'est le glacis le plus développé. Il est taillé aux dépens du glacis supérieur (Photo n°. 21 et Fig. n°. 47). Il est bien conservé à l'amont des oueds et prend la configuration des lanières bien réduites et des buttes. Il est situé à des altitudes comprises entre 210 m et 278 m, et domine le chenal d'écoulement actuel d'environ 15 à 20 m. Le passage du glacis supérieur au glacis moyen est marqué par une pente concave. La dénivellation par rapport à la surface du glacis supérieur est de l'ordre de 5 m environ. Sa pente assez forte à l'amont, de l'ordre de 4%, s'affaiblit graduellement vers l'aval (inférieur à 2 %). Le talus, qui sépare les deux glacis, est taillé dans la couverture détritique du glacis supérieur et le substratum. Cette couverture détritique est constituée par des galets, des graviers et des sables grossiers coiffés par une croûte gypseuse blanche à matrice sableuse au sommet.

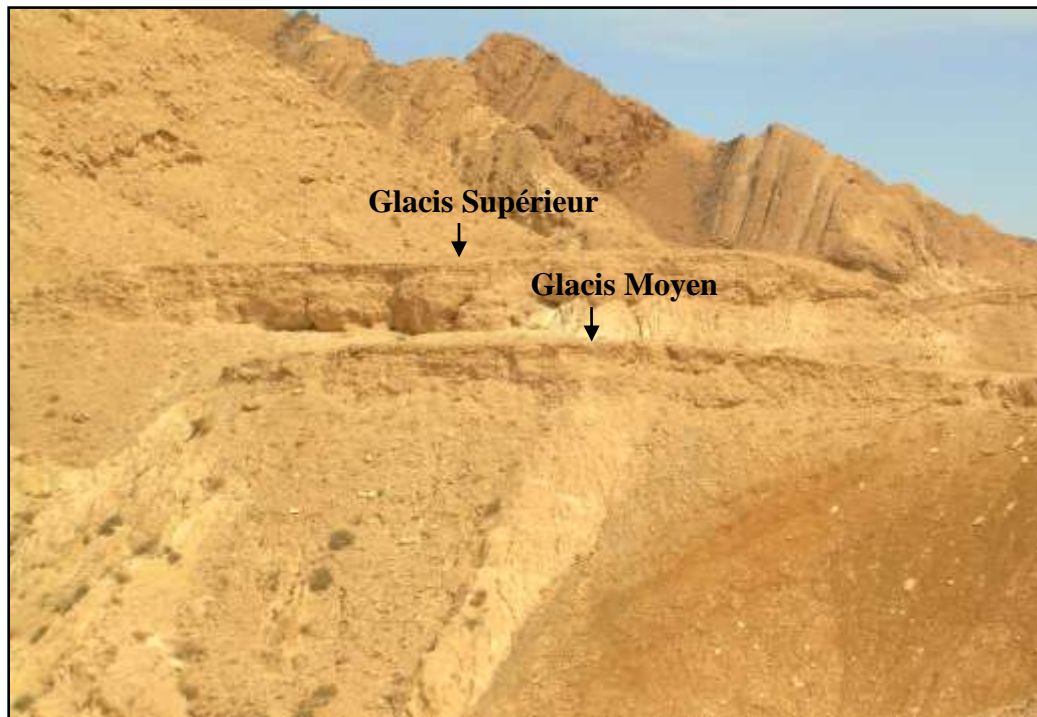


Photo n°. 21 : Étagement de deux niveaux de glacis d'érosion dans le secteur d'Ain El Hanèche

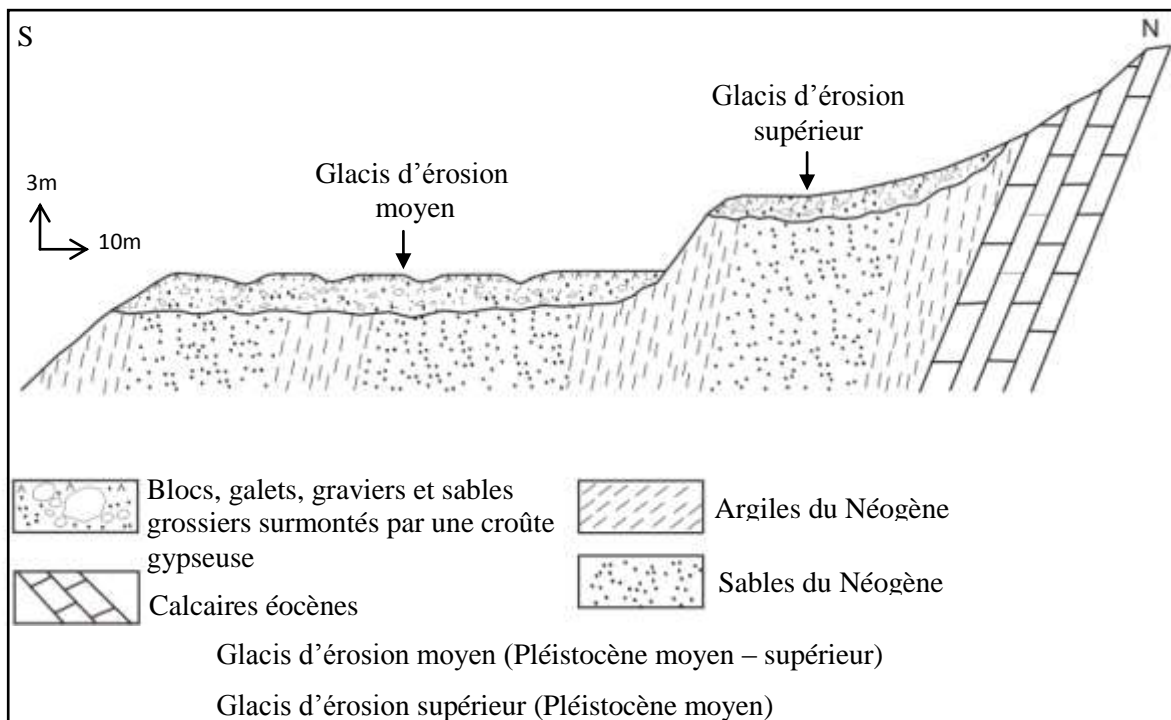


Fig. n°. 47: Coupe de synthèse montrant l'étagement des deux niveaux de glacis d'érosion sur le piémont sud de jbel Alima - Chouabine

Le glacis d'érosion moyen montre une extension assez importante et se caractérise par une couverture épaisse. Elle est constituée par des matériaux à structure lenticulaire reposant en contact ravinant sur les argiles et les sables du Néogène.

Une coupe levée (*Lat. N 3799617.9 Long. E 440214.5*) dans cette couverture montre du plus ancien au plus récent la succession suivante (Fig. n°. 48):

1. Substratum constitué d'argiles et sables du Néogène.
2. Lits de graviers et sables fins renfermant des galets, d'une épaisseur de 1.10 m, reposant en contact ravinant sur les argiles et sables du Néogène.
3. Des lentilles sableuses épaisses de 70 à 80 cm environ.
4. Lits de graviers et de galets riches en sables à matrice gypseuse épaisse de 80 à 90 cm.
5. Une croûte gypseuse au sommet épaisse de 30 à 40 cm.

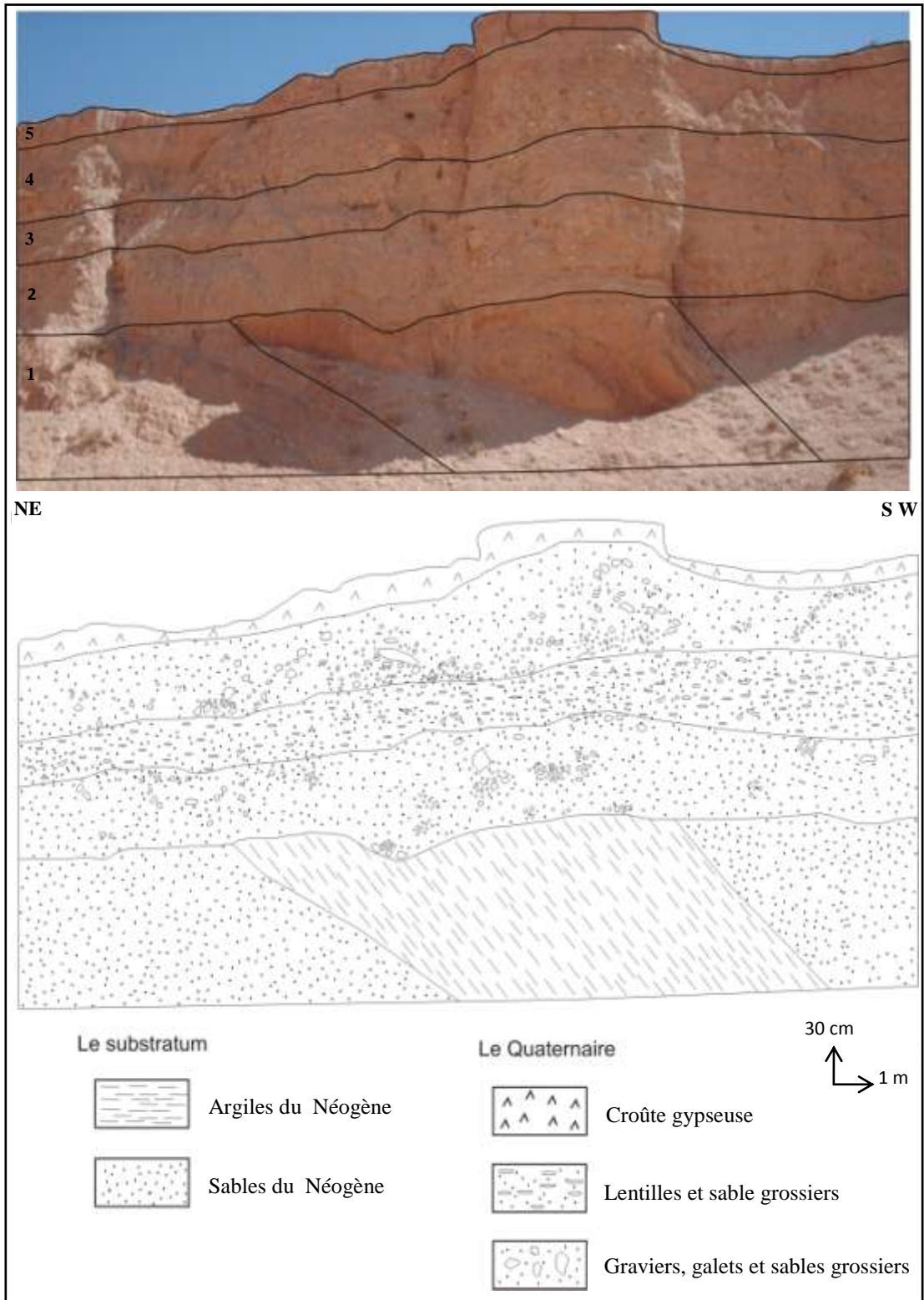


Fig. n°. 48: Couverture du glacis d'érosion moyen

Une deuxième coupe levée (Lat. N3799519.03 Long. E440120.18) sur le piémont sud de jbel Zeref (Fig. n°. 49) montre la succession suivante:

1. Un dépôt en vrac constitué par un mélange de matériaux détritiques (galets, graviers et blocs de taille décimétrique) emballés dans une matrice sableuse riche en gypse, d'une épaisseur de 80 cm à 1 m.
2. Une croûte gypseuse d'une épaisseur de 20 cm.

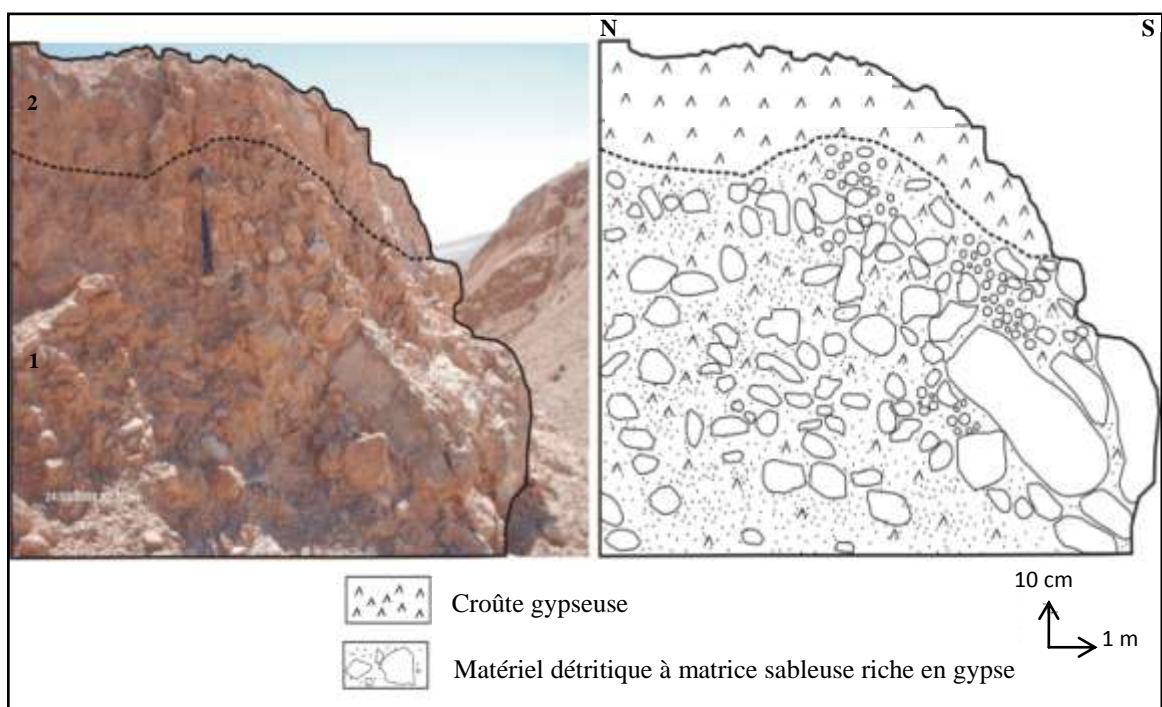


Fig. n°. 49 : Couverture du glacis d'érosion moyen

On a levé une troisième coupe (Lat. N3798382.88 Long. E415987.99) montrant les dépôts du glacis moyen qui reposent en contact ravinant sur le substratum néogène (photo n°. 22). Ils se caractérisent par une épaisseur variable d'un endroit à un autre. Sur la rive droite d'oued Ain El Hanèche, l'épaisseur qui est de 1,5 à 2 m, elle s'amincit en direction de l'aval.

De la base au sommet, elle montre la disposition suivante :

- A. Substratum constitué de couches d'argiles et de sables du Néogène dressées verticalement.
- B. Dépôt à matrice sablo-gypseuse refermant des graviers et des galets. Ce dépôt est épais d'environ 1.20 à 1.70 m.
- C. Croûte gypseuse de couleur blanche au sommet épaisse d'environ 30 cm.



Photo n°. 22: Couverture du glacis d'érosion moyen dominant la rive gauche de l'oued Ain El Hanèche

1.3. Le glacis d'érosion inférieur

Le glacis d'érosion inférieur est observé uniquement sur le piémont sud de jbel Zeref. Il apparaît sous forme de lanières développées en contrebas des chevrons de direction N-S ou sous forme de buttes isolées. En amont, sa pente ne dépasse pas 3% et passe vers l'aval à 1%. Le glacis inférieur se développe à une altitude qui ne dépasse pas 200 m. Il s'agit d'un plan faiblement incliné qui montre un tracé rectiligne à légèrement concave et domine la section d'écoulement actuel de 8 m environ. Il se situe à 4 m environ en contre bas du glacis moyen et 9 m en contre bas du glacis supérieur. Son extension est

assez importante au niveau de la rive gauche d'oued Thèlja alors qu'il est totalement absent sur la rive droite.

Une coupe levée (*Lat. N3799725.11 Long. E440115.70*) au pied des chevrons de jbel Zeref (Fig. n°. 50) montre l'abondance des matériaux détritiques. De la base vers le sommet, nous avons relevé la succession suivante:

1. Des matériaux détritiques à la base présentant une structure chaotique riche en sables grossiers de 1.60 m environ.
2. Un encroûtement gypseux épais de 50 à 60 cm.
3. Des sables riches en gypse entrecoupés de lentilles et de graviers épais de 60cm environ.
4. Une croûte gypseuse épaisse de 20 cm.

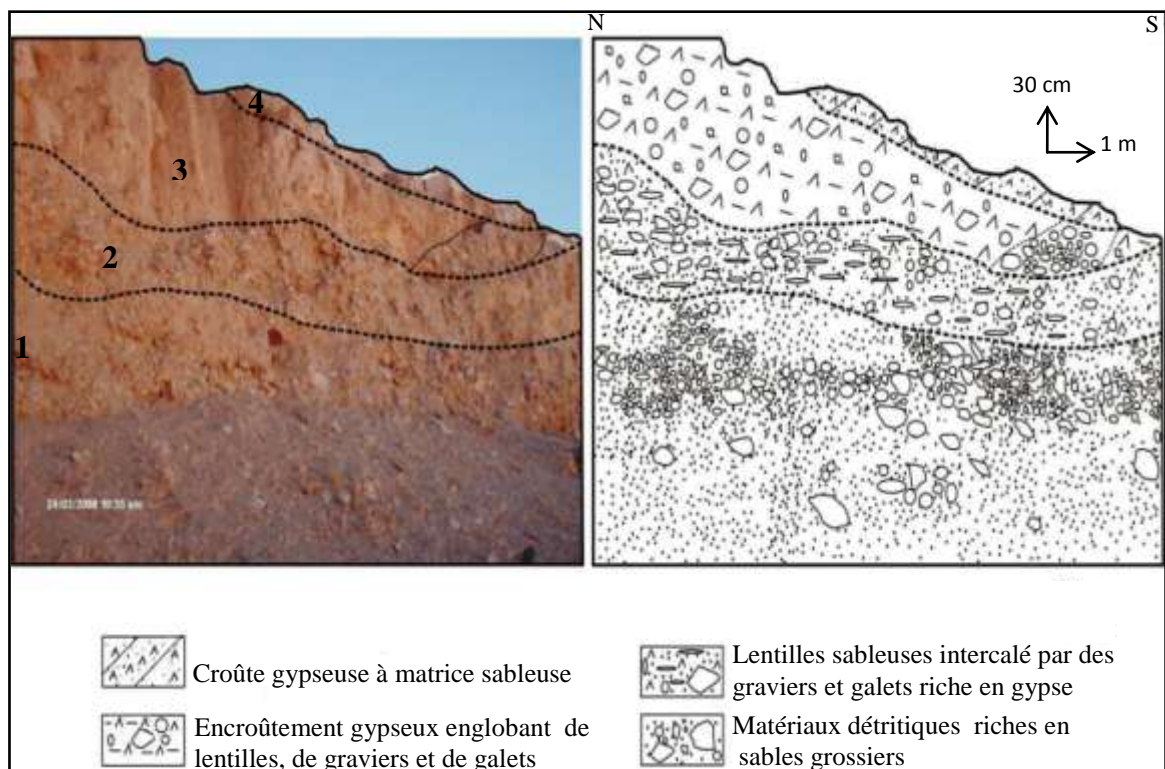


Fig. n°. 50 : Couverture du glacis d'érosion inférieur

Une deuxième coupe (*Lat. N3799077.22 Long. E439311.25*), levée sur la rive gauche de l'oued Thèlja (Fig. n°. 51), montre la succession suivante :

1. Un substratum constitué de couches d'argiles et des sables du Néogène disposées verticalement.

2. Des lentilles de graviers et de galets intercalées dans des sables fins épais de 60cm à 80 cm.
3. Une croûte gypseuse épaisse de 15 à 20 cm.

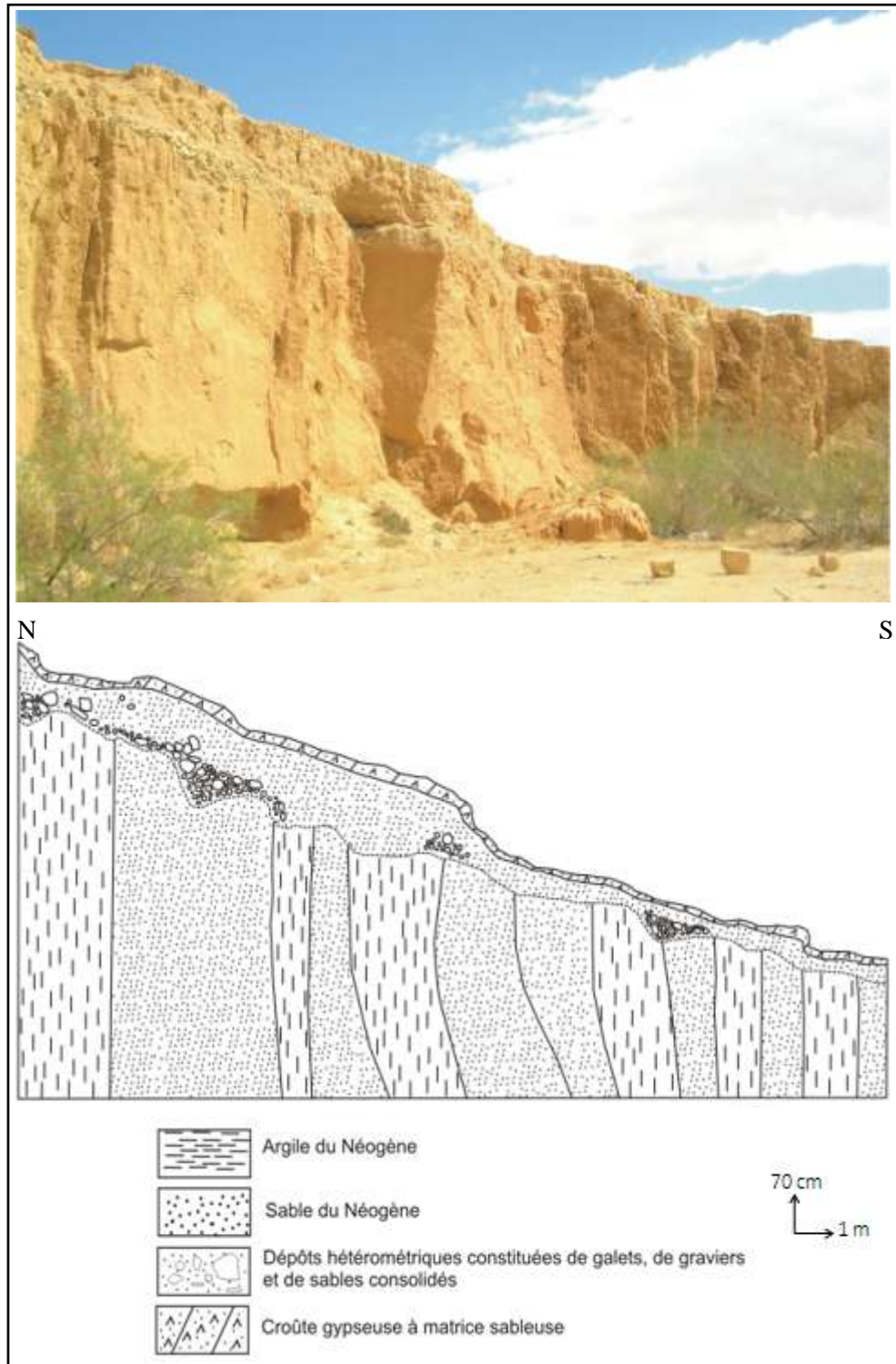


Fig. n°. 51 : La couverture du glacis d'érosion inférieure dominant la rive gauche de l'oued Thèlja

Conclusion du premier chapitre

Sur les piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui, les glacis d'érosion identifiés sont de taille réduite, mais leur présence est très remarquable. Ils représentent le modelé le plus haut et sont conservés sous forme de buttes, de lanières et des collines localement gauchies sous l'effet de la néotectonique. Ces glacis d'érosion, montrent souvent, un profil longitudinal rectiligne à légèrement concave avec des pentes moyennes s'affaiblit de l'amont vers l'aval.

Notons que sur le piémont sud de jbel Zerf, existent trois niveaux de glacis d'érosion étagés. Il s'agit des glacis de la rive gauche d'oued Thèlja, oued Mabrouk... Cependant, deux niveaux étagés caractérisent le piémont méridional de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou ce sont les glacis de l'oued Serrate, Ain Hamda, Ain Mtalga, Ain el Hanèche, Ain Zimra... Ces glacis d'érosion portent de couvertures détritiques constituées par de galets, de graviers et de sables grossiers. Ils se terminent vers le sommet par une croûte gypseuse blanche à matrice sableuse. À la base, ils se reposent sur les sables et les argiles du Néogènes.

CHAPITRE 2 : LES CÔNES DE DÉJECTION

Introduction

Dans son étude morphologique sur la Tunisie présaharienne, Coque (1962) a qualifié l'ensemble des formes sur le piémont de glacis. Les travaux géomorphologiques menés par Bull, 1977 ; Ballais, 1991; White, 1991 et Ben Ouezdou 1994 ont montré que d'autres modelés ont été mis en place, il s'agit en l'occurrence des cônes de déjection⁸ bien distincts de glacis, façonnés par les eaux torrentielles. L'alimentation de ces cônes en sédiments est liée à la forte activité des processus d'érosion hydrogravitaires dans les bassins de réception des dits torrents. Leur contenu sédimentaire est un matériel hétérométrique à aspect chaotique; disposé souvent en vrac qui diminue de l'amont vers l'aval (Ben Ouezdou, 1994).

La forte énergie du relief montagneux des jbel Alima, Chouabine et Al Blijou, le caractère déversé des plis de ce relief, la tectonisation forte des roches dures et tendres qui le composent expliquent le développement des formes d'érosion différentielle sur son flanc méridional et la multiplication de combes (appelées localement Doukane). Au sein de celles-ci, l'instabilité climatique et tectonique quaternaire a permis aux torrents d'évacuer de grands volumes de sédiments et de construire sur les piémonts de ce chaînon plusieurs générations de cônes de déjection. Les oueds qui ont assuré l'évacuation des combes des jbel Alima Chouabine et Al Blijou, cisèlent les barres calcaires, dégagé des demi-cluses avant de déboucher sur le piémont.

Dans le sens transversal, les cônes de déjection observés sont de type coalescent. Ils se présentent généralement groupés. Ce dispositif est plus poussé au niveau du point les plus bas topographiquement qui correspond à la ligne de rencontre entre les cônes, où la délimitation de l'aire de dépôts de chaque cône est difficile (Ben Ouezdou, 1994).

Dans notre secteur d'étude, les cônes de déjection représentent en effet, les modelés les plus répandus et les plus développés sur le piémont sud de jbel Alima, Chouabine et Al

⁸ Les cônes de déjection sont définis par Ben Ouezdou (1994) comme :

« Des formes d'accumulation au pied d'un relief en rapport avec des impluviums d'extension variable. Il s'agit de dépôts en éventails disposés en radiales à partir du débouché des oueds »

« Des formes qui s'étendent dans les zones de rupture de pente au contrebas des revers des versants rocheux, dont les aires du dépôt se limitent au piémont »

Blijou. Sur le plan longitudinal, ils sont marqués par l'emboîtement de deux générations de cônes de déjection. Notons que le dénombrement des cônes de déjection est effectué du plus récent au plus ancien. Le cône le plus récent (**C2**) s'emboîte dans celui qui le précède et se prolonge plus à l'aval par rapport au cône ancien (**C3**) jusqu'au cours axial de l'oued Miit. Il occupe une position topographiquement basse. Le cône ancien (**C3**) est constitué par des colluvions assez grossières qui deviennent plus fins au niveau du cône récent (**C2**).

Les cônes de déjection observés, présentent d'une façon générale un profil convexe. Leurs altitudes sont comprises entre 165 et 211 m. Les valeurs de leurs pentes sont légèrement plus fortes que celles des glacis d'érosion. Les pentes moyennes sont de l'ordre de 1.6% à 6% environ. Le calcul de la pente a été effectué en se basant sur la technique adoptée par Ben Ouezdou (1994) qui s'appelle **calcul de la pente par pas de dix**⁹. Les résultats obtenus par cette technique figurent dans les tableaux n°. 3, 4, 5 et 6.

Tableau n°. 3 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Serrate

Dénivellation (m)	Distance (m)	Pente(%)	Dénivellation cumulée	Distance cumulée	Pente(%)
10	150	6.6	10	150	6.6
10	150	6.6	20	300	6.6
10	200	5	30	500	6
10	300	3.3	40	800	5
10	400	2.5	50	1200	4.1
10	450	2.2	60	1650	3.6
10	550	1.8	70	2200	3.1
10	550	1.8	80	2750	2.9

⁹ La technique consiste à mesurer la pente tous les dix mètres de dénivellation. C'est la valeur comprise entre deux courbes de niveau successives étant donné que l'équidistance des courbes de niveau est de 10 m (Ben Ouezdou, 1994).

Cette technique est possible grâce à l'extension importante de cônes de déjection par rapport au glacis qui sont des petits lambeaux dans notre terrain d'étude. Les calculs des pentes ont été réalisés à partir des cartes topographiques de Metlaoui, Rdeyef et Tamaghza au 1/50 000. Ces cartes sont dotées de courbes de niveaux équidistantes de 10m. Les mesures sont effectuées sur la même surface entre des courbes de niveaux.

Tableau n°. 4 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Segdoud

Dénivellation (m)	Distance (m)	Pente (%)	Dénivellation cumulée	Distance cumulée	Pente (%)
10	150	6.6	10	150	6.6
10	100	10	20	250	8
10	100	10	30	350	8.57
10	200	5	40	550	7.27
10	200	5	50	750	6.66
10	350	2.8	60	1100	5.45
10	450	2.2	70	1550	6.08
10	650	1.53	80	2200	3.63

Tableau n°. 5 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Aj-Jmal

Dénivellation (m)	Distance (m)	Pente(%)	Dénivellation cumulée	Distance cumulée	Pente(%)
10	200	5	10	200	5
10	250	4	20	450	4.4
10	300	3.3	30	750	4
10	300	3.3	40	1050	3.8
10	350	2.85	50	1400	3.57
10	400	2.5	60	1800	3.3
10	450	2.2	70	2250	3.1
10	550	1.8	80	2800	2.8
10	650	1.53	90	3450	2.6

Tableau n°. 6 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Hamda

Dénivellation (m)	Distance (m)	Pente(%)	Dénivellation cumulée	Distance cumulée	Pente(%)
10	100	10	10	100	10
10	150	6.6	20	250	8
10	150	6.6	30	400	7.5
10	250	4	40	650	6.15
10	350	2.85	50	1000	5
10	550	1.8	60	1550	3.87

Ces cônes sont édifiés par les oueds Thèlja, Serrat, Mtalga, Segdoud, Zimra, Ain Hamda, Ain El Hanèche, Aj-Jmal, az-Zwatin et Foum el Khangua. Leurs tailles varient en fonction des tailles de bassins de réception responsables de leur alimentation en eau et en sédiments (photo n°. 23). Ces cônes sont séparés par des inter-cônes moyennement étendus.

Nos recherches ont porté sur le développement de ces cônes de déjection tout au long du flanc sud déversé de jbel Alima, Chouabine jusqu'a Al Blijou et à l'aval de la ligne de faille directionnelle N90 de Metlaoui, ou s'observent d'importantes accumulations en éventail à surfaces bombées, et encroûtées par endroits (photo n°. 24, 25 et Fig. n°. 52).

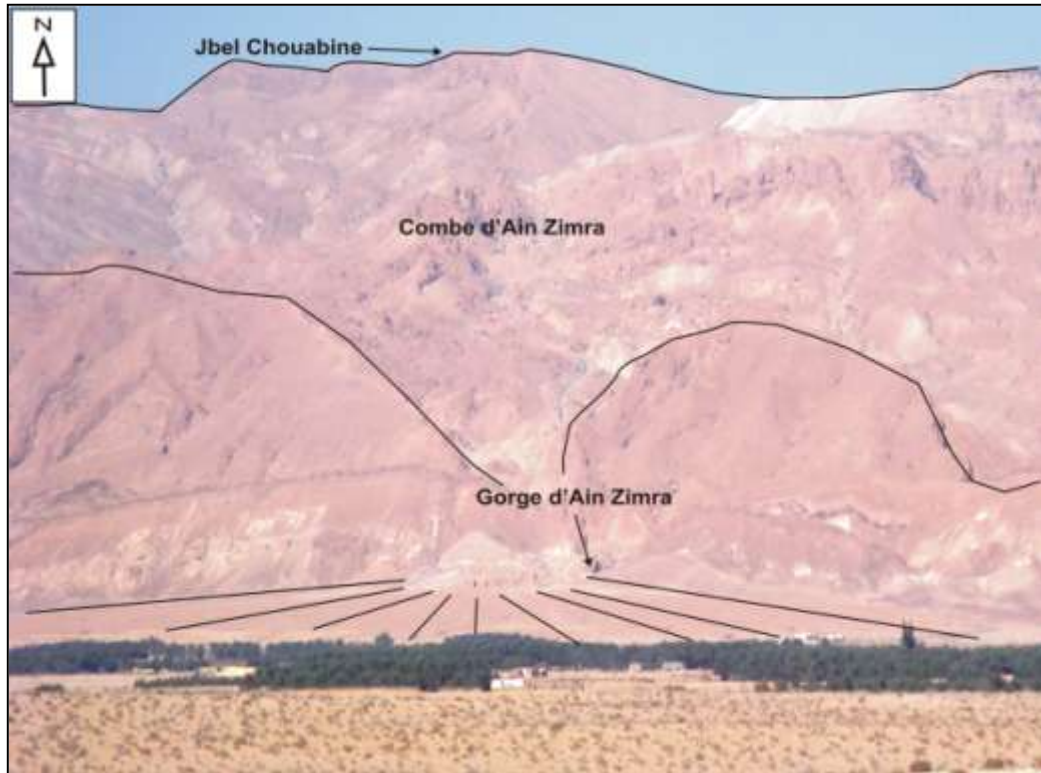


Photo n°. 23: Accumulation en éventail à partir du débouché de l'oued Segdoud (limite de l'impluvium d'Ain Zimra au nord de l'oasis de Segdoud)

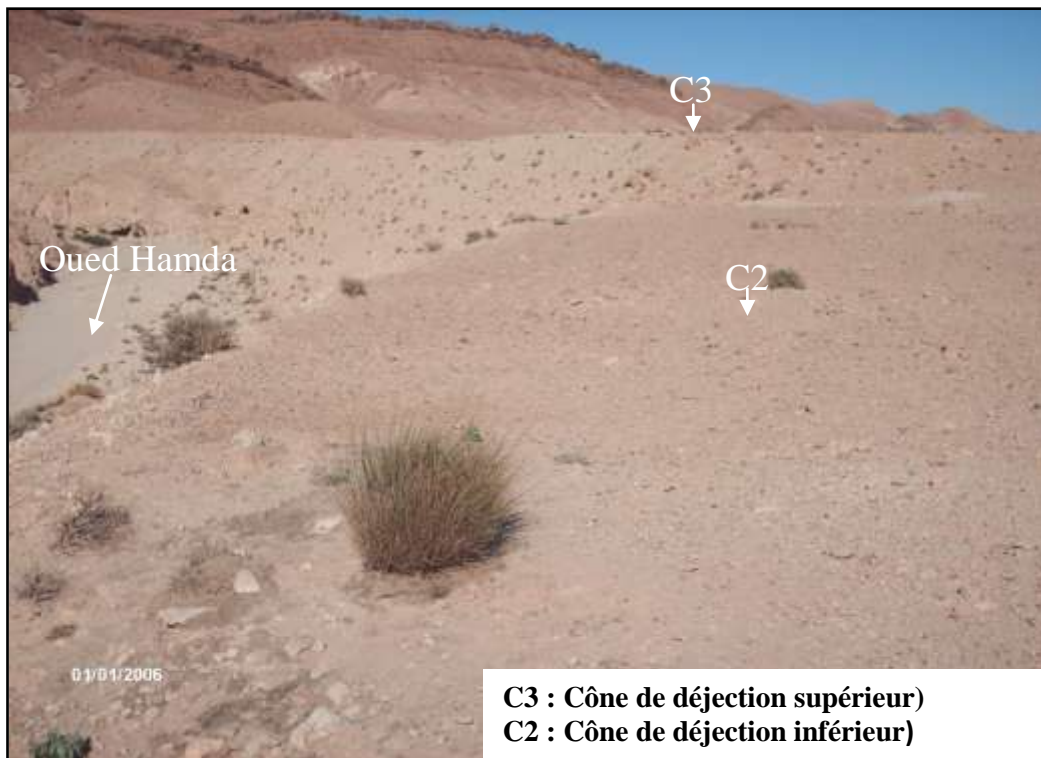
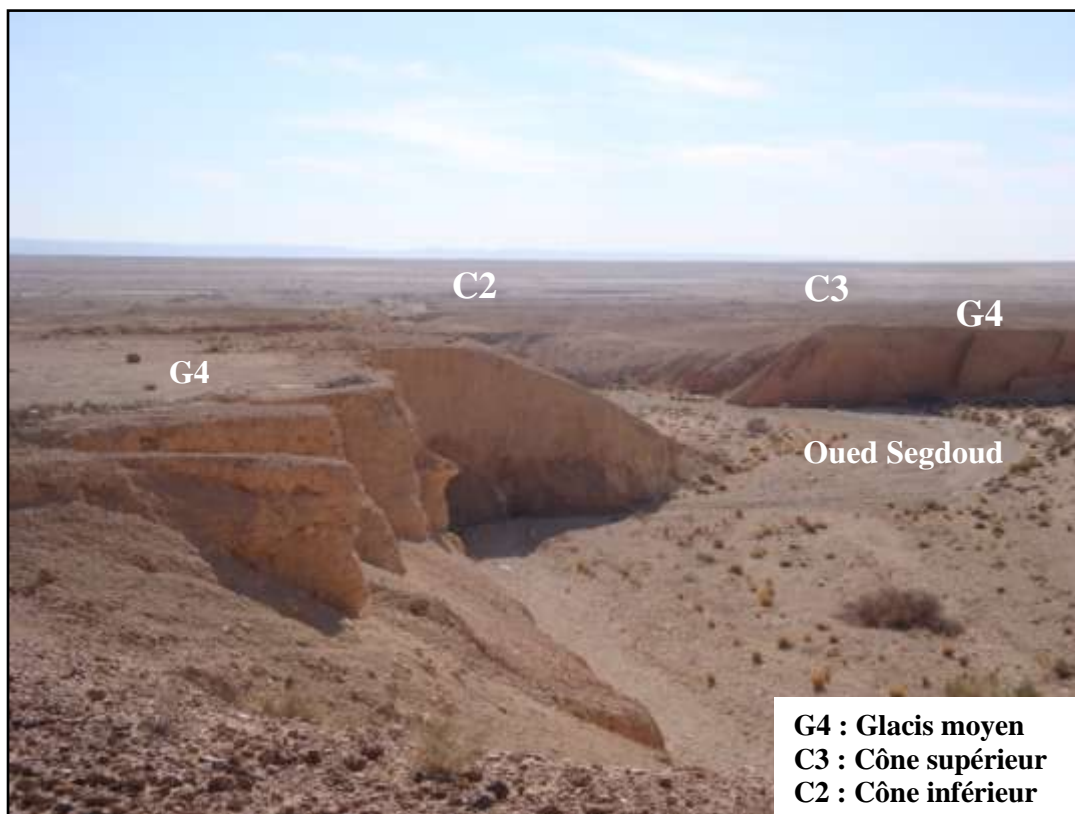


Photo n°. 24: Vue vers l'amont montrant l'emboîtement de deux cônes de déjection au niveau d'oued Hamda



*Photo n°. 25: Vue vers l'aval montrant l'emboîtement de deux cônes de déjection
au niveau de l'oued Segdoud*

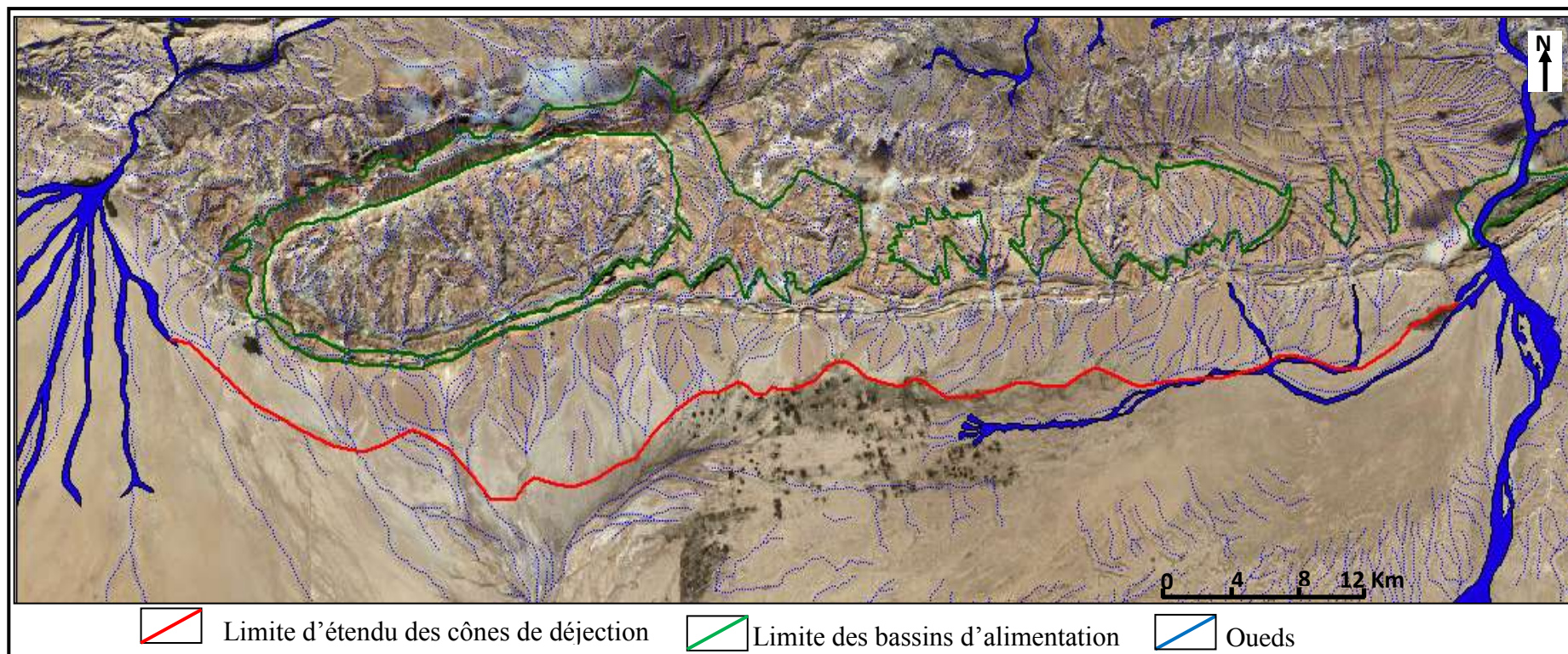


Fig. n°. 52 : Extension des cônes de déjection du piémont sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou

2.1. Le cône de déjection supérieur (C3)

Les cônes de déjection supérieurs (C3) se développent généralement à la sortie des oueds du relief dominant. Ils occupent des positions topographiques variées, ils sont des fois connectés au relief. Leurs surfaces bombées et encroûtées à pente convexe, sont assez étendues. Ils s'allongent sur environ 1.5 à 2.5 km. Les cours d'eau responsables de leur formation sont caractérisés par des impluviums assez développés creusés dans les séries Marno-argilo-calcaires du Berda moyen: Doukane Ain Hamda (8.5 km²); Ain Ameer (3.48 km²); Ain Zimra (2.80 km²); El Bettoum (1.90 km²), Doukane Djfarra (14 km²) et Thèlja (4 km²).

On signale, le développement important du cône de déjection supérieur (C3) au niveau de l'oued Ain Zimra (2.38 km²) ; Ain Hamda (1.63 km²), oued Aj-Jmal (2.66 km²), oued Kritali (3.67 km²), oued az Zwatine (1.61 km²) oued Serrat (2.30 km²), oued Bou Sayeb (4.85 km²). Par contre, il ne reste que les témoins de petit lambeau du cône C3 au niveau d'oued Thèlja et Foum el Khangua.

En allant de l'amont vers l'aval, le cône supérieur domine généralement la section d'écoulement actuel des oueds d'environ 8 à 15 m. Le dépôt est hétérométrique, friable et caractérisé par une proportion élevée d'éléments grossiers. Il s'agit de gros blocs souvent anguleux, de galets sub-émoussés, puis le matériel devient moins grossier en direction de l'aval. Cependant, les cônes de l'oued Segdoud, Ain Ameer et oued Aj-Jmal (Fig. n°. 53), le dépôt est caractérisé par des éléments anguleux bien cimentés pris dans une matrice sableuse à structure chaotique riche en gypse. L'épaisseur des dépôts est assez importante à l'amont (8 à 15 m environ). Au contraire, elle diminue rapidement vers l'aval où dominant des sédiments fins qui renferment quelques lentilles d'éléments grossiers. Ce niveau porte une croûte gypseuse au sommet de couleur blanchâtre. A la base, ces dépôts reposent en contact ravinant sur les sables et les argiles du Néogène.

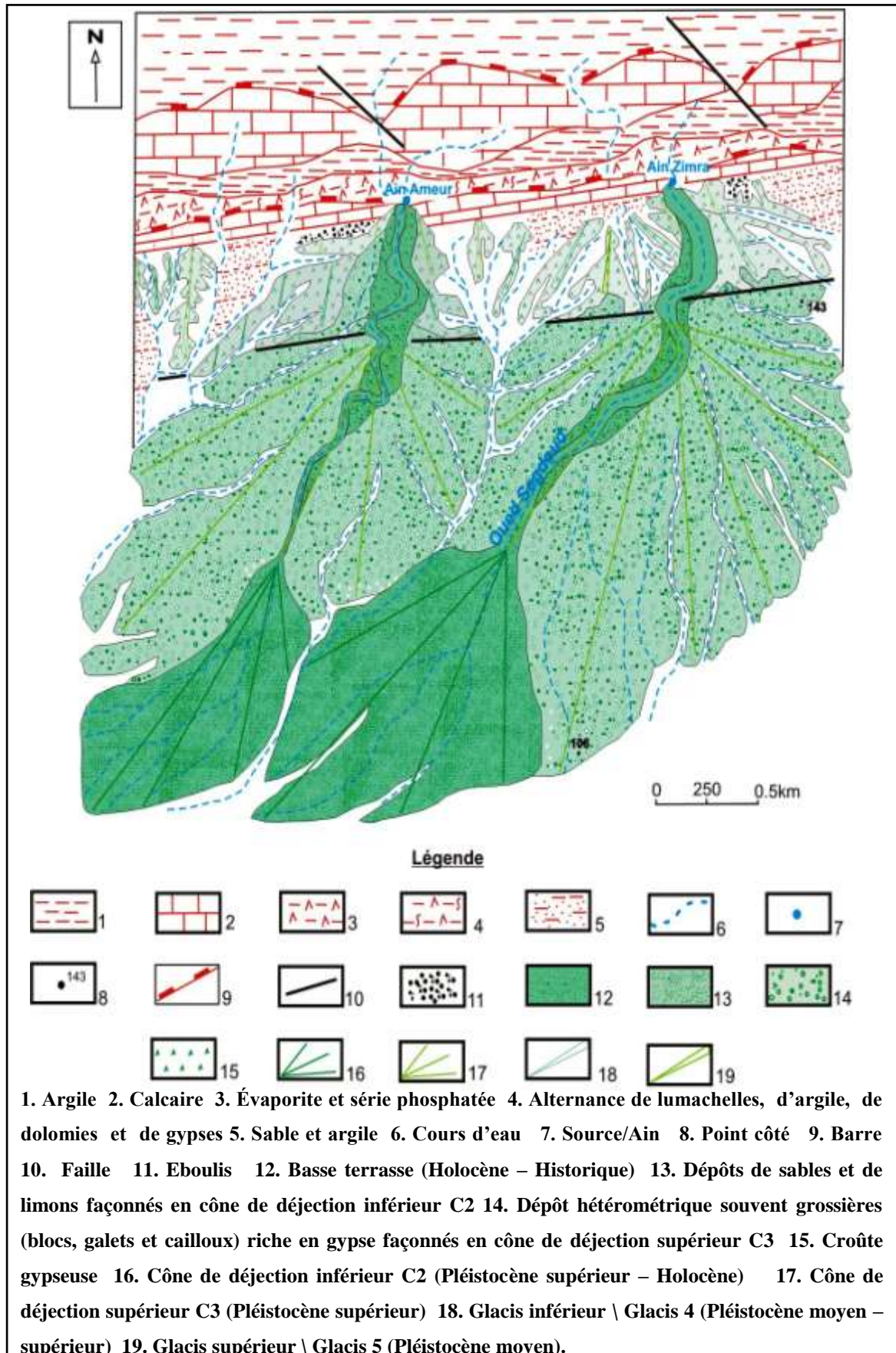


Fig. n°. 53 : Carton géomorphologique dans le secteur d'Ain Zimra (oued Segdoud) et Ain Ameer

Au niveau de l'oued Thèlja, le témoin le plus visible du cône de déjection supérieur C3 s'étend dans le sens longitudinal sur 0.4 km à 1.07 km. Les dépôts observés a la sortie de l'oued Thèlja, sont grossiers et prennent un aspect anguleux à sub-anguleux. Ils résulteraient des remaniements des dépôts de pente éboulés des versants de Zeref et Alima. Au contraire vers l'aval, on observe des galets calcaires émoussés à sub-émoussés ainsi que des accumulations fines jaunâtres de texture sablo argileuse souvent riche en gypse (Photo n°. 26).



Photo n°. 26: Matrice à texture sablo-argileuse (A) renfermant des galets émoussés à sub-émoussés (B) au niveau d'oued Thèlja

Les dépôts dans lesquels est incisé le diffluent de la rive gauche de Thèlja (*Lat. N379649.23 Long. E440225.73*) nous ont permis de retracer les conditions et les processus qui ont prévalu lors de la mise en place du cône C3 (photo n°. 27). L'accumulation a 9 m d'épaisseur environ. Elle est constituée de 6 membres superposés, les plus importants sont au sommet (E et F). Elle montre de la base au sommet la succession suivante :

- A. Un dépôt grossier constitué de gros blocs, de graviers et de galets disposés en vrac renfermant des lentilles sableuses, avec des gravillons bien dispersés dans l'ensemble du dépôt. Il a une couleur jaune claire et son épaisseur est comprise entre 2.6 et 3 m.
- B. Une matrice sableuse d'environ 0.5 m d'épaisseur, de couleur brun clair. Des lentilles argileuses s'intercalent dans cette matrice.
- C. Sables limoneux de couleur jaune claire, épais d'environ 0.8 à 1 m, avec dominance nette des grains moyens à grossiers.
- D. Un dépôt de sables argileux d'environ 0.5 à 0.7 m d'épaisseur, de couleur jaune pâle. Cette séquence montre une texture moyenne à fine.
- E. Un dépôt sableux grossier bien cimenté d'environ 2.10 m, de couleur jaune claire, riche en graviers et galets émoussés à sub-émoussés.
- F. Une accumulation fine d'épaisseur variable (entre 0.5 et 2.5 m) riche en gypse. Elle possède une texture sablo-limoneuse de couleur jaunâtre claire.

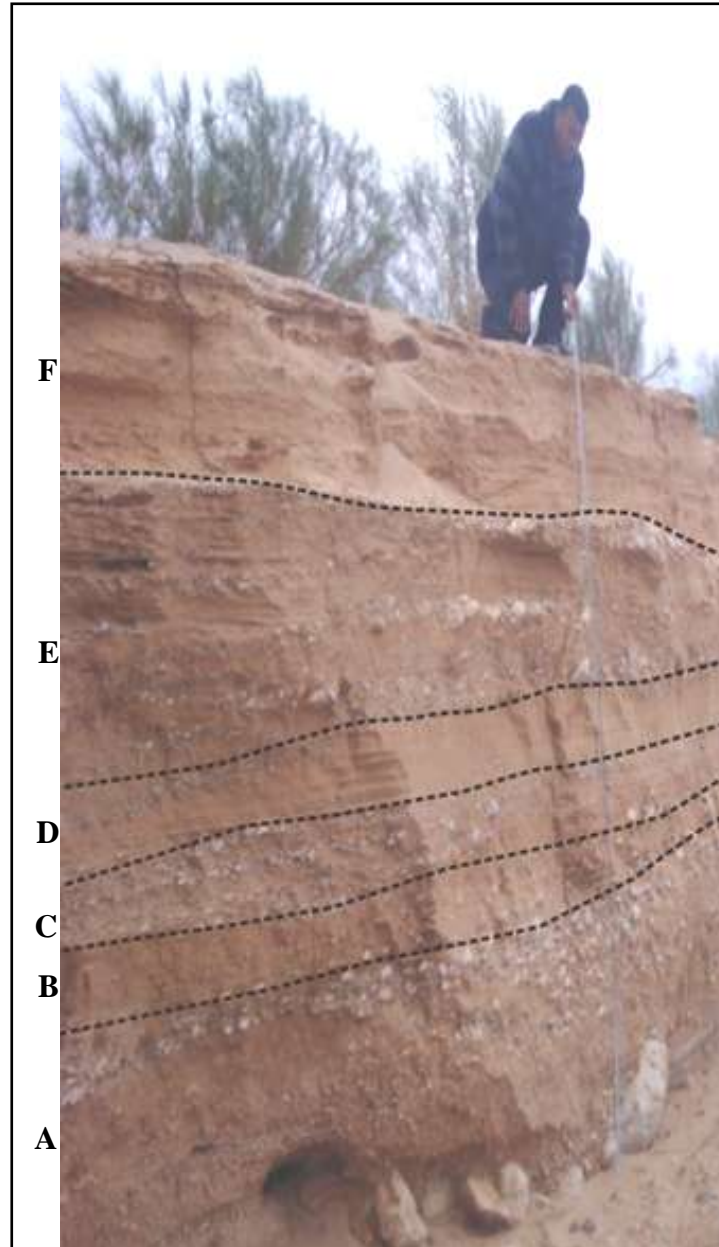


Photo n°. 27 : Coupe de détail caractéristique des dépôts du cône de déjection supérieur (C3)

Au niveau d'oued Thèlja

La seconde coupe levée au niveau du cône C3 d'oued Thèlja (*Lat. N3798175.55 Long. E440434.68*) est le résultat de l'action d'incision d'un ravin alimentant la rive gauche. (Fig. n°. 54). Elle montre de la base au sommet la succession suivante :

1. Argiles et sables du Néogène à disposition verticale à sub-verticale.
2. Des lentilles sableuses épaisses de 30 cm.
3. Des graviers intercalés entre des sables consolidés épais de 35 cm.
4. Une croûte gypseuse épaisse de 20 à 25 cm.

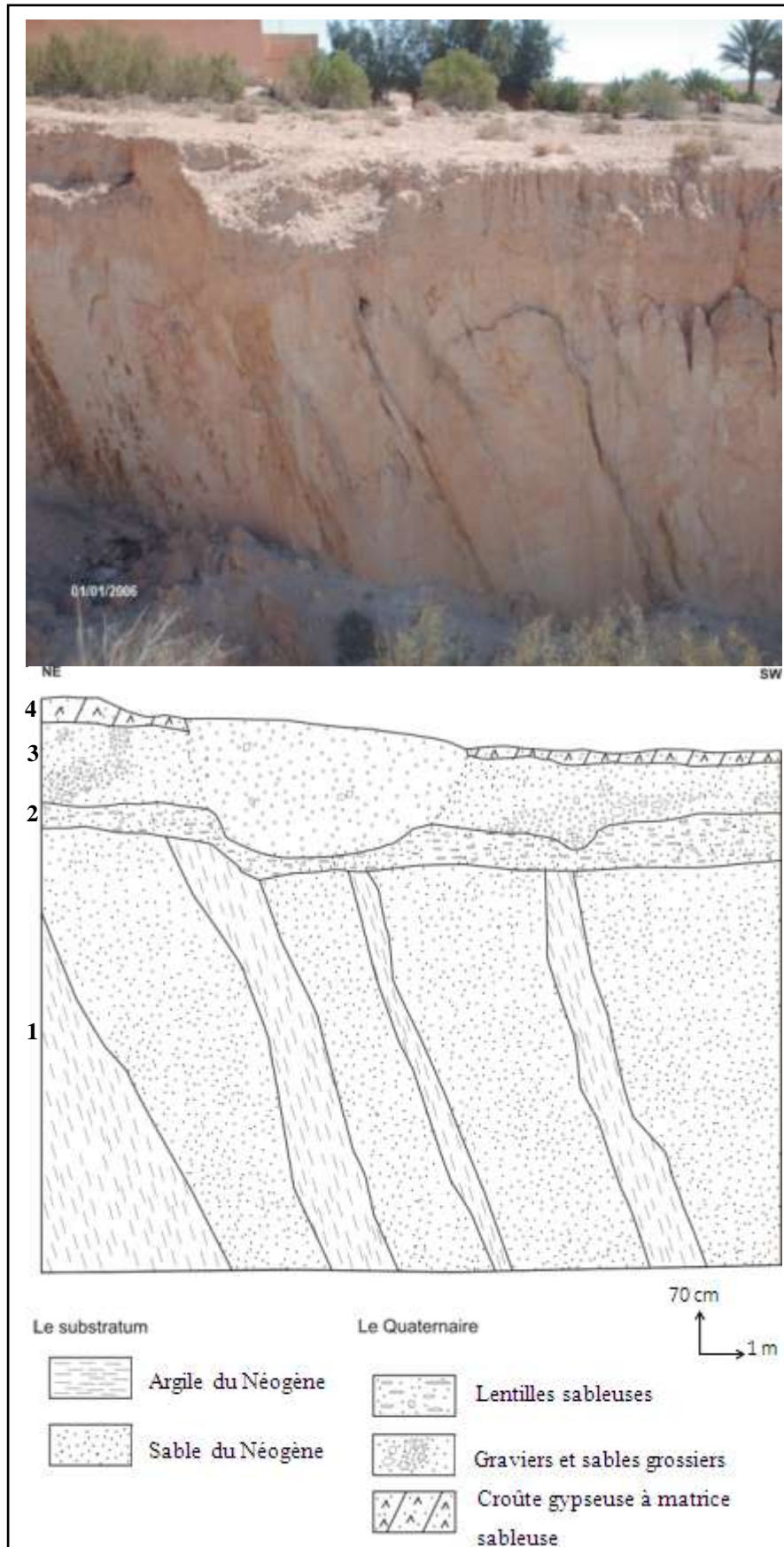


Fig. n°. 54: Coupe de détail caractéristique des dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau d'un ravin qui domine la rive gauche de l'oued Thèlja

Au niveau de l'oued Sedgoud, le cône de déjection supérieur (C3) s'étend dans le sens longitudinal sur 1.8 km environ. À 500 m à vol d'oiseau de la gorge, une coupe levée (Lat. N3797932.45 Long. E420822.27) au niveau de la berge droite montre un dépôt visible sur 8 à 10 m d'épaisseur. Ce dépôt se distingue par la prédominance des matériaux grossiers, chaotiques et hétérométriques à l'amont. Au contraire, il devient lité en direction de l'aval. Ensuite, avec la diminution de l'altitude, on constate que l'accumulation devient à dominance de texture fine, surmontée d'une croûte gypseuse au sommet. Ces dépôts reposent en contact ravinant sur les sables et argiles du Néogène (photo. 28). Du bas vers le haut, nous pouvons distinguer la succession suivante:

1. Substratum formé par des sables et argiles du Néogène.
2. Dépôt détritique hétérométrique très riche en éléments grossiers notamment en galets et en graviers avec des lentilles sablo-gypseux bien cimentés. Son épaisseur varie entre 2.5 et 3 m environ.
3. Au sommet une croûte gypseuse à matrice sableuse d'une épaisseur de 10 cm.

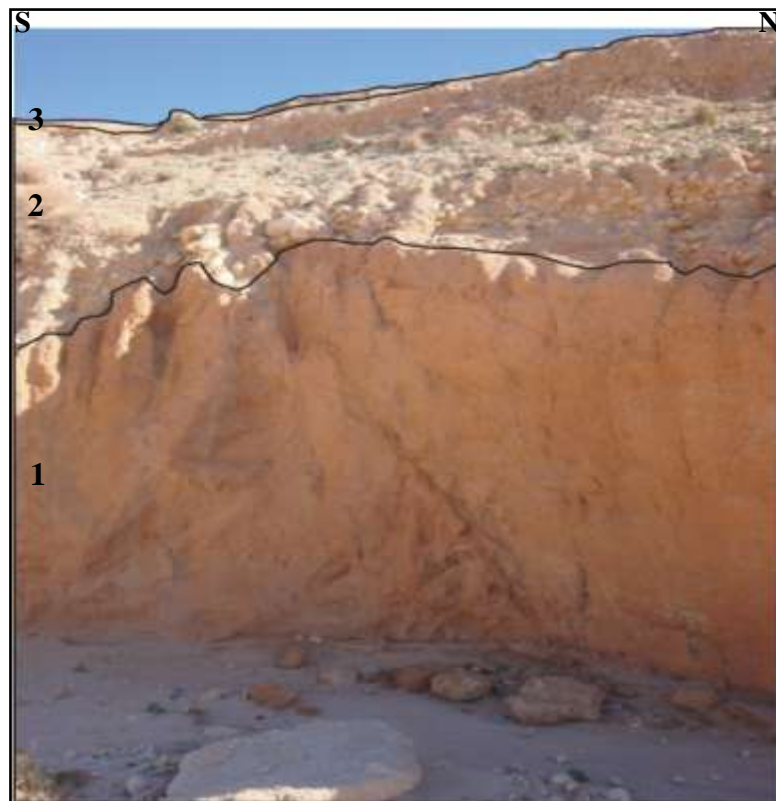


Photo n°. 28 : Dépôt du cône de déjection supérieur (C3) à l'amont de l'oued Sedgoud

Une deuxième coupe a été levée sur la berge gauche de cet oued (Segdoud) dans la partie moyen (*Lat. N3799733.77 Long. E420700.82*), à 700 m à vol d'oiseau de la première (Fig. n°. 55). Cette coupe montre une accumulation hétérométrique, d'épaisseur visible d'environ 4 à 4,5 m. Elle domine le lit de l'oued et révèle du bas vers le haut:

1. Un membre inférieur constitué de blocs, de galets, de graviers et par des sables grossiers. Son épaisseur varie entre 70 à 90 cm.
2. Des lentilles sableuses à texture fine d'environ 50 à 70 cm d'épaisseur.
3. Des cailloux et des galets émoussés à sub-émoussés qui s'organisent en couche d'environ 80 cm à 1 m d'épaisseur.
4. Des lentilles sablo-gypseuses renfermant des graviers dispersés et bien cimentés d'environ 40 à 60 cm d'épaisseur.
5. Une croûte gypseuse sommitale de couleur blanchâtre (10 à 15 cm environ d'épaisseur). Ces séquences présentent des discontinuités matérialisées par des sables grossiers de couleur brun clair et une séquence à texture grossière constituée de galets et de graviers.

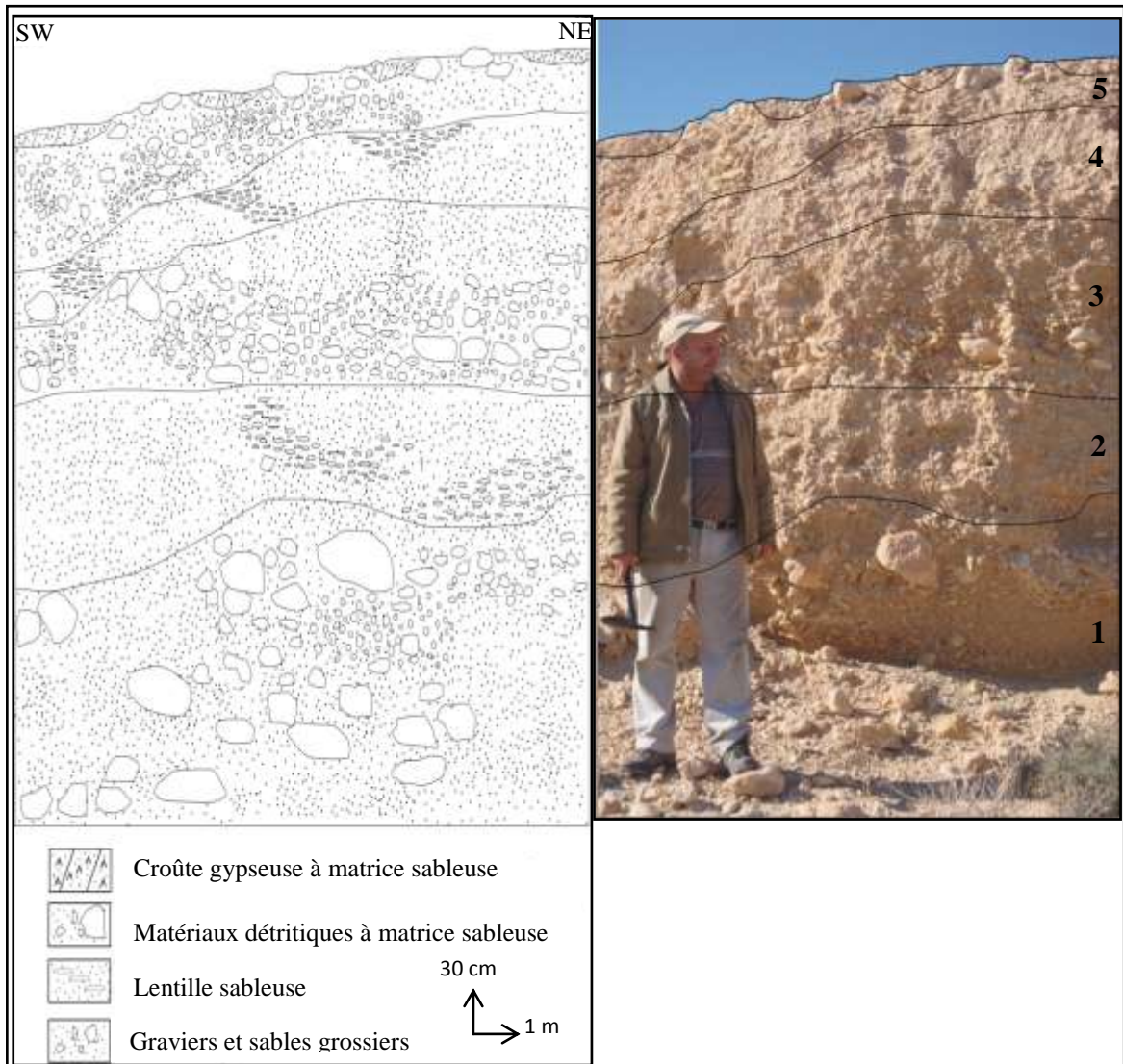


Fig. n°. 55: Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau de la partie moyenne de l'oued Segdoud

Par ailleurs, le développement du cône de déjection C3 au niveau de Foum el Khangua est souvent très réduit en surface. On a identifié des petits lambeaux dégagés de part et d'autre de l'axe de l'écoulement. Il s'étend dans le sens longitudinal sur 0.70 km à 1.45 km environ.

À la sortie d'oued Foum El Khanga, la granulométrie observée montre souvent des dépôts grossiers. Les berges immédiates sont taillées directement dans une accumulation où la proportion des éléments grossiers domine. Vers l'aval, on observe des accumulations sableuses relativement épaisses marquées par la présence de graviers et de galets émoussés à sub-émoussés.

L'examen d'une coupe levée (*Lat. N3798175.55 Long. E440434.68*) à l'amont de l'oued Frid montre un dépôt visible sur environ 15.6 m (Photo n°. 29). De la base au sommet, nous observons les lits suivants :

- A. Substratum constitué de sables et argiles du Néogène dressés verticalement.
- B. Des lentilles sableuses d'une épaisseur d'environ 3 à 3.30 m, assez grossières renfermant des graviers dispersés. Elles s'associent avec des lentilles argileuses de couleur brun rougeâtre.
- C. Des gros blocs, des graviers et des galets pris avec des éléments fins fortement consolidés. Épaisseur environ 4.30 m.
- D. Dépôt disposé en lits à matrice sablo-gypseuse montrant une texture à dominance nette d'éléments moyens à fins consolidés. L'épaisseur est variable; elle atteint environ 4 m.
- E. Encroûtement gypseux d'environ 1 m d'épaisseur.
- F. Une croûte gypseuse sommitale d'une épaisseur d'environ 30 cm.



Photo n°. 29: Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau de la partie amont de l'oued Frid

Une deuxième coupe levée (*Lat. N3788054.61 Long. E441464.83*) au niveau du cours moyen de l'oued Frid montre un dépôt visible sur environ 12 m (photo n°. 30). De la base au sommet, elle montre la succession suivante :

- A. Dépôt Limono-argileux à texture fine de couleur jaune claire et d'une épaisseur d'environ 2.8 m.
- B. Dépôt hétérométrique épais d'environ 1.9 m. Il est constitué par des blocs pluri-décimétriques, de cailloux et de galets. Ces éléments grossiers émoussés sont enrobés dans une matrice sableuse de couleur rouge claire.
- C. Une accumulation assez importante d'environ 2.4 m d'épaisseur, de texture limoneuse à sablo-limoneuse, de couleur brun claire. Elle renferme des lentilles

argileuses de couleur brun rougeâtre et remanie à sa base quelques galets et graviers bien dispersés.

D. Un dépôt hétérométrique d'environ 3.3 m d'épaisseur constitué par des cailloux, des galets et des graviers qui sont le plus dispersés. Ces éléments grossiers sont emballés dans une matrice sableuse rougeâtre claire très riche en gypse.

E. Sables moyens fortement consolidés d'environ 1.6 m d'épaisseur, de couleur rougeâtre avec quelques éléments grossiers bien dispersés dans le dépôt.



Photo n°. 30: Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau du cours moyen de l'oued Frid

Une troisième coupe (*Lat. N3797595.35 Long. E438877.88*) au niveau du cours aval de l'oued Frid (photo n°. 31) montre un dépôt visible sur environ 4 à 4.7 m d'épaisseur, constitué de deux membres nettement distincts :

- A. Une importante accumulation torrentielle épaisse de 3.6 à 4 m caractérisée par des éléments hétérométriques avec prédominance de galets et blocs pluridécimétriques disposés en vrac. Ces galets et blocs sont emballés dans une matrice sableuse de couleur brun clair. La proportion des éléments grossiers diminue en direction du sommet pour laisser la dominance aux sables moyens et grossiers.
- B. Vers le sommet, un dépôt sableux à limono-sableux riche en gypse et bien cimenté d'une épaisseur d'environ 40 à 70 cm.

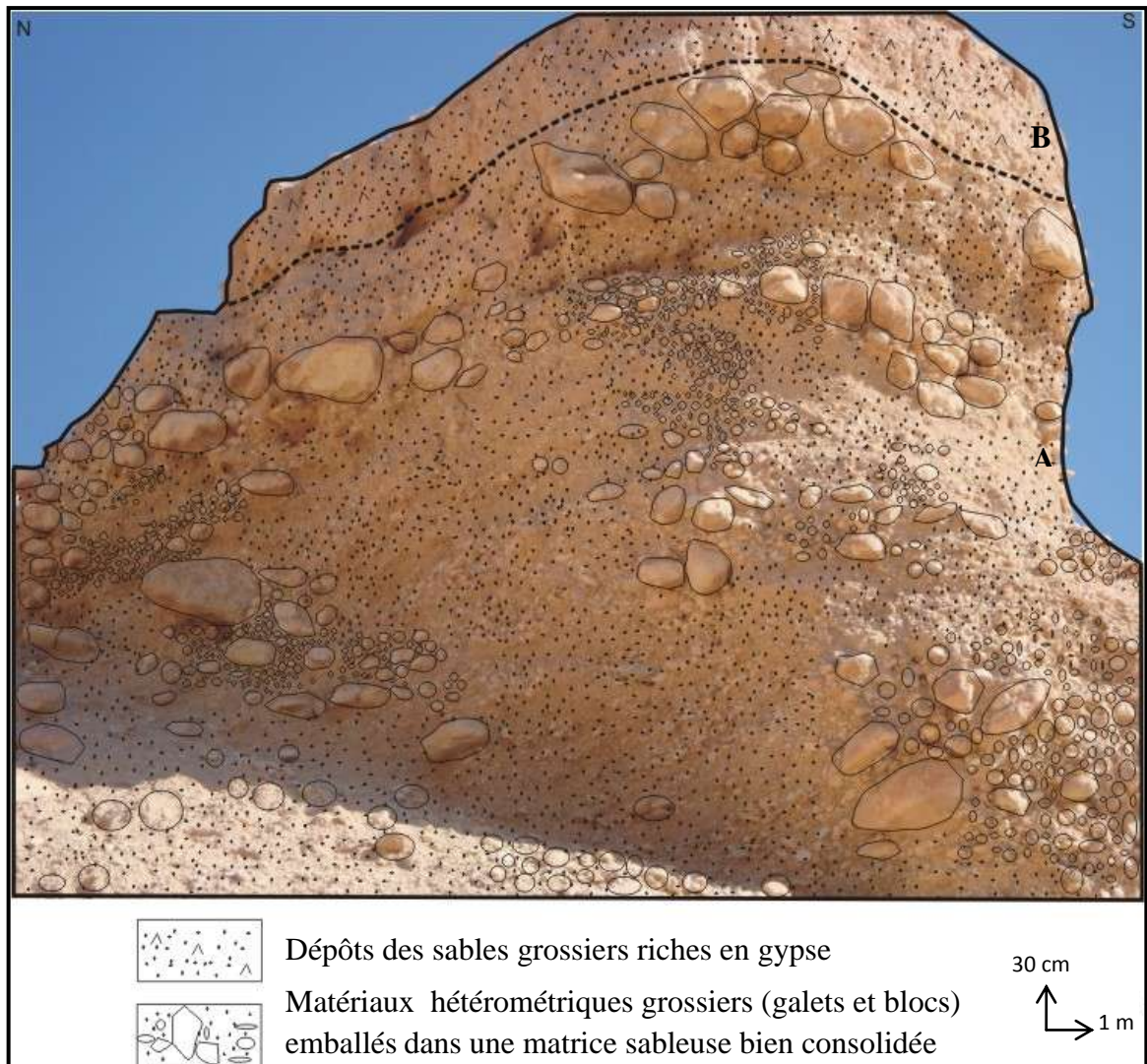


Photo n°. 31 : Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau du cours aval de l'oued Frid

Une quatrième coupe levée (*Lat. N38013975.37 Long. E 398116.89*) sur la berge gauche de l'oued Rebta dans sa partie amont montre une accumulation épaisse de 2 à 2.30 m (photo n°. 32). De la base au sommet, on observe :

- A-1. Un membre inférieur constitué par des galets et des graviers. Ces matériaux sont enrobés dans une matrice sableuse fine. Épaisseur environ 1.5 m.
- A-2. Dépôt intermédiaire à dominance de matériaux grossiers. Il est disposé en lentilles de galets et de graviers émoussés et inter-stratifiées avec des passées à matrice sablo-limoneuse fine à grossière d'environ 40 à 50 cm d'épaisseur.
- B. Une accumulation sommitale constituée par des sables éoliens, d'environ 20 à 30 cm d'épaisseur, ravinant la formation sous-jacente.



Photo n°. 32: Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau du cours amont de l'oued Rebta

2.2. Le cône de déjection inférieur (C2)

Les cônes de déjection inférieurs occupent une position altitudinale moins élevée et s'emboîtent dans les cônes qui les précèdent (cône de déjection supérieur C3). Ils se prolongent plus en direction de l'aval des cours d'eau. Ils présentent un profil convexe. Leurs altitudes sont inférieures à 100 m.

Le développement de ces cônes de déjection inférieurs est nettement visible au niveau des oueds Hamda (2.01 km²), Segdoud (1.85 km²), El Hanèche (0.48 km²), az Zwatin (2.02 km²), Bou Sayeb (3.05 km²) et oued Kritali (8.30 km²). On y observe des formes d'accumulation en éventail à surfaces subhorizontales avant d'atteindre le cours axial de l'oued el Miit. Ces cônes de déjection dominent généralement le lit d'écoulement actuel des oueds d'environ 4 à 6 m. Dans le cas de l'oued Hamda (Fig. n°. 56) et l'oued Aj-Jmal (Fig. n°. 57 et 58) l'emboîtement des cônes est plus net. La valeur de l'emboîtement atteint ici 6 à 8 m environ.

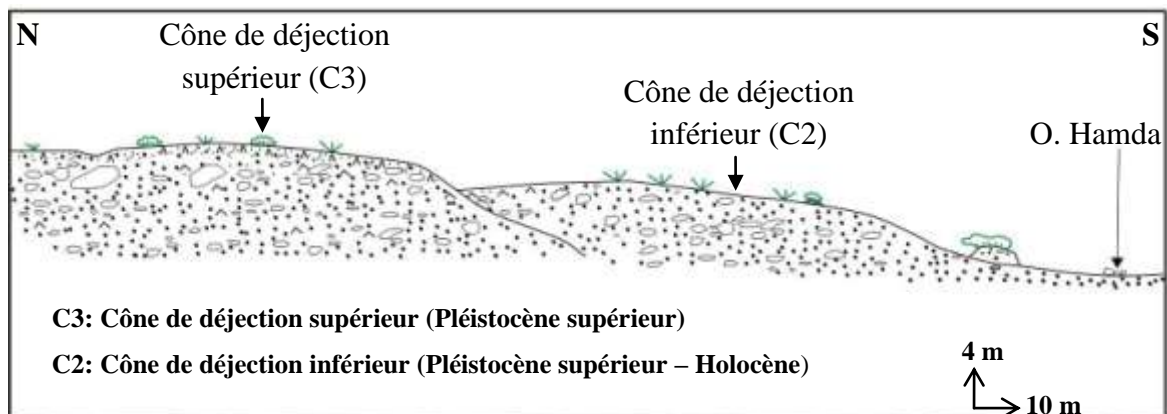


Fig. n°. 56 : Emboîtement du cône de déjection inférieur dans le cône supérieur à l'oued Hamda

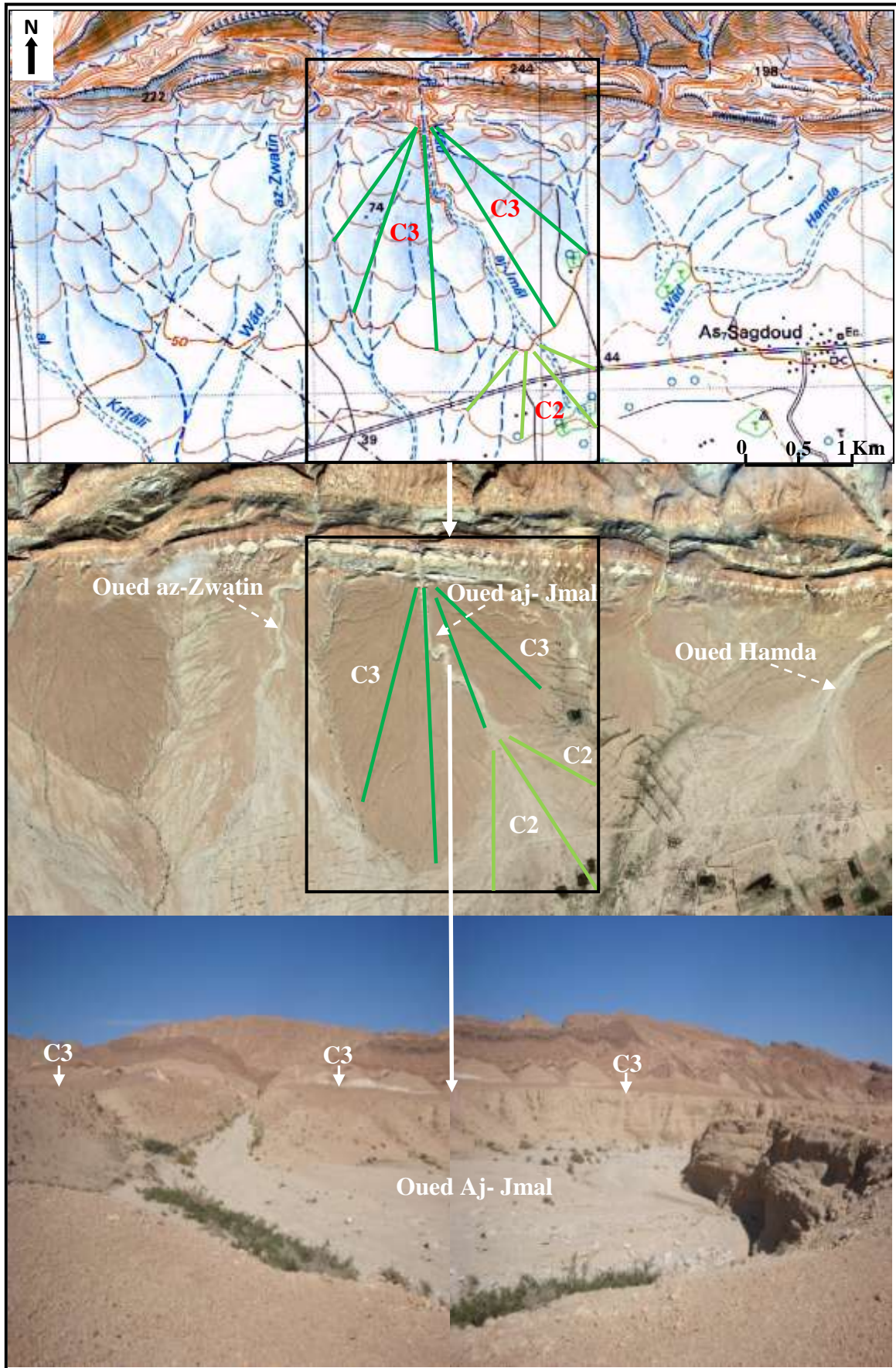


Fig. n°. 57: Vue panoramique montrant les cônes de déjection au niveau d'oued Aj-Jmal oued Zwatine et oued Hmada

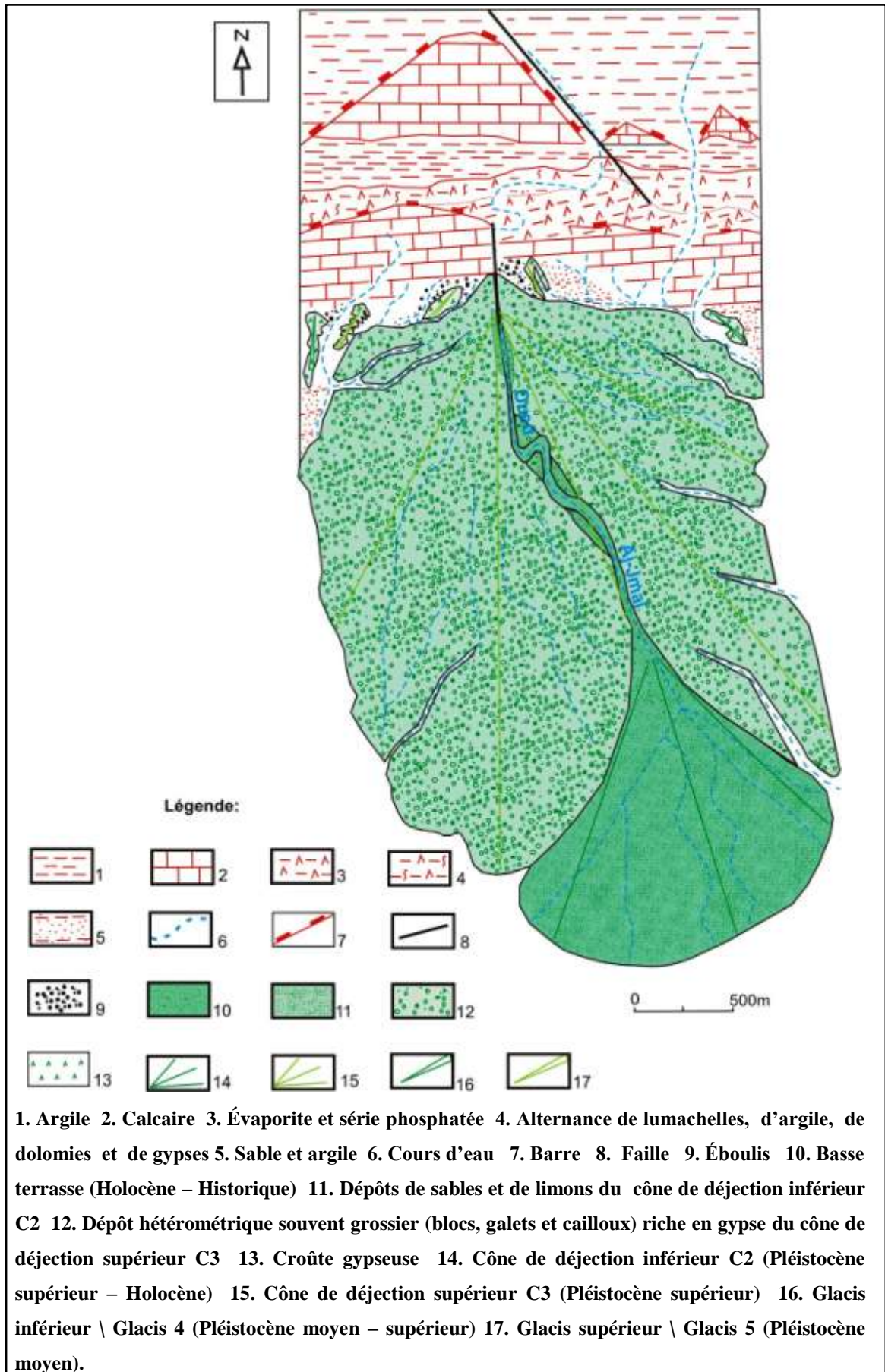


Fig. n°. 58: Carton morphologique du secteur de l'oued Aj-Jmal (piémont sud de Alima-Chouabine)

Ce cône inférieur est constitué par des dépôts grossiers vers l'amont, avec une épaisseur qui peut atteindre environ 6 m par endroits. Par contre, le dépôt est plus fin vers l'aval. Ce niveau ne porte aucun encroûtement. Trois coupes ont été levées dans les dépôts des cônes de déjection inférieurs C2 en vue de déterminer les caractéristiques sédimentologiques et granulométriques.

La première coupe a été levée (*Lat. N3797100.96 Long. E417818.68*) au niveau de la rive gauche de l'oued Hamda, à environ 1.8 km en aval de la gorge de cet oued (photo n°. 33). Elle présente les dépôts du cône de déjection inférieur C2 qui domine d'environ 4 m le talweg actuel de l'oued. Elle permet d'observer un matériel hétérométrique constituée de 4 séquences bien distinctes qui s'y organisent de la base vers le sommet comme suit :

- A. Une accumulation grossière épaisse d'environ 1 à 1.20 m caractérisée par une dominance nette d'éléments caillouteux; cependant quelques blocs de galets et de graviers s'y individualisent. La matrice est essentiellement sableuse à sablo-limoneuse de couleur brun claire.
- B. Un dépôt limoneux à limono-sableux disposé en lentille d'épaisseur variable (40 cm à 60 cm) et de couleur rougeâtre à brun claire. Il présente une granularité hétérométrique dans laquelle prédominent les fractions fines à moyennes.
- C. Une accumulation épaisse de 60 cm caractérisée par la prédominance des blocs pluri-décimétriques. Ils sont souvent bien émoussés et se trouvent emballés dans une matrice sablo-limoneuse de couleur rouge claire.
- D. Une accumulation sommitale sableuse à sablo-limoneuse de couleur rouge claire et d'une épaisseur d'environ 10 à 20 cm.



Photo n°. 33: Coupe montrant le dépôt du cône de déjection C2 de l'oued Hamda

Les dépôts de ce cône de déjection C2 (d'oued Hamda) montrent en surface plusieurs pièces d'industrie lithique¹⁰. Une série de silex taillés a été recueillie (coordonnée UTM X 417096 Y 3796465); elle comporte: 8 nucléus, 26 éclats et 30 lames.

Parmi les éclats (photo n°. 34), 15 sont typologiquement identifiables, ils se répartissent entre : éclats à dos (5), burins (2), éclats plein débitage (2), éclats à retouche continue (1), éclats d'entretien de plan de frappe, éclats à encoches et denticulées (2), racloir (1), troncature (1), perceur (1). Sur 30 lames, 24 sont typologiquement reconnaissables. Ainsi on a pu identifier des lames à dos : (7), des burins : (7), des lames à retouche continue :(5), et des perceurs sur lames : (5).

¹⁰ L'interprétation et la détermination de l'ensemble des éléments d'industrie lithique sont réalisées aimablement par M. Soufien Ben Moussa, enseignant-chercheur en Préhistoire à la Faculté des Lettres et des Sciences Humaines de Sousse.

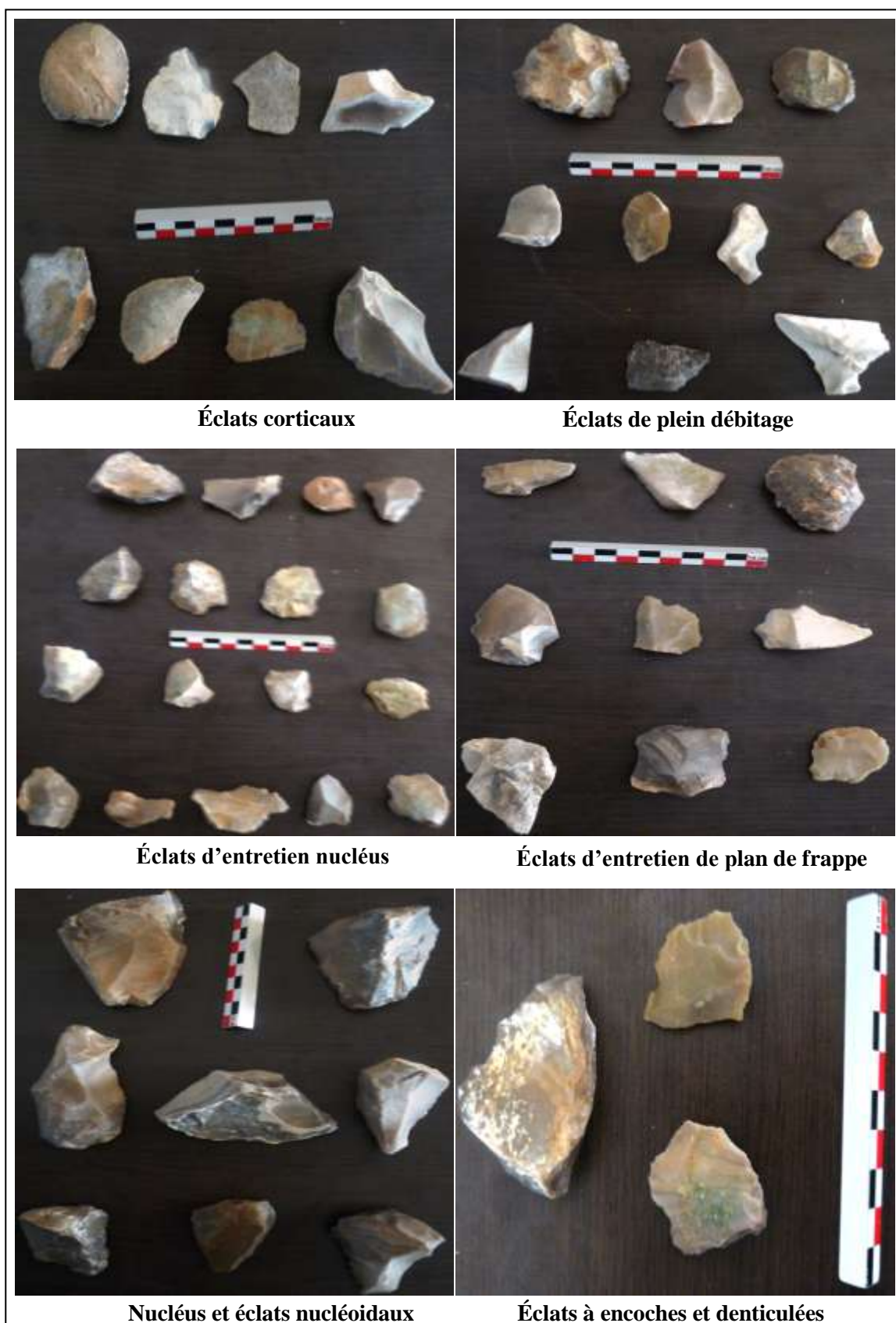


Photo n°. 34 : Fragments de silex récoltés en surface, sur le cône de déjection C2 de l'oued Hamda

Une deuxième coupe à été levée (*Lat. N3797082.41 Long. E420372.63*) dans le dépôt du cône de déjection C2 (Fig. n°. 59) de l'oued Segdoud. De la base vers le sommet nous observons les lits suivants :

A. Dépôt à dominance de matériaux grossiers qui sont de blocs, de cailloux et notamment de galets et de graviers. Ces matériaux sont enrobés dans une matrice sableuse fine à grossière. Ce dépôt a environ 70 à 80 cm d'épaisseur.

B. Dépôt compact, épais d'environ 90 cm à matrice sablo-limoneuse, de couleur rougeâtre, contenant de graviers dispersés.

C. Des lentilles sableuses (30 cm) bien cimentées renfermant des éléments assez grossiers formés par de galets et de graviers.

D. Dépôt sommital hétérométrique légèrement durcie formé par de cailloux, de galets et graviers émoussés à sub-émoussés. Ces matériaux grossiers sont pris dans une matrice sableuse riche en gypse. Ce dépôt est épais presque de 50 à 60 cm.

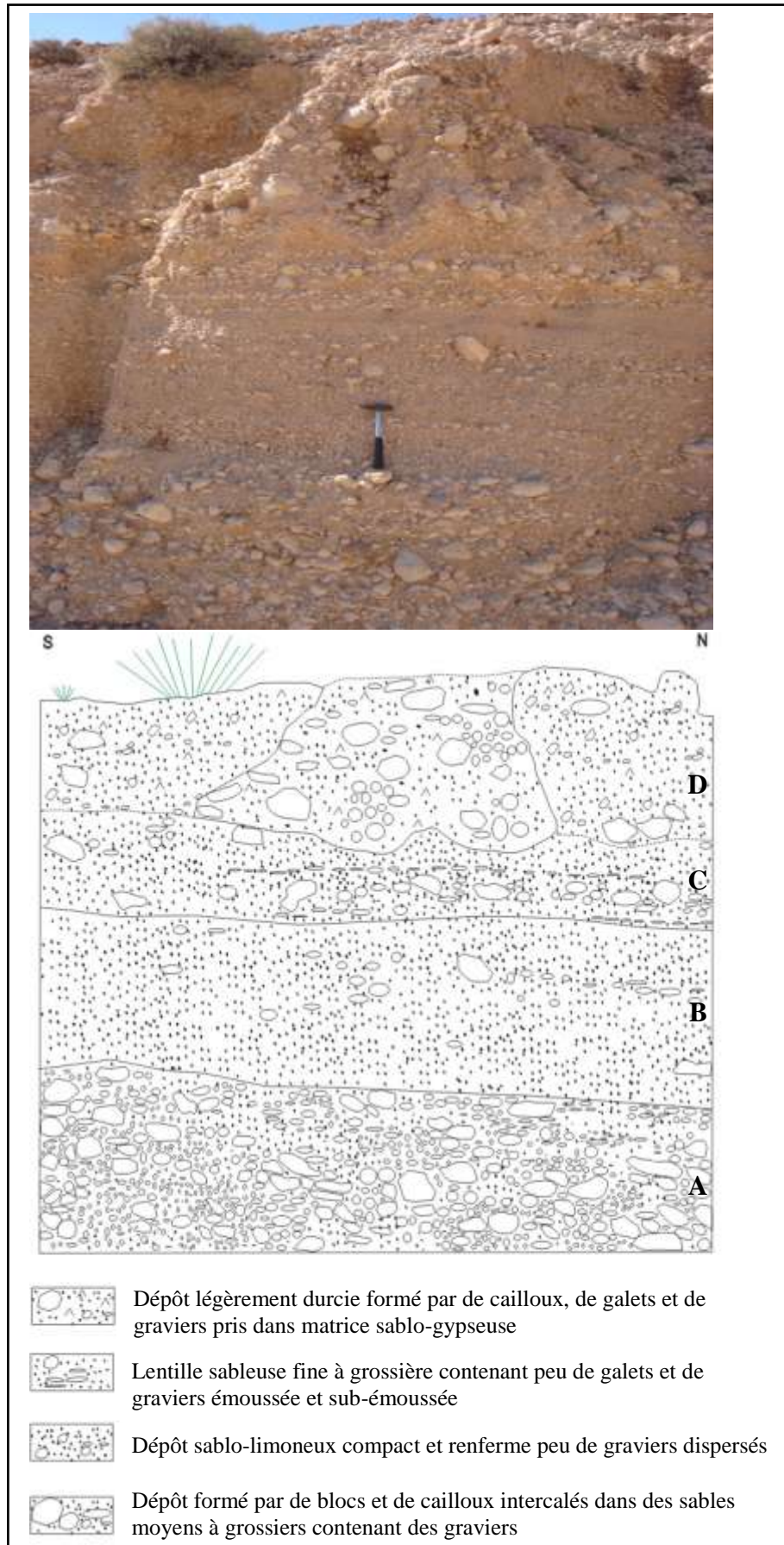


Fig. n°. 59 : Coupe montrant le dépôt du cône de déjection C2 de l'oued Segdoud

Une troisième coupe levée (*Lat. N3796512.79 Long. E415221.68*) sur la rive droite de l'oued Aj-Jmal dans sa partie aval, à 2.2 km environ de la gorge façonnée par cet oued révèle la prédominance d'une texture sableuse à sablo-limoneuse fine à moyenne, de couleur rouge brun à la base et rouge clair à jaune vers le sommet (photo n°. 35). La coupe levée montre un dépôt visible sur 1.5 à 1.8 m d'épaisseur. De la base vers le sommet nous avons relevé les séquences suivantes:

- A. Dépôt hétérométrique constitué par de gros blocs, de galets et de graviers émoussés à sub-émoussés. Ces matériaux grossiers sont emballés dans une matrice sableuse consolidé et grossière. Son épaisseur est d'environ 90 cm.
- B. Accumulation à matrice sablo-limoneuse fine à moyenne de couleur rouge clair épaisse de 80 cm, contenant de graviers dispersés.
- C. Un dépôt sableux compact à dominance de sables grossiers épais d'environ 30 cm. Il comporte de cailloux, de galets et de graviers.



Photo n°. 35: Coupe montrant le dépôt du cône de déjection C2 de l'oued Aj-Jmal

Conclusion du deuxième chapitre

Sur les piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui et à l'aval de la faille directionnelle, se développent plusieurs cônes de déjection qui sont souvent coalescents et en position d'emboîtement; les cônes les plus récents C2 s'emboîtent dans les cônes les plus anciens C3. Ils sont construits au débouché des oueds Thèlja, Serrata, Segdoud, Hamda, Zimra, Aj-Jmal, Az-Zwatine, El Hanèche, et Foum el Khangua....

Ces cônes de déjection, présentent d'une façon générale des profils convexes. Les pentes moyennes sont de l'ordre de 1.6% à 6% environ. Leurs dépôts montrent un aspect hétérométrique et chaotique et sont caractérisés par la prédominance des éléments grossiers à l'amont constitués de gros blocs anguleux, de galets émoussés à sub-émoussés et de graviers dispersés. Vers l'aval, l'épaisseur des dépôts diminue où dominant de textures fines, caractérisé par des accumulations sableuse, sablo-limoneuse et sablo-argileuses riche en gypses et renfermant souvent quelques éléments grossiers. Une croûte gypseuse sommitale de couleur blanchâtre couvre les dépôts du cône de déjection supérieur C3. Au contraire le cône de déjection inférieur C2 ne porte aucun encroûtement.

CHAPITRE 3: UN CÔNE-TERRASSE ET UNE BASSE TERRASSE

3.1. Le cône-terrasse

Le cône-terrasse est une forme d'accumulation, qui présente une situation intermédiaire entre les caractéristiques topographiques, sédimentologiques et hydrographiques des cônes de déjection et des terrasses (Ben Ouezdou, 1994 et Gasmi, 2012). Le cône-terrasse a été identifié à partir de l'interprétation des supports cartographiques, photographiques (photographie aérienne), satellitaires et l'observation du terrain.

Le cône-terrasse est bien conservé en contrebas des trois niveaux de glacis d'érosion dans la partie orientale de la zone d'étude au niveau de jbel Zeref (Photo n°. 36). Cette unité, se présente sous la forme d'un plan incliné dominant directement le talweg actuel des oueds. La valeur de sa pente s'affaiblit au fur et à mesure qu'on se rapproche du chenal d'écoulement actuel d'oued Mabrouk, oued Sidi Slimen et oued l'Arta (5 à 1% environ). Cependant, à l'amont des oueds, le cône-terrasse est très limité en surface. Mais en direction de l'aval, vers le cours actuel d'oued Thèlja, sur la rive gauche, il devient bien développé et bien étendu jusqu' au contrebas du versant nord du plateau d'EL Hanek.

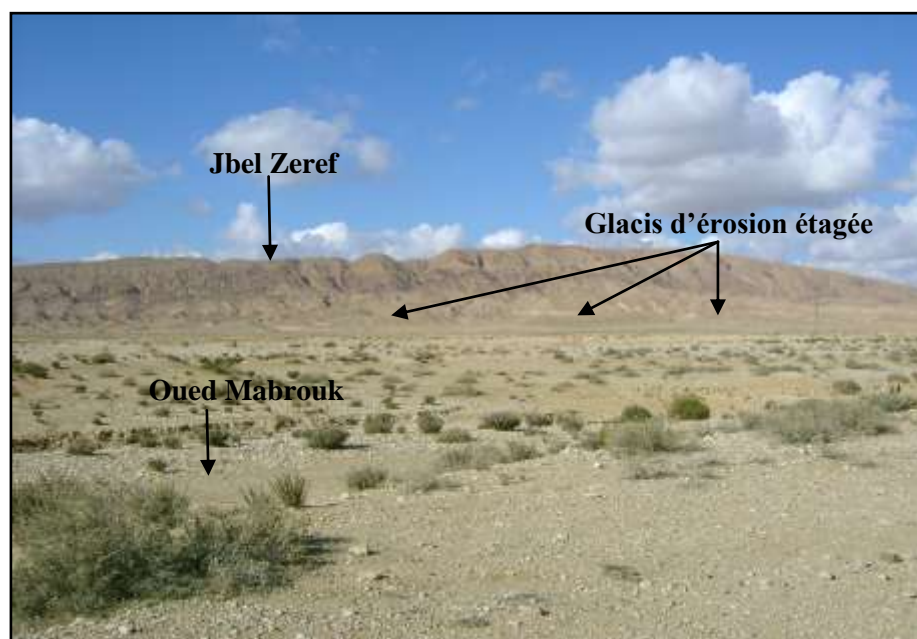


Photo n°. 36 : Cône-terrasse dominant oued Mabrouk dans sa partie aval

En surface cette forme se distingue par l'importance de l'accumulation alluviale qui est matérialisée par des éléments grossiers et hétérométriques. Il s'agit souvent de graviers

et de galets relativement émoussés. Ceci traduit la capacité de transport et la compétence de l'oued responsable de la mise en place du dépôt.

Le cône-terrasse est constitué par un dépôt hétérométrique dominé par des éléments grossiers. Il s'agit des galets, des graviers, des cailloux, des sables grossiers riches en gypse. L'épaisseur totale visible de cette accumulation varie entre 0.5 m et 4 m. Il repose sur le substratum d'argiles et de sables du Néogène

L'examen d'une coupe (*Lat. N3800238.94 Long. E442712.39*) au niveau de la berge droite vers l'amont de l'oued Mabrouk (Fig. n°. 60), montre la succession suivante :

1. Un substratum constitué de sables et d'argiles du Néogène.
2. Dépôt hétérométrique à texture grossière riche en gypse avec la présence de lentilles sableuses de couleur beige clair. Son épaisseur est d'environ 1,20 m.

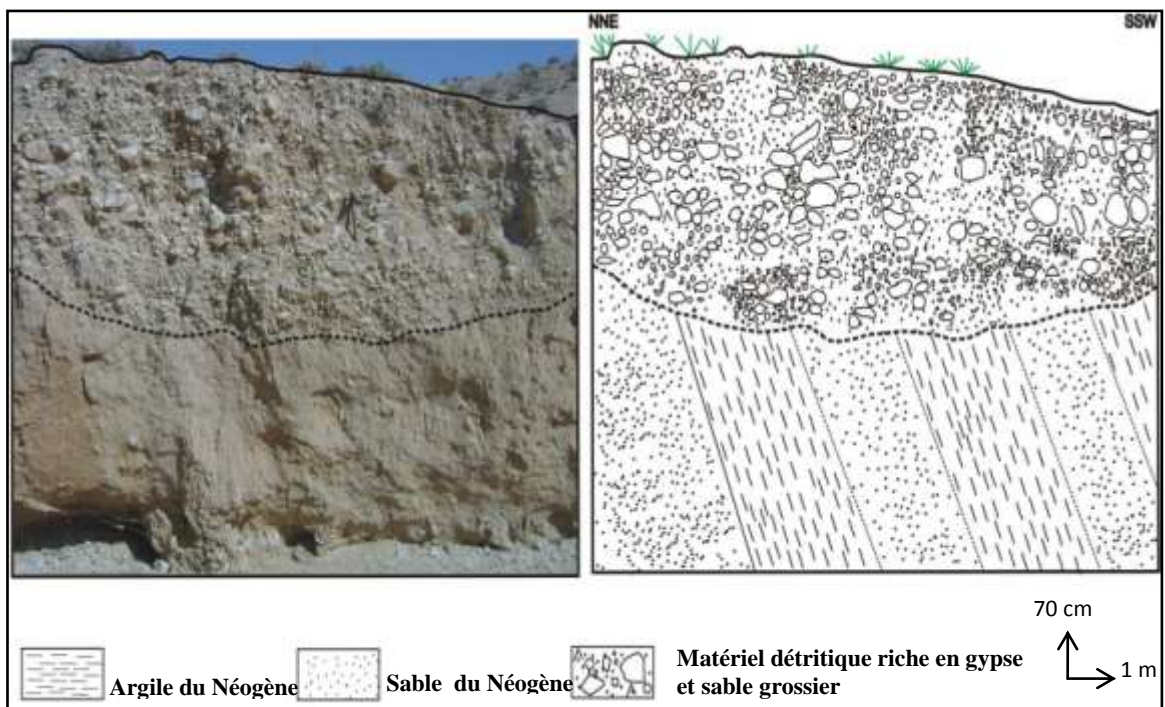


Fig. n°. 60: Coupe dans le dépôt du cône-terrasse à Oued Mabrouk

Une deuxième coupe à été levée (*Lat. N3801249.41 Long. E443833.74*) au niveau de la berge gauche vers l'amont de l'oued l'Arta (Fig. n°. 61). L'épaisseur visible de la formation est de l'ordre de 4 m environ. Du bas vers le haut nous pouvons distinguer la succession suivante :

1. Un substratum constitué de couches de sables et d'argiles du Néogène disposées verticalement.
2. Dépôt détritique relativement épais (environ 3.3 m à 3.9 m) constitué par des galets, des graviers et des cailloux renfermant un encroûtement gypseux à matrice sableuse. Ce matériel est cimenté et il est riche en gypse qui augmente vers le sommet pour donner par endroit un encroûtement et une mince croûte gypseuse (environ 10 cm).

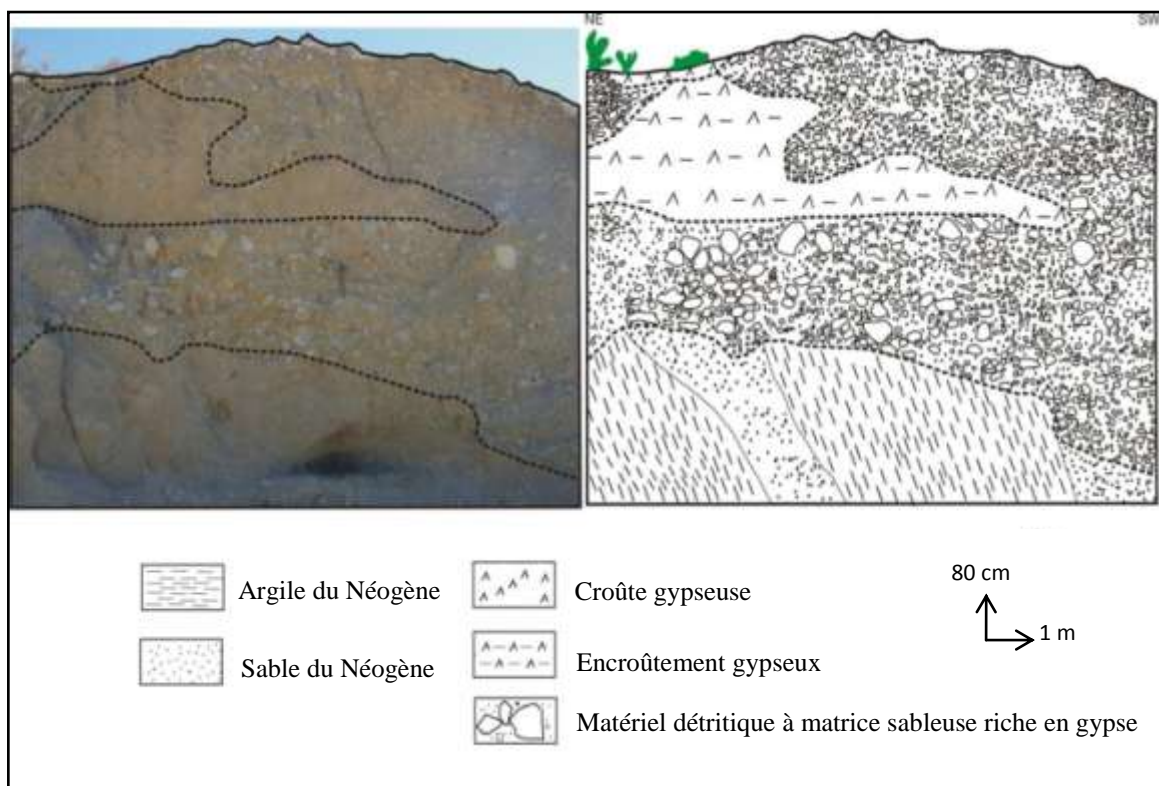


Fig. n°. 61 : Coupe dans le dépôt du cône-terrasse à Oued El Artâ

3.2. La basse terrasse

Cette forme d'accumulation est bien présentée sur les piémonts et dans la plaine de l'oued Thèlja-El Miit et Foum El Khangua. Elles sont liées principalement aux apports hydriques longitudinaux issus du système montagneux (Ben Ouezdou, 1994 et Gasmi, 2012) et qui se jettent dans la vaste plaine en question.

Dans le secteur étudié, les témoins de ce niveau quaternaire sont également bien visibles soit de part et d'autre des axes de l'écoulement qui proviennent du système montagneux soit dans l'axe principal de l'écoulement «oued Thèlja - El Miit et oued Foum El Khangua». Dans le paysage géomorphologique du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud, on a identifié une seule génération de terrasse qui s'emboîte dans l'ensemble des formes quaternaires précédemment décrits. Elle est conservée surtout dans les lobes convexes des méandres. Elle montre de dépôts bien diversifiés avec alternance des matériaux fins et grossiers. Il s'agit de blocs, de galets et de graviers dans la partie amont particulièrement à la sortie des gorges des oueds ; par contre vers l'aval le matériel devient de plus en plus fin et très faiblement consolidé. La basse terrasse se caractérise souvent, par des surfaces horizontales à subhorizontales jusqu'à atteindre le cours axial de l'oued El Miit. La hauteur visible est de 0.5 à 2 m environ et sa largeur, varie constamment le long du collecteur principal de l'amont jusqu'à l'aval. Son extension varie aussi d'un endroit à l'autre.

3.2.1. Cas de l'oued Mabrouk

Les témoins de la basse terrasse, sont essentiellement identifiés dans l'axe d'écoulement de l'oued Mabrouk, et aussi dans d'autres oueds qui proviennent de jbel Zeref. Dans le paysage géomorphologique du piémont sud de jbel Zeref, la basse terrasse s'emboîte en contrebas de la cône-terrasse et les trois niveaux de glacis d'érosion. Sur le plan longitudinal la basse terrasse est bien conservée surtout dans les parties convexes des méandres de part et d'autre de berges de l'oued Mabrouk, avec une extension relativement développée jusqu'à la plaine de Metlaoui. Ses dépôts sont constitués par des matériaux grossiers dans la partie amont. Il s'agit de blocs, de galets, de graviers, et de sables grossiers. Par contre, le matériel devient de plus en plus fin vers l'aval où les éléments sableux et limoneux dominant.

Nous avons relevé deux coupes de détail au niveau de la partie amont et moyenne de l'oued Mabrouk, qui montre le matériel de la basse terrasse. La première coupe (*Lat. N3800570.03 Long. E443659.84*) montre une accumulation litée, épaisse presque de 1.5 à 2 m (photo n°. 37). Elle révèle de la base au sommet la succession suivante :

- A. Dépôt hétérométrique (90 cm) contenant quelques éléments grossiers formés par de cailloux et de graviers. Ces éléments grossiers émoussés sont pris dans une matrice sableuse. Vers le haut ce dépôt constitué seulement par une accumulation sableuse dépourvue de matériaux grossiers.
- B. Membre constitué par des matériaux peu grossiers, épais presque de 35 à 40 cm. Il s'agit de cailloux et de graviers émoussés à sub-émoussés. Ces matériaux grossiers sont emballés dans une matrice sableuse fine à grossière.
- C. Un dépôt limono-sableux légèrement compact épais de 20 à 30 cm, de couleur brun.

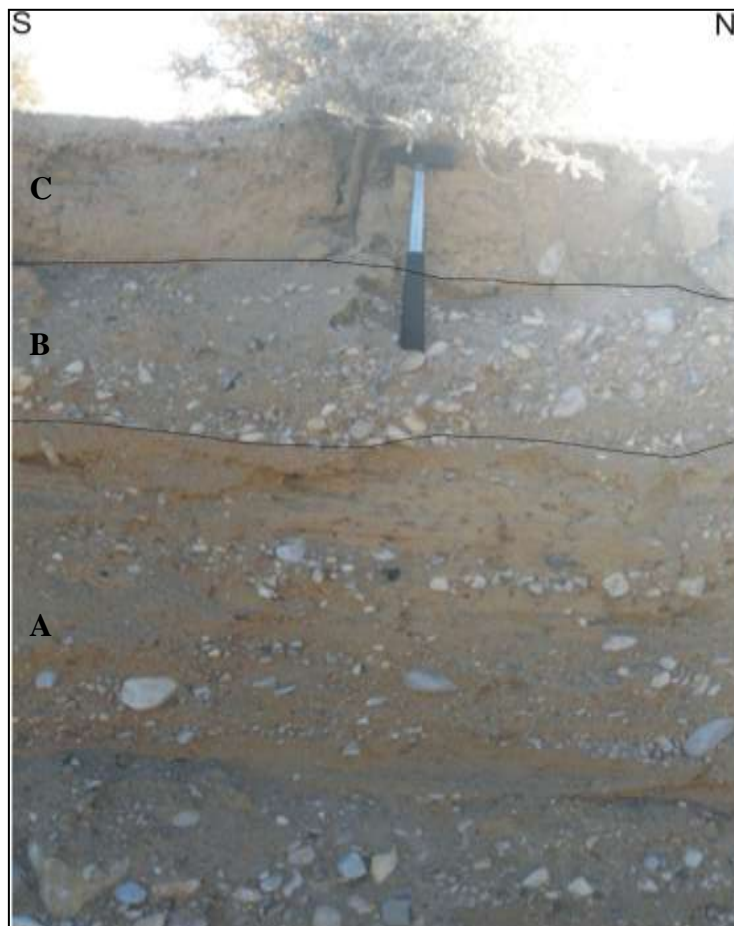


Photo n°. 37 : Coupe dans la berge droite à l'amont de l'oued Mabrouk

La deuxième coupe a été levée (*Lat. N3800067.61 Long. E443605.08*) dans la partie moyenne de l'oued Mabrouk. L'épaisseur visible de cette formation est de l'ordre de 1.1 à 1.40 m (photo n°. 38). La coupe montre du bas en haut:

- A. Un dépôt sablo-limoneux (30 à 40 cm) brun renfermant quelques lentilles de gravillons. Ce membre se caractérise par la prédominance des sables moyens à grossiers.
- B. Une matrice sableuse (80 à 90 cm) de couleur beige jaunâtre, avec quelques passées argilo-limoneuses. Ce membre montre un dépôt assez trié avec une importance de la proportion des sables moyens à fins riches en gypse.



Photo n°. 38: Coupe dans la berge droite dans la partie moyenne de l'oued Mabrouk

3.2.2. Le cas de l'oued Thèlja

L'oued Thèlja est situé à 8 Km environ à l'ouest de la ville de Metlaoui. Sur le plan transversal, cet oued montre l'existence d'une basse terrasse qui se développe par endroit en position d'emboîtement par rapport aux unités décrites sur le piémont sud de jbel Zeref (Fig. n°. 62). Sur le plan longitudinal on constate que cette terrasse est mieux conservée particulièrement au niveau de la rive gauche où elle est présente d'une façon plus ou moins continue. Un aspect parfaitement régulier caractérise la surface de cette terrasse.

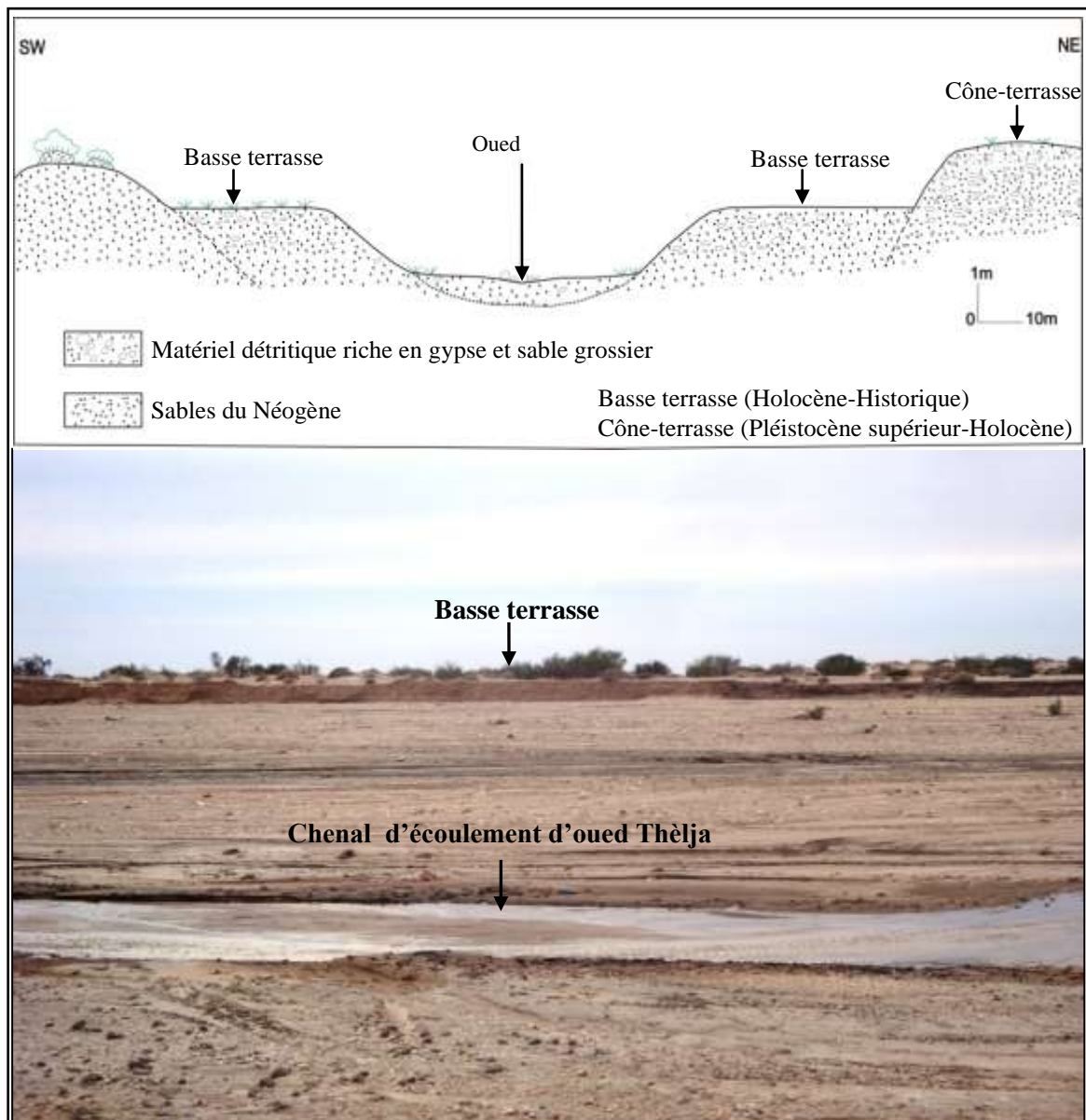


Fig. n°. 62 : Basse terrasse au niveau de l'oued Thèlja

Nous avons levé deux coupes significatives dans la vallée de l'oued Thèlja: la première dans sa partie amont, la deuxième vers l'aval. L'objectif principal est la détermination des caractéristiques morphologiques, sédimentologiques et chronostratigraphiques de la basse terrasse.

La première coupe (*Lat. N3796143.72 Long. E4398444.47*) sur la rive gauche de l'oued Thèlja, présente les dépôts de la basse terrasse qui domine le talweg actuel de 1.2 à 2 m environ (photo n°. 39). Elle est formée par un matériel hétérométrique constituée de 2 séquences bien distinctes qui s'y organisent de la base vers le sommet comme suit:

- A. Dépôt constitué de sables fins à grossiers, de couleur brun clair, ayant une structure litée. Assez consolidé, l'ensemble du dépôt à une épaisseur d'environ 30 cm.
- B. Accumulation hétérométrique ayant une couleur beige clair, épaisse d'environ 90 cm à 1 m. La matrice qui est essentiellement sableuse à sablo-limoneuse renferme des nombreux cailloux, de graviers et de galets sub-émoussés.

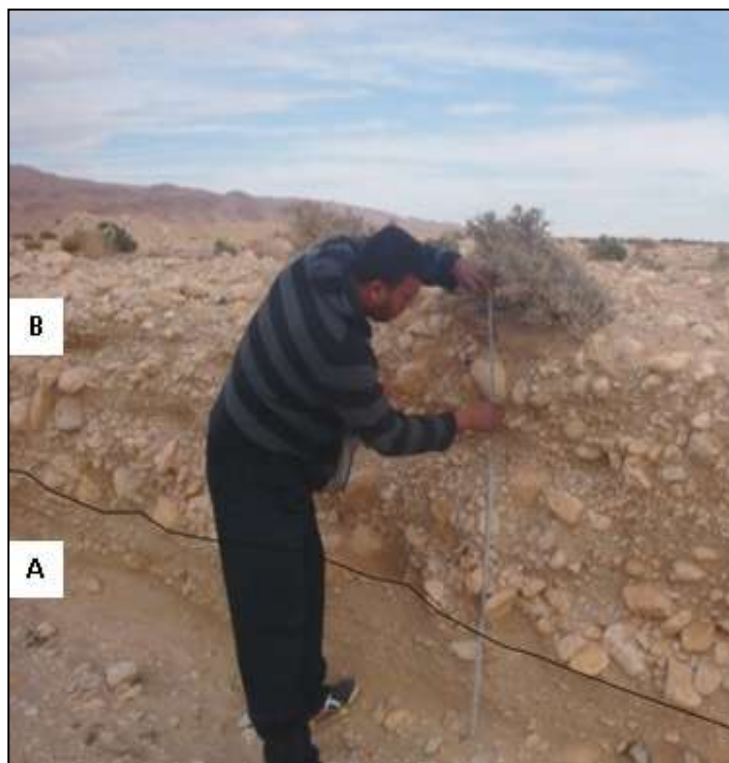


Photo n°. 39: Coupe dans les dépôts de la basse terrasse (cours moyen de l'oued Thèlja)

La deuxième coupe (*Lat. N3794661.72 Long. E438642.16*) a été levée à environ 900 m en aval de la coupe précédente (photo n°. 40). Elle montre un dépôt hétérométrique de couleur brunâtre. Son matériel est le plus souvent grossier et il est épais d'environ 50 à 70 cm. La fraction grossière est surtout constituée d'éléments caillouteux, de graviers et de galets. Cependant, quelques blocs apparaissent parfois dans le dépôt. La matrice est sablo-limoneuse dans laquelle s'intercale parfois des lentilles de sables peu épaisses et faiblement consolidées.



Photo n°. 40: Coupe dans les dépôts de la basse terrasse (aval d'oued Thèlja)

3.2.3. Le cas de l'oued El Miit

Oued El Miit communique avec oued Thèlja par un chenal important pour acheminer les eaux de pluies vers Chott El Gharsa. Notons que la plupart des cours d'eau provenant des reliefs montagneux s'organisent autour du cours axial de l'oued el Miit. Ce dernier est souvent dominé par une basse terrasse bien visible et de façon continue par certains secteurs le long de l'oued. Il montre des dépôts emboîtés dans les collines d'El Hanek (Fig. n°. 63). Ici, la terrasse domine le talweg actuel de 0.5 m à 1.5 m et elle est caractérisée par la présence d'un dépôt sablo-limoneux brunâtre clair, très riche en sable, peu consolidé.

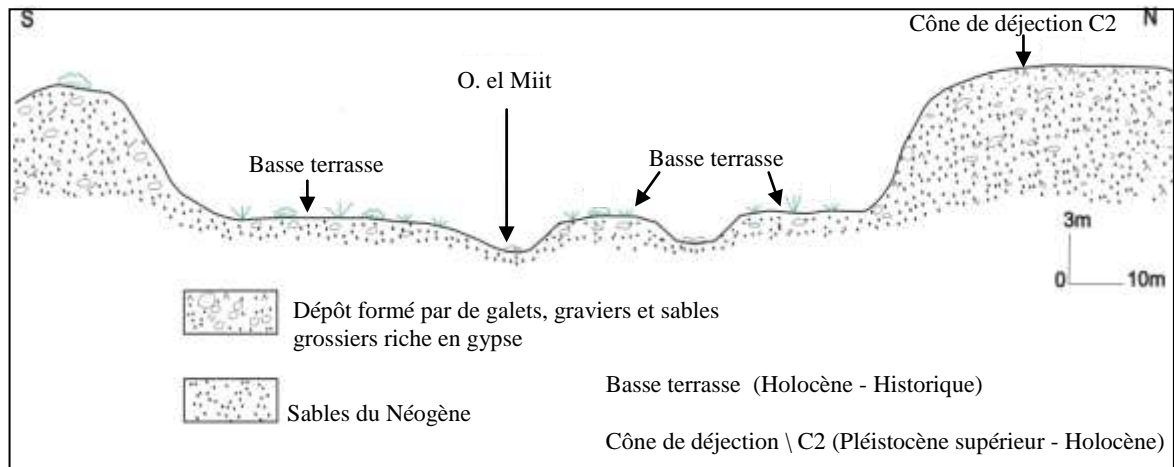


Fig. n°. 63 : Basse terrasse au niveau de l'oued El Miit

Les observations faites à l'oued El Miit nous ont permis de lever deux coupes qui représentent mieux les formes et les formations le long de cet oued.

La photo n°. 41 est située sur la rive gauche (*Lat. N3796107.71 Long. E429963.20*), à environ 800 m de la confluence avec oued Thèlja. Elle présente les dépôts de la basse terrasse dominée souvent par des matériaux d'origine éolienne. Sur 1.2 m de hauteur, la coupe montre un matériel dominé par la fraction fine, essentiellement des sables à sables limoneux de couleur brunâtre. Parfois quelques éléments grossiers s'intercalent dans le dépôt. Dans le détail, la coupe est marquée par la présence de deux membres. De la base au sommet on observe la succession suivante :

- A. Un dépôt sableux à sablo-limoneux de couleur brun clair. Il englobe quelques gravillons, des cailloux et des galets bien émoussés, de 60 à 70 cm environ d'épaisseur.
- B. Un dépôt sableux faiblement consolidé épais de 40 à 50 cm environ, dans lequel prédomine la fraction fine qui se caractérise par une couleur brunâtre claire.

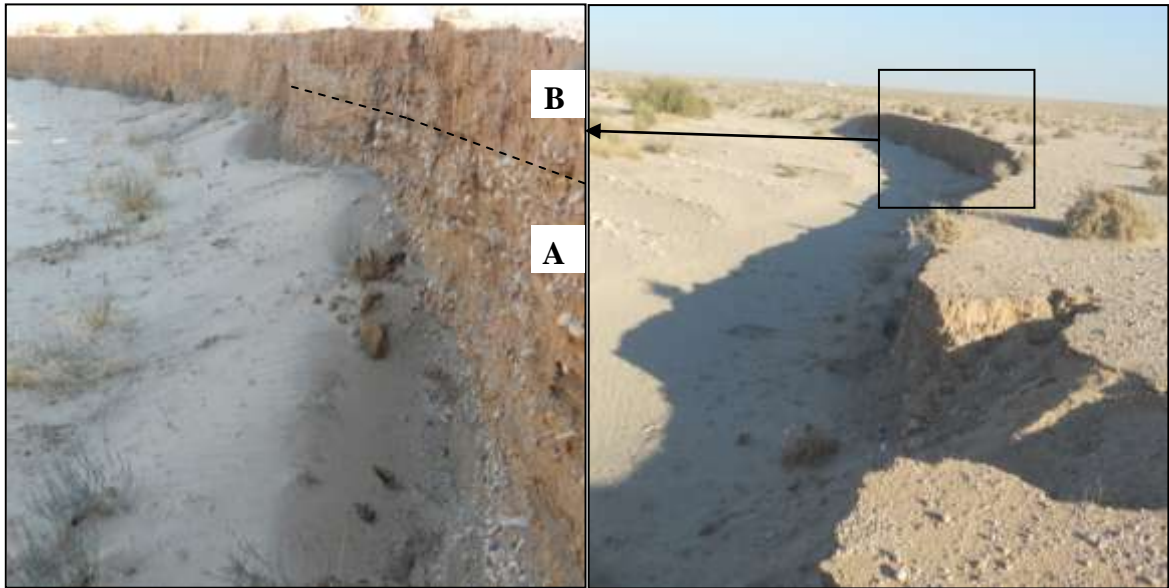


Photo n°. 41: les dépôts de la basse terrasse (aval d'oued El Miit)

La deuxième photo (photo n°. 42) caractérise toujours la rive gauche de l'oued El Miit (Lat. N3794373.30 Long. E426796.28). A 2 km à vol d'oiseau de l'oasis de Segdoud. La coupe en question, montre un dépôt visible d'environ 70 cm et diminue au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'aval. Il s'agit d'un matériel hétérométrique constituée de sables, de limons, des éléments grossiers (de galets et de graviers émoussés à sub-émoussés), et des lentilles à prédominance de texture fine de 15 à 20 cm d'épaisseur s'observent dans le dépôt, de couleur brunâtre plus ou moins claire.



Photo n°. 42 : Coupe dans les dépôts de la basse terrasse (aval d'oued El Miit vers l'oasis de Segdoud)

3.2.4. Le cas d'Ain Zimra-Oued Segdoud et Ain Ameer

Dans ces endroits la basse terrasse est mieux développée ici sur les deux berges, au niveau de cours amont, moyens et vers l'aval des oueds. Elle figure uniquement au niveau des lobes convexes. Sur le plan transversal, la basse terrasse domine directement le fond des oueds d'environ 1.2 m et varie d'un endroit à un autre, mais elle n'excède pas 2 m. Elle est souvent emboîtée dans des formes quaternaires précédentes. L'épaisseur de son dépôt diminue au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'aval, avec une extension limitée par endroits et des discontinuités.

Le matériel de la basse terrasse se caractérise ici par un aspect hétérométrique avec dominance des lits grossiers constitués de gros blocs et de galets à la sortie des gorges et des lits moyens à fins et très faiblement consolidés vers l'aval avant d'atteindre le cours axial de l'oued El Miit.

Nous avons levé deux coupes pour identifier le dépôt de cette terrasse.

La première coupe (Fig. n°. 64) a été levée dans un méandre de l'oued Segdoud, à 3 km à vol d'oiseau du village en question (*Lat. N3796515.23 Long. E423439.15*). Ici la terrasse est développée sur les deux berges, elle domine directement le talweg actuel d'environ 1.2 m. Elle est formée par un matériel hétérométrique constituée de 3 séquences bien distinctes qui s'y organisent de la base vers le sommet comme suit :

- A. Membre fait de dépôt hétérométrique épais d'environ 70 à 80 cm constitué par de cailloux, de galets et de graviers émoussés à sub-émoussés. Ces matériaux grossiers sont emballés dans une matrice sableuse fine à grossière.
- B. Dépôt de sable moyens à grossiers ayant une couleur brun claire, peu consolidés. Quelques gravillons jonchent les dépôts. Cette séquence a une épaisseur d'environ 30cm.
- C. Dépôts fins de texture limoneuse à limono-sableuse. Cette séquence se caractérise par une couleur brunâtre plus ou moins claire; son épaisseur est d'environ 20 cm.

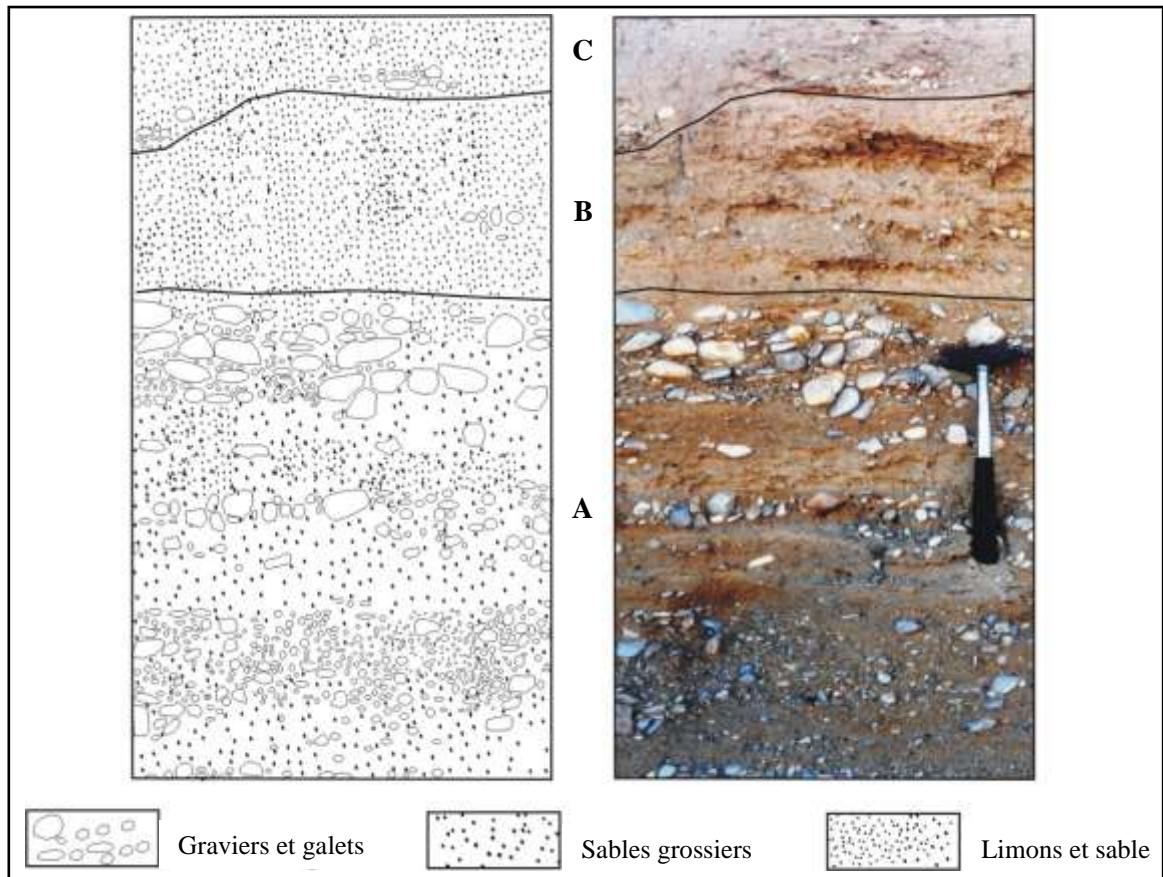


Fig. n°. 64 : Coupe montrant le dépôt de la terrasse de l'oued Segdoud

La deuxième coupe (Fig. n°. 65) a été levée au niveau d'un méandre de d'oued Ain Aneur (Lat. N3797841.31 Long. E424809.82). La basse terrasse est plus épaisse en direction de l'amont. Elle domine d'environ 1 m à 1.5 m le talweg actuel. Au niveau de cet oued, la basse terrasse est mieux conservée car elle est visible et continue à la sortie de la gorge et pratiquement au niveau de deux berges. Mais elle est bien développée surtout sur la berge gauche. Le matériel de la basse terrasse dans ce secteur, montre l'existence de trois membres dominés d'une accumulation sablo-limoneuse au sommet. De la base au sommet, la coupe présente les formations suivantes :

1. Un dépôt sableux épais de 30 à 40 cm. Les sables sont moyens à grossiers et sont fortement consolidés.
2. Membre hétérométrique constitué par des galets et des graviers émoussés. Ces matériaux grossiers sont emballés dans une matrice sableuse moyenne à grossière. Son épaisseur est d'environ 25 à 30 cm.

3. Un dépôt sablo-limoneux, moyennement compact qui se développe sur une épaisseur d'environ 60 à 70 cm.

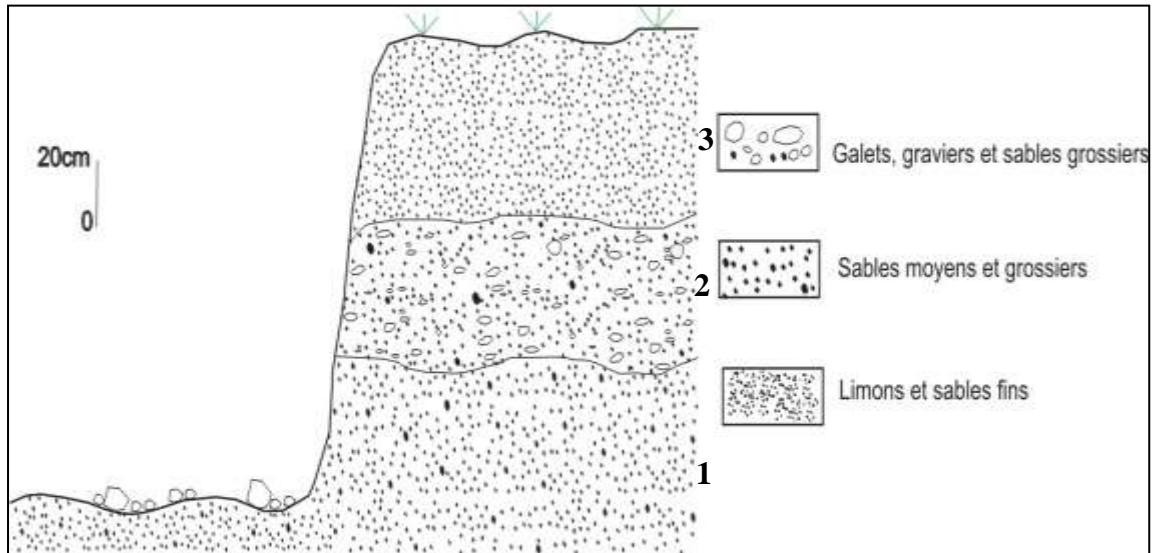


Fig. n°. 65: Coupe montrant le dépôt de la basse terrasse de l'oued Ain Ameur

3.2.5. Le cas de l'oued Boussayeb

La basse terrasse qui apparaît au niveau de l'oued Boussayeb est conservée le plus souvent au niveau de deux berges et domine directement la section d'écoulement. Elle est emboîtée dans le cône de déjection C2. Les dépôts observés, montrent un matériel hétérométrique émoussé à sub-émoussé formé de galets, de cailloux et de graviers et un matériel fin de texture essentiellement sableuse à sablo-limoneuse renfermant parfois des lentilles de sables grossiers.

Nous avons choisi une coupe significative dans les dépôts de cette basse terrasse au niveau de cours moyen de l'oued Boussayeb (*Lat. N3797186.46 Long. E4086351.57*) (Fig. n°. 66). Cette coupe se situe au niveau d'un méandre, sur la rive gauche. Elle montre l'existence de 4 membres. Dans le détail de la base au sommet le matériel s'organise comme suit:

- A. Membre hétérométrique constitué par de cailloux, de galets et de graviers émoussés à sub-émoussés. Ces matériaux grossiers sont emballés dans une matrice sableuse fine d'une épaisseur d'environ 30 cm.

- B. Un dépôt sableux compact à dominance de sables moyens à grossiers. Épais d'environ 40 cm, il comporte peu de cailloux et de galets, souvent disposés en lentilles.
- C. Accumulation de sable fin à moyen. Elle est un peu compacte et épaisse presque de 25 cm. Elle montre une texture fine dans laquelle s'intercalent quelque gravillons et galets sub-émoussés à émoussés.
- D. Dépôt limoneux au sommet contenant peu de sables fins, épais presque de 60 cm.

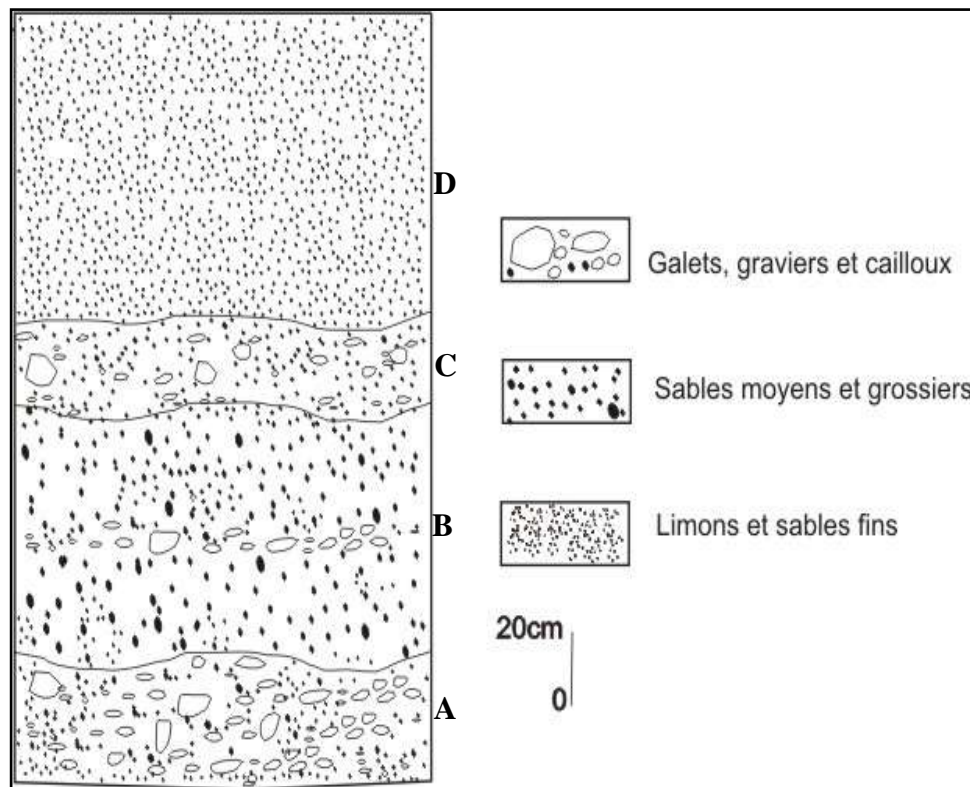


Fig. n°. 66: Coupe dans les dépôts de la basse terrasse de la rive gauche de l'oued Bou Sayeb

Nous avons récolté sur la surface du dépôt de la terrasse d'oued Bou Sayeb quelques fragments de céramique antique qui remontent à l'époque romaine (Voir photos n° 43 et 44 p 167) dans le secteur également qui s'étend entre l'oued Bou Sayeb et l'oued Ad Dghima vers Medjez el Hachana et Hir El Blida (Coordonnée UTM X 410497 Y3795206).

Conclusion du troisième chapitre

Le témoin le mieux conservé pour le cône-terrasse est en contre bas de trois niveaux de glaciaires d'érosion sur le piémont sud de jbel Zeref. Il montre un profil longitudinal légèrement convexe, et une pente assez faible. Ses dépôts, se distinguent par des accumulations alluviales matérialisées souvent par des éléments grossiers et hétérométriques riches en gypses.

Une seule génération de terrasse a été identifiée dans notre zone d'étude. Elle caractérise surtout les lobes convexes de méandres. Le plus souvent emboîtée dans l'ensemble des unités géomorphologiques. Cette forme d'accumulation présente un profil longitudinal assez régulier à pente très faible. Ses dépôts montrent un aspect généralement lité dominée par des éléments fins très riche en gypses.

CHAPITRE 4: SYNTHÈSE DES FORMES ET DÉPÔTS QUATERNAIRES ET ESSAI D'ATTRIBUTION CHRONOLOGIQUE

Introduction :

La diversité des formes et dépôts quaternaires hérités est bien marquée dans notre terrain d'étude. Les formes dénombrées, sont corrélées à des dépôts bien différenciés par leurs caractéristiques morpho-sédimentologiques et significations morphogéniques. Elles sont liées particulièrement à l'action des eaux courantes et à l'action éolienne (Coque, 1962; Ben Ouedou, 1994 et Gasmi, 2012).

L'étude de ces formes et dépôts quaternaires nous a permis de dresser deux coupes synthétiques: la première au niveau du piémont sud de jbel Zeref, et la deuxième au niveau du piémont sud de jbel Alima-Chouabine. Elles montrent la position des formes et dépôts quaternaires ainsi que leur succession chrono-stratigraphique (Tableau n°. 7 et 8). En outre, elles résument l'évolution morphologique du terrain étudié.

4.1. Synthèse des formes et dépôts quaternaires liés au ruissellement

Cinq unités morphologiques bien conservées tout au long de notre secteur d'étude sont distinguées. Dans la partie orientale du terrain étudié, et sur le piémont sud de jbel Zeref, on a pu identifier trois générations de glacis d'érosion, un cône-terrasse et une basse terrasse (Fig. n°. 67). Dans la partie occidentale, sur le piémont sud de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou deux glacis d'érosion, deux cônes de déjection et une basse terrasse (Fig. n°. 68) sont relevés.

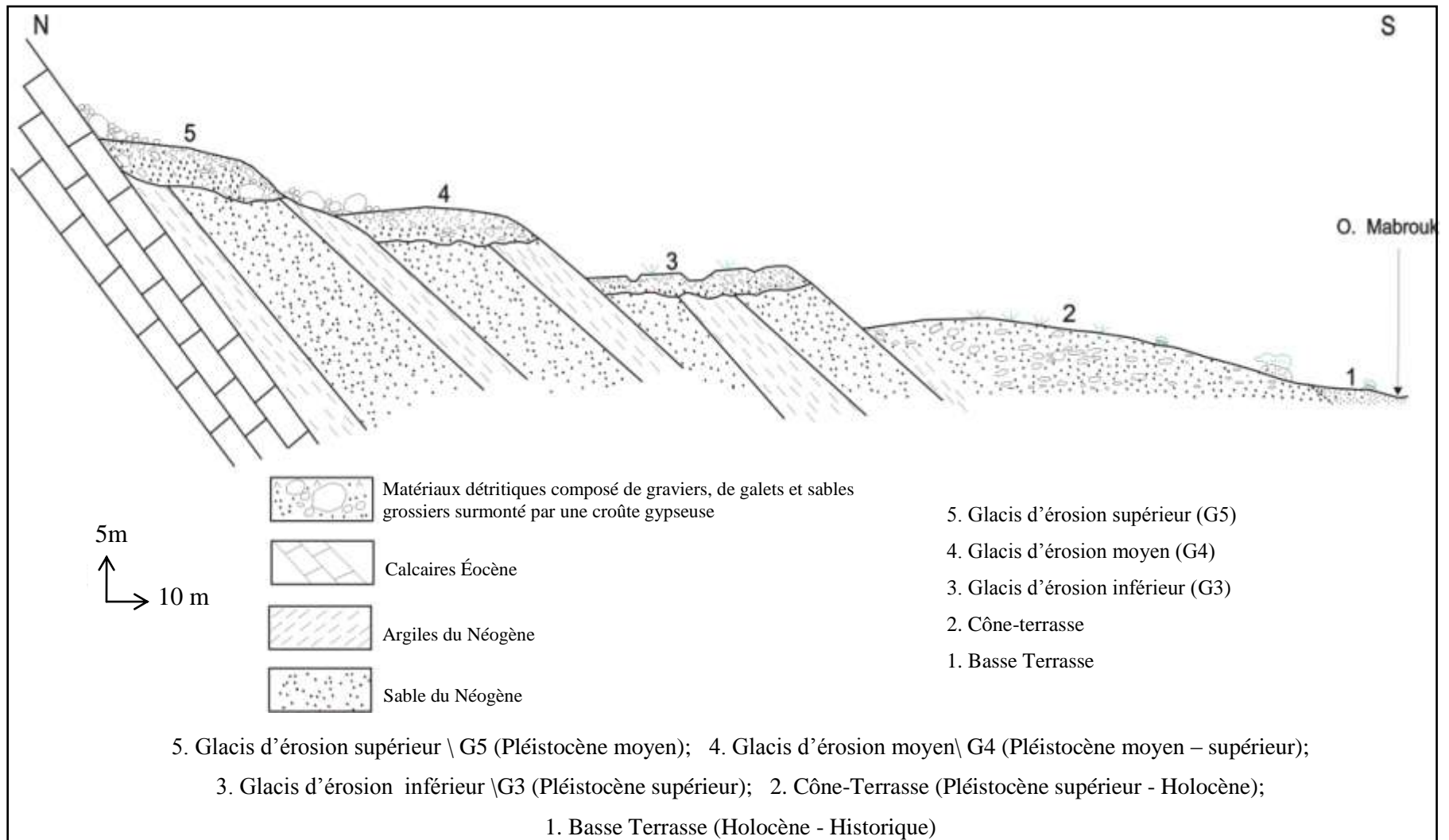


Fig. n°. 67: Coupe synthétique des niveaux quaternaires identifiés sur le piémont méridional de jbel Zeref

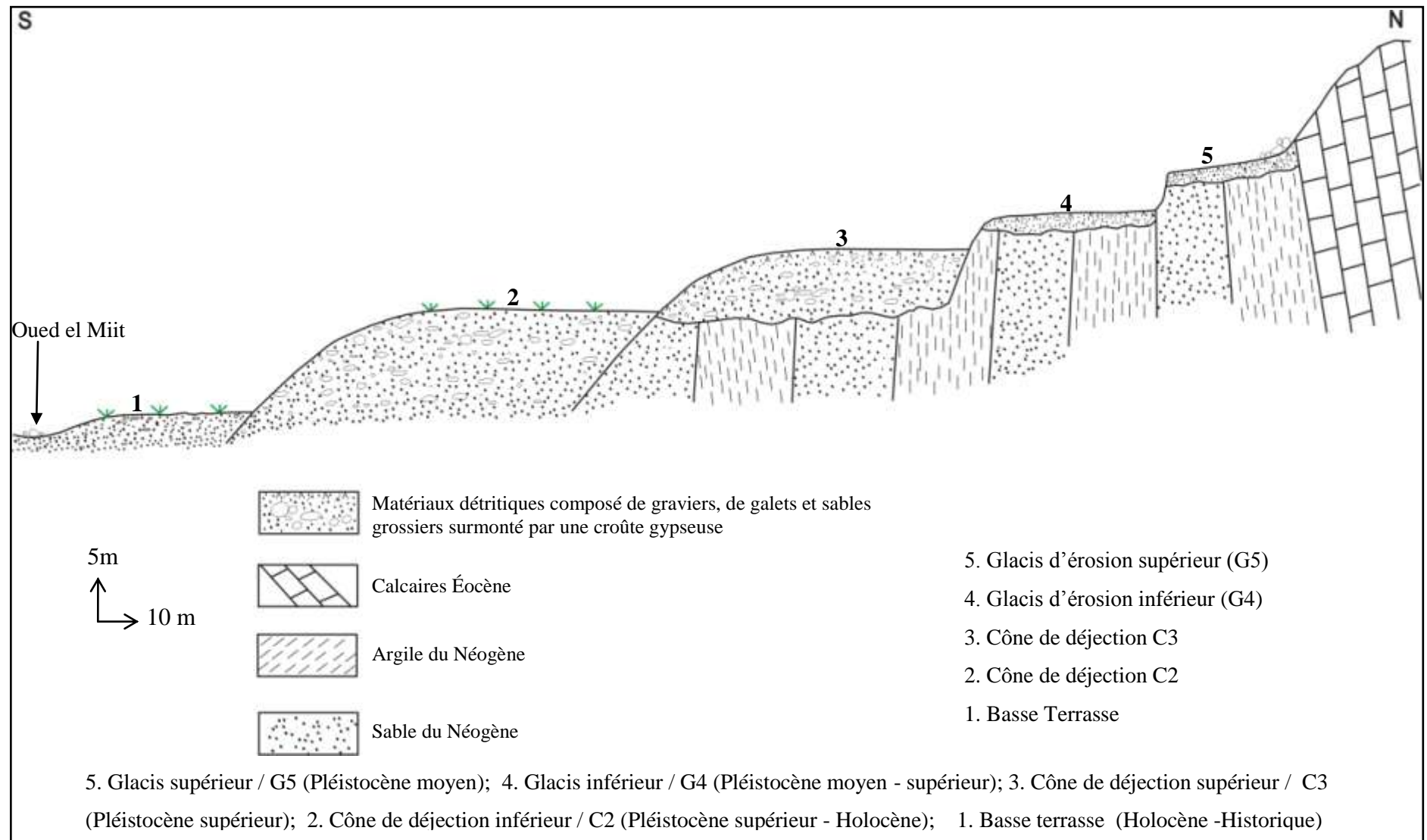


Fig. n°. 68: Coupe synthétique des niveaux quaternaires identifiés sur le piémont méridional de jbel Alima - Chouabine et Al Blijou

Parmi ces unités, il y a celles qui sont conservées sous forme de lanières allongées et des buttes orientées Nord- Sud, isolées ou connectées par endroits aux reliefs montagneux qui les dominent. Il s'agit particulièrement des glacis d'érosion. Ces derniers, sont marqués par l'étagement de trois générations qui se caractérisent par des profils légèrement concaves et souvent discontinus. Les couvertures qui constituent ces glacis présentent des caractères variés. Leur contenu sédimentaire est caractérisé par la prédominance des éléments grossiers faiblement émoussés, composés de blocs, de galets emballés dans une matrice fine, remaniés à partir des versants montagneux par les actions hydro-gravitaires et étalées par les eaux diffuses sur le piémont. Cette matière est couronnée par une croûte gypseuse au sommet de couleur blanchâtre, apportée sous forme de poussière des fonds endoréiques et cimentée suite à « *l'infiltration des eaux pluviales dans le recouvrement éolien au fur et à mesure de son accroissement, provoquant la dissolution des sels puis leur recristallisation...Coque 1962, p 97* ». Ces couvertures reposent en contact ravinant sur le substratum de sables et d'argiles du Néogène dressé verticale à sub-verticale.

Cependant, une bonne partie de ces unités sont interprétées comme des formes d'accumulation qui prennent la forme d'éventail au débouché des oueds. Il s'agit des cônes de déjection. Ils sont très répandus et plus développés au pied du flanc sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou et à l'aval de la ligne de faille directionnelle N90 de Metlaoui. Ces cônes sont souvent coalescents et marqués par l'emboîtement de deux générations. Les cônes inférieurs (C2) s'emboîtent dans ceux qui les précèdent et se prolongent plus à l'aval par rapport aux cônes supérieurs (C3). Ils se distinguent par des profils convexes. Les pentes moyennes ne dépassent pas 6% environ. Leurs dépôts sont hétérométriques, friables et caractérisés vers l'amont par une proportion élevée d'éléments grossiers. Ils résulteraient des dépôts remaniés par les oueds ou leurs affluents responsables de mise en place des cônes, et les dépôts de pente éboulés des versants qui les dominent. Il s'agit de gros blocs souvent anguleux, de galets émoussés à sub-émoussés et de graviers dispersés intercalés dans une matrice sableuse à structure chaotique. Vers l'aval les dépôts diminuent, et on note la prédominance des sédiments fins constitués des accumulations sableuses, sablo-limoneuses et sablo-argileuses riches en gypses. A la base, ces dépôts reposent en contact ravinant sur les sables et les argiles du Néogène. Les cônes supérieurs sont marqués par une croûte gypseuse au sommet de couleur blanchâtre. En revanche, les cônes inférieurs C2 ne portent aucun encroûtement.

Finalement, s'observe une accumulation conservée surtout au niveau des rives convexes des méandres et qui est principalement liée aux apports hydriques longitudinaux

issus du système montagneux (Ben Oueddou, 1994 et Gasmi, 2012). Elle est identifiée comme une terrasse qui s'emboîte dans l'ensemble des formes quaternaires. Elle se caractérise par des dépôts bien diversifiés où alternent des matériaux fins et grossiers.

L'activité néotectonique sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui est restée limitée au niveau de la gorge de l'oued Thèlja. Notamment sa rive gauche est marquée par la faille F1 et F2 qui ont rejoué au Pléistocène supérieur et l'Holocène.

4.2. Essai d'attribution chronologique des formes et dépôts quaternaires

L'ensemble des unités morphologiques dégagées sont présentées dans deux coupes synthétiques qui constituent la base du schéma stratigraphique établi. Elles montrent la distinction entre les niveaux quaternaires. Cette différenciation est basée sur la position géomorphologique (emboitement et étagement), le critère altitudinal et/ou altimétrique entre les divers niveaux, les traits des formes, et le contenu des formations sur l'ensemble des coupes examinées comme arguments dans le calage chronologique.

En effet, la succession chronologique débute du niveau le plus ancien qui correspond au niveau le plus haut et se termine par le niveau le plus récent qui coïncide avec le niveau le plus bas. Le positionnement des différents niveaux dans la chronologie du Quaternaire a été argumenté en tenant compte des caractéristiques morphologiques, lithologiques et des corrélations avec les échelles chrono-stratigraphiques existantes dégagées dans les travaux de recherche réalisés dans notre secteur d'étude et dans les secteurs limitrophes (Coque, 1962 ; Ben Oueddou, 1994 et Gasmi, 2012) (Tableau n°. 7 et 8). Les unités décrites sont toutes postérieures au Pléistocène inférieur (Ben Oueddou, 1994).

Cinq unités quaternaires ont pu donc être distinguées sur les piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui dans sa partie orientale et occidentale (Fig. 67 et 68.). Du plus ancien au plus récent on distingue le dispositif suivant :

4. 2. 1. Le niveau 5 :

Il correspond à un glaciaire d'érosion supérieur (Glaciaire 5) qui domine le lit d'écoulement actuel d'environ 20 à 30 m. Il se présente sous la forme des buttes et des lanières allongées Nord-Sud, soit déconnectées ou connectées par des endroits aux reliefs dominants. Il porte une couverture détritique peu épaisse caractérisée par la dominance des éléments grossiers faiblement émoussés constitués de blocs, de galets calcaires provenant

des versants montagneux et se termine par une croûte gypseuse. Ce dépôt encroûté repose en contact ravinant sur le substratum des sables et argiles du Néogène.

Par sa position perchée le niveau **5** correspond au niveau le plus ancien qui domine l'ensemble des formes quaternaires. Il serait l'équivalent du **glacis 4** défini par Coque (1962) et attribué par ce même auteur à l'**Acheuléen moyen**. Il serait aussi l'équivalent du **Glacis 5** identifié par Ben Oueddou (1994) et Gasmi (2012). Ce niveau daterait du **Pléistocène moyen** (Ben Oueddou, 1994).

4. 2. 2. Le niveau 4:

Il est représenté par un glacis d'érosion moyen (Glacis 4) marqué par sa surface plane, son extension assez importante et par sa position en contrebas du niveau **5**. Il porte une couverture détritique constituée de matériaux grossiers qui diminue progressivement en allant vers l'aval. Il est surmonté par une croûte gypseuse de couleur blanchâtre au sommet et un encroûtement sous-jacent. L'ensemble repose en contact ravinant sur le substratum de sables et argiles néogènes. Le niveau **4** serait l'équivalent du **glacis 3** défini et attribué par Coque (1962) à l'**Acheuléen évolué**. Il serait aussi l'équivalent du **Glacis 4** identifié par Ben Oueddou (1994) et Gasmi (2012). Ce niveau daterait au **Pléistocène moyen à supérieur** (Ben Oueddou, 1994).

4. 2. 3. Le niveau 3: le niveau **3** identifié, correspond au:

*Glacis inférieur (Glacis 3) dégagé sur le piémont sud de jbel Zeref. Son développement est bien visible en contrebas du Glacis 4.

*Cône de déjection supérieur (C3) c'est le modelé le plus développé au pied du flanc sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou, pratiquement à l'aval de la ligne de la faille directionnelle N90 de Metlaoui. Il se caractérise par sa position élevée souvent connectée aux systèmes montagneux qui dominent les gorges des oueds. Il présente des dépôts hétérométriques assez grossiers, constitués de gros blocs souvent anguleux et bien cimentés, de galets sub-émoussés pris dans une matrice sableuse à structure chaotique, très riche en gypse. La taille des éléments diminue en direction de l'aval. Il est marqué souvent par une croûte gypseuse de couleur blanchâtre. Il repose en contact ravinant sur les sables et les argiles du Néogène.

Dans son étude sur la tectonique active de l'Atlas du Sud tunisien et en appliquant la datation de marqueurs géomorphologiques des cônes alluviaux coalescents sur les

piémonts sud du chaînon de Metlaoui grâce à la méthode de datation au ^{10}Be *in situ*¹¹, Said en 2011 a suggéré un âge approximatif de 190 ± 10 ka pour le cône supérieur C3. Considérons sa position en contre bas du glacis d'érosion 4, qui est daté du Pléistocène moyen-supérieur. On peut l'attribuer vraisemblablement qu'au Pléistocène supérieur. De plus, sa corrélation avec les trois échelles chrono-stratigraphiques proposées par Coque en 1962 ; Ben Ouezdou en 1994 et Gasmi en 2012, plaide en faveur de cette attribution.

En effet, la datation isolée de Said (2011) ne peut pas être prise en considération dans le schéma chronostratigraphique dressé selon l'approche géomorphologique.

Ce niveau serait l'équivalent du **glacis 2** défini et attribué par (Coque, 1962) au **Moustérien**, et serait l'équivalent de la terrasse, glacis et du cône 3 identifiés par Ben Ouezdou (1988 et 1994) et l'équivalent de la terrasse et cône-terrasse 3 identifiés par Gasmi (2012). Ces unités seraient du **Pléistocène supérieur** (Ben Ouezdou, 1994).

4. 2. 4. Le niveau 2:

Le niveau 2 identifié, correspond au:

* Cône de déjection inférieur (C2), distingué sur le piémont sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou. Il est marqué par sa position d'emboîtement et par son extension importante vers l'aval par rapport aux cônes supérieurs (C3). Les caractéristiques granulométriques de ce cône ressemblent au cône C3. Ses dépôts sont hétérométriques, caractérisés par une proportion élevée d'éléments grossiers. Il s'agit de gros blocs souvent anguleux et de galets sub-émoussés pris dans une matrice sableuse à structure chaotique moins riche en gypse et qui s'affinent en direction de l'aval. Toutefois, ce niveau ne porte aucun encroûtement.

* Cône-terrasse, identifié sur le piémont sud de jbel Zeref en contrebas du Glacis inférieur (Glacis 3). Sa surface est limitée à l'amont des oueds. Par contre, vers l'aval, il est assez étendu jusqu'en contrebas du plateau d'El Hanek

¹¹La méthode de datation par le **cosmonucléide ^{10}Be ($t_{1/2} = 1,5$ Ma)**, permet d'estimer l'âge d'abandon des surfaces d'objets morphologiques sur des périodes de temps qui vont de quelques milliers à quelques centaines de milliers d'années (Klein et *al.*, 1986; Nishiizumi et *al.*, 1986 ; Braucher et al 2003; Said, 2011).

Les cônes C2 sont emboîtés dans les cônes C3 et présentent plusieurs fragments de silex taillés en surface: des éclats corticaux, éclats de plein débitage, éclats d'entretien nucléus, éclats d'entretien de plan de frappe, nucléus et éclats nucléoïdaux, éclats à encoches et denticulées. La voluminosité de l'outillage et l'importance des éclats et lames à dos abattu ainsi que celle des burins rattachent cette série à un Capsien typique 'type « Bortal Fakher »'. Ces éléments morphologiques et préhistoriques permettent d'attribuer la mise en place de ces dépôts du cône C2 à la fin du pléistocène supérieur début de l'holocène. De ce fait, le cône C2 est légèrement antérieur au **glacis I** daté du **Capsien** (Coque, 1962) et à la Tersasse 2 et du cône 2 identifiée par Ben Ouezdou en 1994 et Gasmi en 2012 et qui ont livré une industrie Capsienne. Ces unités seraient du **Pléistocène supérieur à Holocène** (Ben Ouezdou, 1994).

4. 2. 5. Le niveau 1:

C'est le niveau le plus bas, identifié comme une basse terrasse qui s'emboîte dans l'ensemble des formes quaternaires. Cette basse terrasse est conservée surtout au niveau des rives convexes des méandres de part et d'autres des axes de l'écoulement. Elle se caractérise par des dépôts hétérométriques, d'une épaisseur visible d'environ 0.5 à 2 m au dessus du talweg actuel. Elle comprend des matériaux bien diversifiés avec surtout des éléments fins faiblement consolidés et où la fraction sablo-limoneuse à limoneuse domine. Les trouvailles de fragments de céramique antique qui remontent à l'époque romaine (Voir photos n° 43 et 44) sur la surface du dépôt de la basse terrasse dans le secteur également qui s'étend entre l'oued Bou Sayeb et l'oued Ad Dghima vers Medjez el Hachana et Hir El Blida (*Coordonnée UTM X 410497 Y3795206*). Ils sont rapportés à l'époque romaine (IV^{ème} - V^{ème} siècles ap. J.-C.)¹². Ces éléments, pourraient être des matériaux remaniés par les oueds Bou Sayeb et Ad Dghima ou leurs affluents. Ils permettent d'attribuer la mise en place de ces dépôts de la basse terrasse à la fin de l'holocène début de l'historique. De ce fait, la basse terrasse est légèrement antérieure à la Tersasse 1 identifiée par Ben Ouezdou en 1994 et Gasmi en 2012. Ce niveau daterait de l'**Holocène - Historique** (Ben Ouezdou, 1994).

¹² L'interprétation et la détermination des fragments des céramiques sont réalisées aimablement par M. Yamen Sghayer, et Soufien Ben Moussa enseignants- chercheurs en Préhistoire à la faculté des Lettres et des Sciences Humaines de Sousse.



Photo n°. 43 : fragments de céramique d'un fond d'un plat récoltés en surface de la terrasse d'oued Bou Sayeb (Coordonnée UTM X 410497 Y3795206)



Photo n°. 44 : un fragment distal d'un bol portant une partie de la lèvre récoltés en surface de la terrasse d'oued Bou Sayeb (Coordonnée UTM X 410497 Y3795206)

Tableau n°. 7 : Chronostratigraphie quaternaire proposée pour le chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud

ÂGE	Éléments de datation	Les formes identifiées sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui
Historique	Tesson de poteries en surface de la basse terrasse	Basse terrasse
Holocène	Fragments de silex taillé en surface du cône C2	Cône de déjection inférieur C2 et Cône-terrasses
Pléistocène Supérieur		?
	?	Glacis 4
Pléistocène Moyen	?	Glacis 5

Tableau n°. 8 : Corrélation des chronologies proposées pour le chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud

Préhistoire et archéologie	Chronologie de la Tunisie présaharienne (COQUE, 1962)	Chronologie de la partie méridionale des steppes tunisiennes (BEN OUEZDOU, 1994)	Chronologie de la partie occidentale des basses plaines méridionales (GASMI, 2012)	Corrélation des héritages quaternaires pour le chaînon de Metlaoui et ses piémonts méridionaux avec les travaux antérieurs	
Historique	Glacis 1	Terrasse 1	Terrasse 1	Historique	Basse Terrasse
Néolithique		Terrasse et cône 2	sables éoliens non encroûtés	Holocène	Cône de déjection inférieur C2 et Cône-terrasse
Capsien			Terrasse 2		
Ibéromaurusien ou industrie à lamelles		Troisième génération des sables éoliens	Sables éoliens encroûtés	Pléistocène Supérieur	Cône de déjection supérieur C3 et Glacis 3
Atérien	Glacis 2	Terrasse, glacis Et cône 3	Et cône terrasse 3		
Moustérien					
Acheuléen final	Glacis 3	Deuxième génération des sables éoliens	Glacis 4	Pléistocène Moyen	Glacis 4
Acheuléen évolué		Terrasse, glacis et cône 4			
Acheuléen moyen		Glacis 4			
	Glacis 5				
		Glacis 6			

Conclusion du quatrième chapitre

Les paysages morphologiques du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud sont caractérisés par une large gamme d'héritages quaternaires. L'examen de l'ensemble des coupes identifiées au niveau des formes et dépôts quaternaires fait ressortir cinq niveaux morphologiques liés aux eaux courantes. Il s'agit de trois générations de glacis d'érosion, un cône-terrasse et une basse terrasse sur le piémont sud de jbel Zeref. Deux générations de glacis d'érosion, deux générations de cônes de déjection et une basse terrasse sur le piémont sud de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou.

L'examen de l'ensemble des formes et dépôts quaternaires nous a permis de dresser deux coupes synthétiques. Ils résument l'évolution morphologique du notre terrain d'étude, et indispensable pour obtenu un schéma stratigraphique pour l'ensemble des héritages quaternaires. La chronostratigraphie dressée pour ces formes et dépôts quaternaires identifiés a été basée sur des critères géomorphologiques et chronologiques.

Le schéma chronostratigraphique obtenu est en bonne corrélation avec les échelles chrono-stratigraphiques proposées dans les travaux de recherche de Coque (1962); Ben Ouezdou (1994) et Gasmi, (2012) puisque notre secteur de recherches appartient à la même région étudiée par ces auteurs.

Conclusion de la deuxième partie

Les piémonts sud du chaînon de Metlaoui englobent une riche et diverse gamme de formes et dépôts géomorphologiques quaternaires. Leur morphométrie, la nature des dépôts, leur faciès, leur agencement et leur épaisseur ont varié en fonction des agents et des processus de leur mise en place et des déformations tectoniques souples et cassantes qui les ont affectées.

Les différentes générations des glacis se présentent sous formes de lanières allongées Nord-Sud et des buttes, isolées ou connectées par endroits aux reliefs montagneux. Les générations des cônes prennent la forme en éventail au débouché des oueds. Une basse terrasse s'emboîte dans l'ensemble des formes quaternaires. Elle est conservée surtout au niveau des rives convexes des méandres. Les dépôts identifiés présentent des caractères variés. Il s'agit essentiellement d'un dépôt détritique caractérisé par la dominance des éléments grossiers constitués de blocs, de galets, de graviers provenant des versants montagneux et se termine par une croûte gypseuse au sommet, et reposant sur le substratum sableux et argileux du Néogène. Par contre, le matériel vers l'aval devient de plus en plus fin et très faiblement consolidé avec dominance de la fraction limoneuse et sableuse riche en gypse.

Les coupes ont permis de distinguer cinq niveaux quaternaires liés aux eaux courantes sur les piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui :

-Le niveau 5 est le plus ancien, il correspond au glacis d'érosion supérieur (Glacis 5). Il est corrélé au glacis 4 identifié par Coque (1962) restitué à l'Acheuléen moyen. Il est l'équivalent du Glacis 5 identifié par Ben Ouezdou (1994) et Gasmi (2012). Il est daté du Pléistocène moyen (Ben Ouezdou, 1994).

-Le niveau 4 est représenté par un glacis d'érosion moyen (Glacis 4). Il est l'équivalent du glacis 3 attribué par Coque (1962) à l'Acheuléen évolué et l'équivalent de la terrasse, glacis et du cône 4 identifié par Ben Ouezdou (1994) et du Glacis 4 identifié par Gasmi (2012). Ce niveau est daté au Pléistocène moyen à supérieur (Ben Ouezdou, 1994).

-Le niveau 3 identifié correspond au: glacis inférieur (Glacis 3) et Cône de déjection supérieur (C3). Il est attribuable au glacis 2 accordé par Coque (1962) rattaché au Moustérien. Il est l'équivalent de la terrasse, glacis et du cône 3 identifié par Ben Ouezdou (1994) et l'équivalent de la terrasse et cône-terrasse 3 identifiés par Gasmi (2012). Ce niveau est daté du Pléistocène supérieur (Ben Ouezdou, 1994).

-Le niveau 2 identifié correspond au: cône de déjection inférieur (C2), et cône-terrasse. Ce niveau est légèrement antérieur au glaciaire 1 défini et attribué par (Coque, 1962) au Capsien et à la Terrasse 2 et du cône 2 identifiée par Ben Oueddou en 1994 et Gasmi en 2012 et qui ont livré une industrie Capsienne. Ces unités sont datées du Pléistocène supérieur à Holocène (Ben Oueddou, 1994).

-Le niveau 1 est le plus bas, identifié comme une basse terrasse qui s'emboîte dans l'ensemble des formes quaternaires. Il est légèrement antérieur à la Terrasse 1 identifiée par Ben Oueddou en 1994 et Gasmi en 2012. Ce niveau est daté de l'Holocène - Historique (Ben Oueddou, 1994).

TROISIÈME PARTIE :
LES TENDANCES DE LA
DYNAMIQUE MORPHOLOGIQUE
ACTUELLE

CHAPITRE 1: LES FACTEURS MORPHOGÉNIQUES

Introduction

Pour mieux comprendre et étudier les tendances de la morphogenèse actuelle, il a été nécessaire d'aborder dans ce chapitre, les paramètres climatiques, ensuite les principales caractéristiques biogéographiques et hydrographiques qui interviennent dans l'activation des processus de façonnement des formes hydriques et éoliennes dans le paysage du chaînon de Metlaoui et de ses piémonts sud.

1.1. Aperçu climatique

Introduction

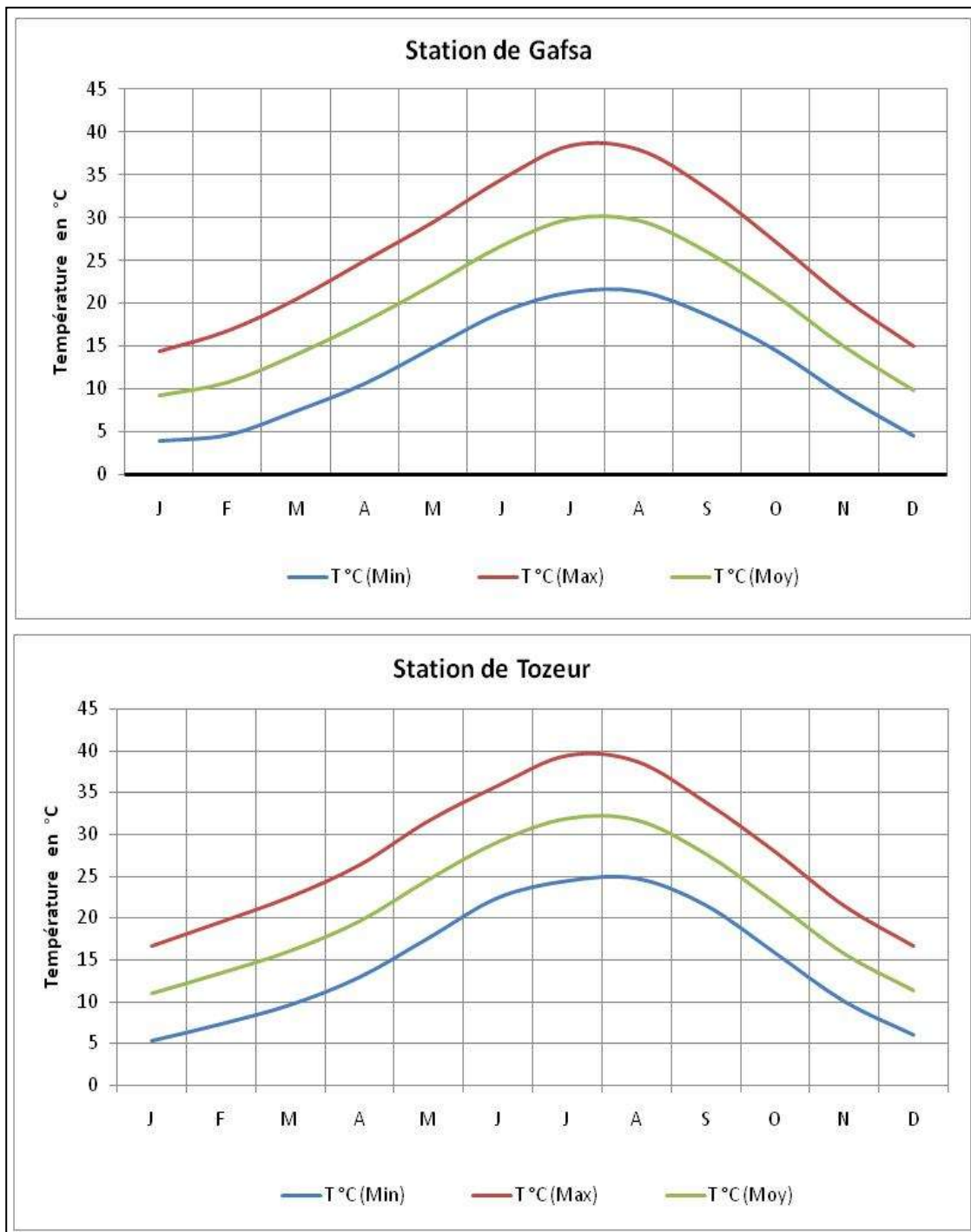
Les principaux paramètres climatiques étudiés sont respectivement la température, les précipitations et le vent. On exploitera les données des stations de Metlaoui, Gafsa et Tozeur.

1.1.1. Températures élevées et contrastées

Notre terrain d'étude enregistre des valeurs de température élevées. La moyenne annuelle est de 19.3°C à Gafsa et 21.2°C à Tozeur. Le régime thermique saisonnier moyen montre deux saisons contrastées : Un été très chaud et un hiver relativement doux. Pendant la saison estivale, de mai à octobre, les températures moyennes mensuelles dépassent souvent les 22°C et le maximum mensuel moyen du mois le plus chaud (juillet) est de l'ordre de 38.4°C à Gafsa et 39.4°C à Tozeur. Par contre, durant la saison hivernale, les températures sont modérées plus ou moins proches de 10°C et le minimum mensuel moyen du mois le plus froid (janvier) atteint 3.9°C à Gafsa et 5.3° à Tozeur (Fig. n°. 69). Les températures élevées constituent un facteur limitatif pour le développement du couvert végétal qui protège les terres de l'érosion. De même les écarts élevés entre les températures minimales et maximales favorisent l'action du processus de la météorisation mécanique par l'action de la fragmentation et la desquamation de la roche.

La valeur très forte de l'amplitude thermique s'explique vraisemblablement par les influences du Sahara et la continentalité (Bousnina, 2001). Cette amplitude est plus remarquable si on prend en considération les minima absolus qui peuvent descendre, pour le mois le plus froid (janvier) 0°. Par contre, les maxima absolus dépassent fréquemment 45°C en juillet mois le plus chaud de l'année.

La température est marquée aussi par des variations diurnes importantes, mais ces dernières restent toujours inférieures à l'amplitude moyenne annuelle (Bousnina, 2001). Notre secteur d'étude enregistre des durées d'insolation assez prolongées. La durée quotidienne moyenne d'insolation oscille entre 10.70 h/jour pour le mois de juillet et 6.51 h/jour pour le mois de décembre (INM période 1961-1990). Ces valeurs énergétiques sont considérables, ce qui contribue à augmenter considérablement l'évaporation potentielle.



Source : Institut National de la Météorologie

Fig. n°. 69: Régime thermique mensuel moyen des stations Gafsa et Tozeur (Période 1982-2012)

1.1.2. Précipitations faibles et irrégulières

L'étude pluviométrique se base notamment sur les données de la station de Metlaoui et Tozeur entre 1970 à août 2014. Notre région d'étude reçoit des faibles quantités de pluies. La moyenne annuelle varie entre 107.1 mm à Metlaoui et 91.2 mm à Tozeur (Fig. n°. 70). Leurs fluctuations interannuelles confirment le caractère capricieux de ces pluies. D'après la figure 70 nous remarquons que les précipitations annuelles oscillent entre des valeurs élevées comme la valeur de l'année 1990 (262 et 259.8 mm respectivement à Metlaoui et à Tozeur) et des valeurs très faibles inférieures à 50 mm.

Il importe de signaler aussi que l'ampleur des variations interannuelles des pluies est plus marquée dans la station de Metlaoui que celle de Tozeur (Tableau n°. 9). Ceci se traduit par l'importance de l'écart type qui atteint 58.6 mm à Metlaoui contre 44.6 mm à Tozeur. Ainsi, exprimé par le coefficient de variation, la variabilité des pluies annuelles semble relativement plus forte à Metlaoui (54.7 %) qu'à Tozeur (48,9 %).

Par ailleurs, les précipitations augmentent progressivement et atteignent environ 160 mm pour l'ensemble de la partie ouest de terrain d'étude notamment le bassin-versant de l'oued el Khanga (Plan d'Action Régional de Lutte Contre la Désertification du gouvernorat de Tozeur).

A l'échelle des saisons, notre région d'étude présente un régime pluviométrique saisonnier simple avec un maximum d'hiver et un minimum d'été (Fig. n°. 71 et 72). Ce dernier, reste la saison la plus sèche de l'année. Durant l'automne, l'hiver et le printemps les moyennes mensuelles sont souvent inférieures à 15 mm de pluies à Tozeur et à Metlaoui (Fig. n°. 73 et 74). Tandis que les mois d'été sont presque exempts de pluies.

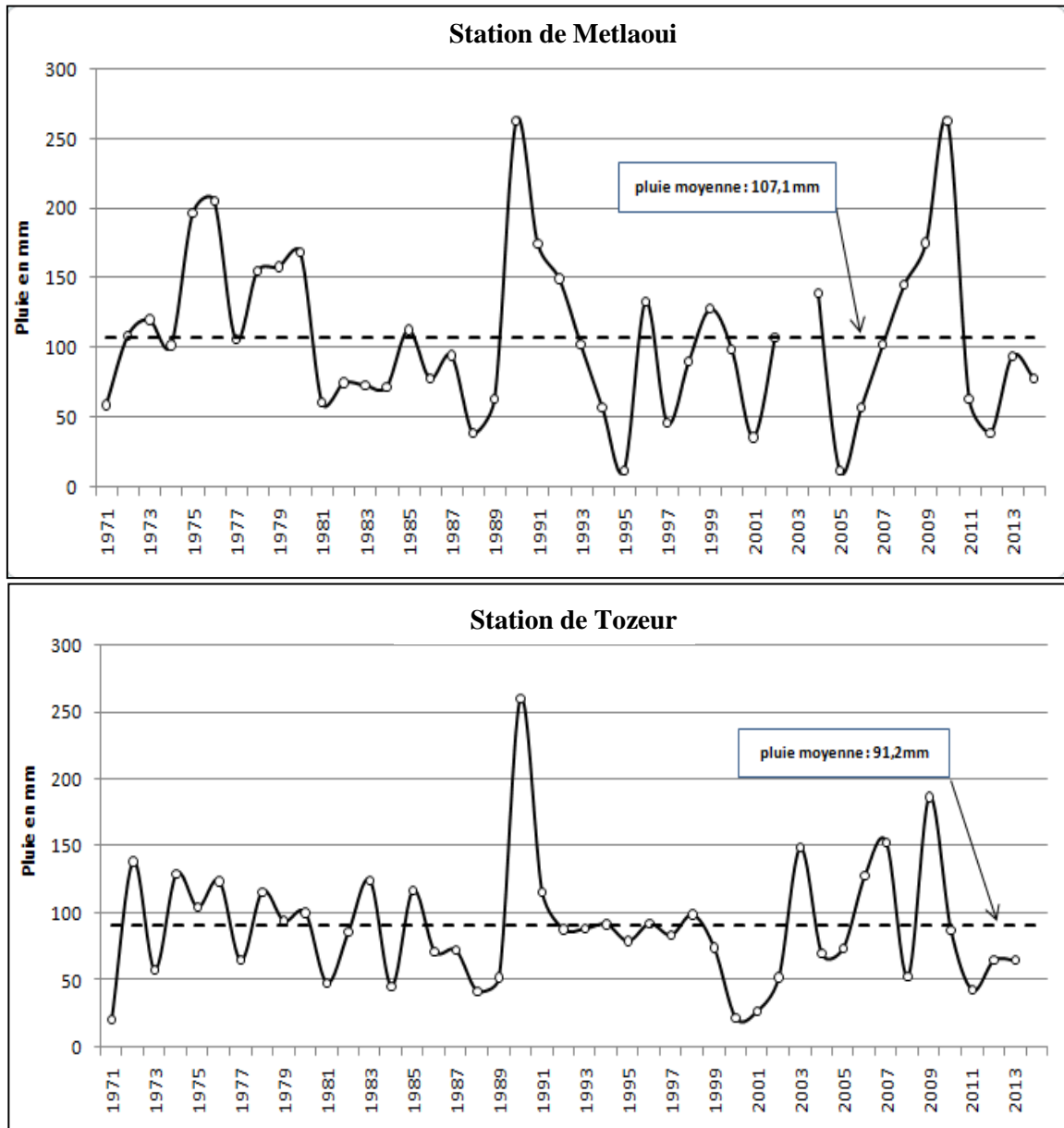
L'irrégularité des moyennes pluviométriques se manifeste aussi à l'échelle quotidienne. L'étude des jours des pluies montre la concentration des pluies dans le temps. En fait, les pluies, dans notre terrain, tombent en un nombre très réduit de jours variant entre 43 jours au maximum et 6 jours au minimum (Fersi, 1985). Il s'agit généralement de précipitations intenses concentrées en averses isolées de courte durée et de forte disparité. Ces averses apportent occasionnellement des quantités considérables d'eau donnant des crues importantes et provoquant une érosion hydrique intense. L'évènement de janvier 1990 et de septembre 2009 représentant des manifestations du caractère brutal et excessif des pluies de notre région. En janvier 1990 le maximum journalier a atteint 153 mm à Metlaoui et 64.7 mm à Tozeur. La dernière crue exceptionnelle est survenue pendant la nuit du 22 et la matinée du 23 septembre 2009 dans le bassin de la ville minière de Redayif

où nous avons enregistré 150 mm alors que la station de Metlaoui n'a reçue que 41 mm (DGRE, 2009). Ces épisodes pluvieux constituent un exemple de ces événements caractéristiques dont les effets sont vigoureux sur le paysage naturel de notre région d'étude en particulier et pour la Tunisie centro-méridionale en général (Ben Ouezdou et al. 1990).

Tableau n°. 9: La pluviométrie à Metlaoui et à Tozeur

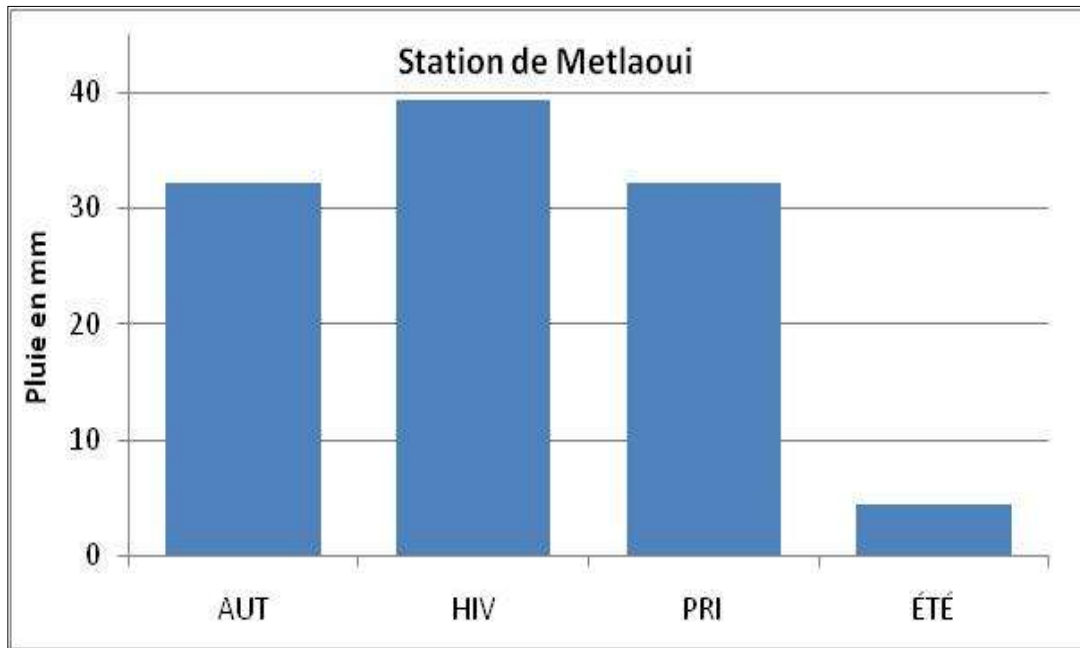
	Pluies moyennes (en mm)					Variabilité des pluies annuelles	
	Année	Automne	Hiver	Printemps	Été	Écart type (en mm)	Coefficient de variation
Metlaoui	107,1	32,2	39,4	32,2	4,4	58,6	54,7 %
Tozeur	91.2	34	35	30	5	44,6	48,9 %

Source : Institut National de la Météorologie



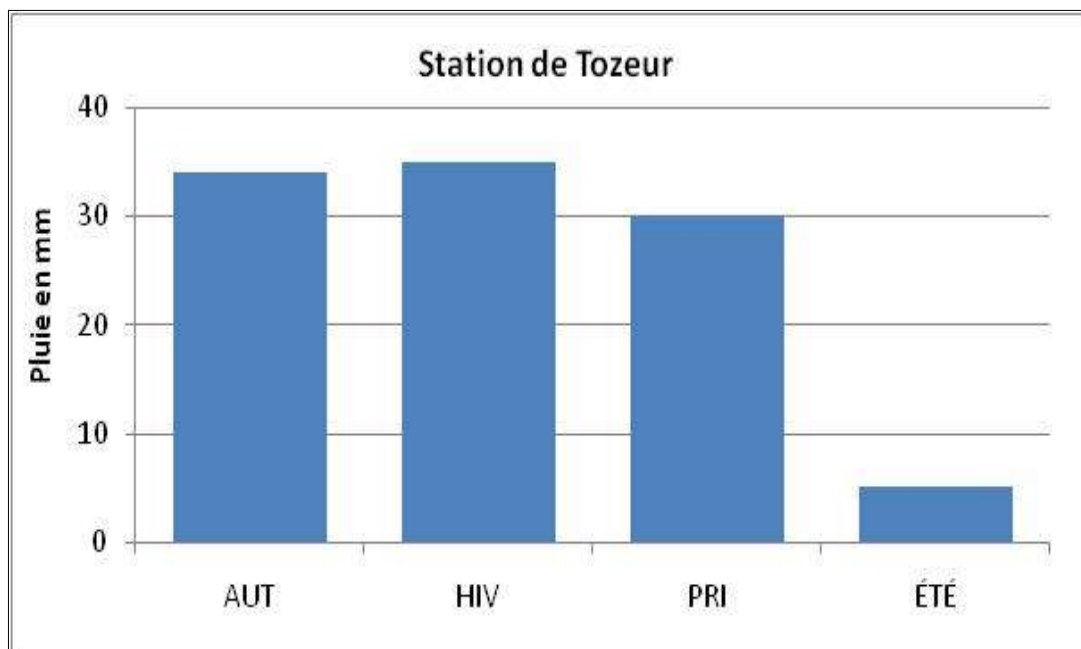
Source : Institut National de la Météorologie

Fig. n°. 70 : Variations des pluies annuelles par rapport à la moyenne à Metlaoui et à Tozeur (1971-2014)



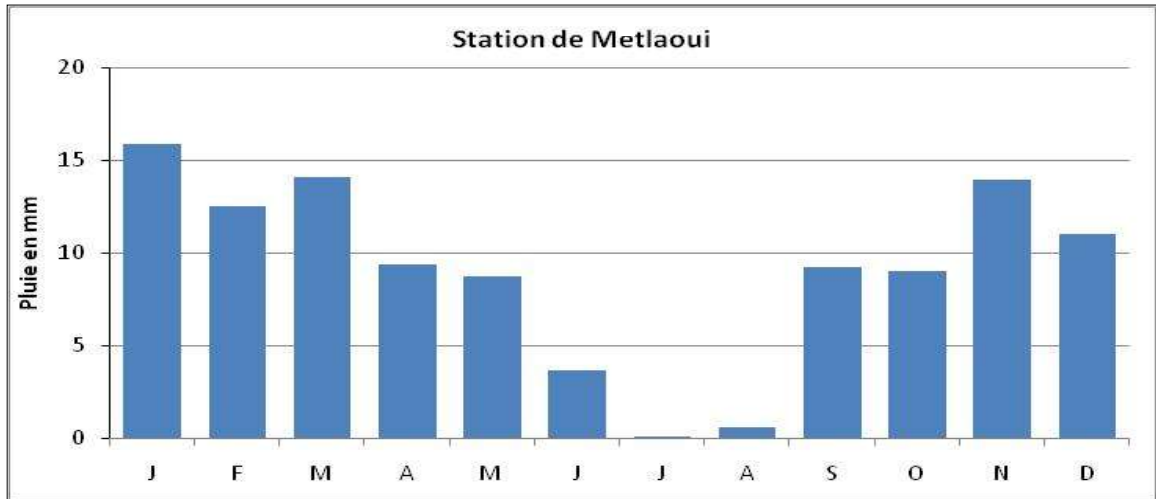
Source : Institut National de la Météorologie

Fig. n°. 71 : Régime pluviométrique saisonnier à Metlaoui



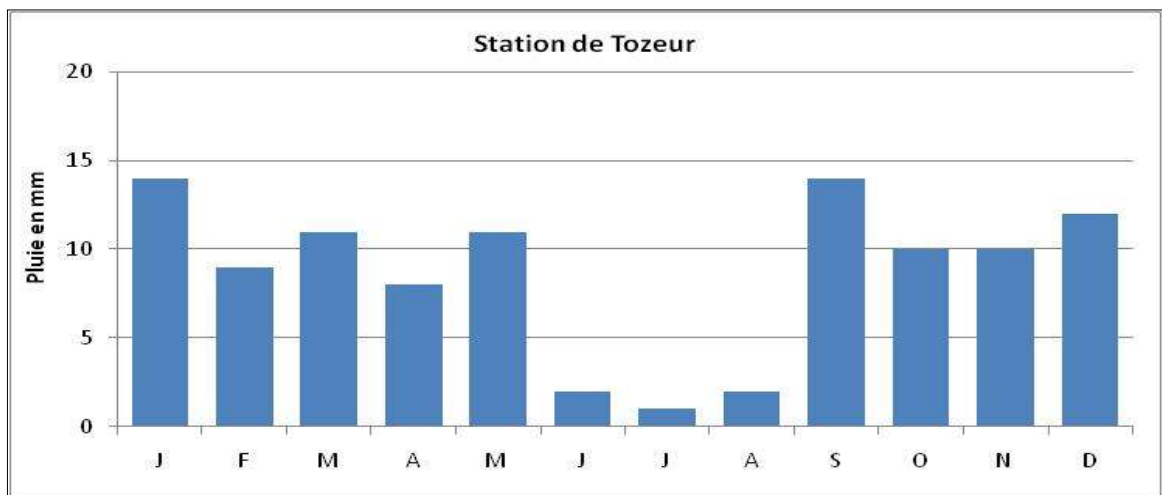
Source : Institut National de la Météorologie

Fig. n°. 72 : Régime pluviométrique saisonnier à Tozeur



Source : Institut National de la Météorologie

Fig. n°. 73 : Régime pluviométrique mensuel à Metlaoui



Source : Institut National de la Météorologie

Fig. n°. 74: Régime pluviométrique mensuel à Tozeur

Par ailleurs, notre secteur d'étude est marqué pratiquement par des valeurs très élevées de l'évapotranspiration potentielle. Suivant la formule de Penman l'ETP dépasse 1500 mm/an (Tozeur 1541 mm et Gafsa 1517 mm) (Fig. n°. 75). La perte de l'humidité par évaporation est très importante. Elle s'étale sur toute l'année avec une répartition saisonnière qui montre que la saison estivale est caractérisée par des valeurs très élevées. Le printemps vient en deuxième position. L'hiver enregistre les valeurs les plus basses. Bref, le bilan est toujours déficitaire. La pluviométrie n'excède l'évapotranspiration potentielle que dans de rares exceptions (Hammami, 1990 ; Ferchichi, 1996 ; SDARE-SO, 2013).

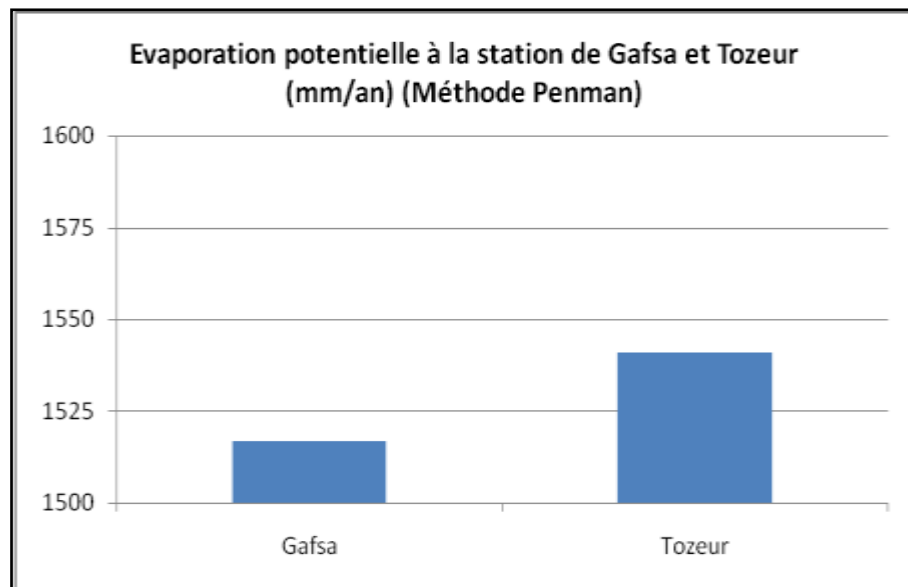


Fig. n°. 75: Évaporation potentielle à la station de Gafsa et Tozeur (mm/an)

1.1.3. Le vent

Les études menées sur le vent, ainsi que son rôle dans le façonnement et le remodelage des paysages arides et désertiques en Tunisie notamment dans le sud et l'extrême sud sont multiples. On peut citer quelques travaux de Coque, 1962; Mainguet et Canon, 1976 ; Mainguet 1978 et 1983 ; Coude-Gaussen, et Rognon, 1983 ; Caude Gaussen, 1984, 1989 et 1991; Chahbani, 1992; Khatali, 1981, 1983, 1984 ; Khatteli et Belhaj, 1994 ; Baouab, 1992; Ballais et al, 1992; Ben Ouezdou, 1994 ; Khatali, 1995 et 1996; Gasmi, 2012). En général, il s'agit des vents continentaux, violents et secs accompagnés souvent de tempête de sable.

Suivant les statistiques de l'institut national de la météorologie, le pourcentage des calmes (vitesse de vent inférieure à 1m/s)¹³ reste inférieur à 3% des cas observés à Tozeur. Par ailleurs, la fréquence des vents actifs (vitesse supérieure à 3m/s)¹⁴ occupe plus de 60 % du total des observations. De ce fait, cette station est considérée parmi les endroits les plus venteux dans la Tunisie (Alouane, 2011).

Pour analyser le régime des vents actifs, nous avons élaboré des roses de vents à partir des données journalières des vents actifs (>3m/s) sur une période de sept ans (2009-2015).

La figure n°. 76 montre qu'à l'échelle annuelle le vent actif à Tozeur souffle le plus souvent de secteur est avec une fréquence de 31% du total des cas observés. Le vent de direction ouest vient en deuxième position mais avec une proportion moindre (13.8 %). La vitesse moyenne annuelle observée est de 11.8 m/s et la vitesse maximale s'élève à 29 m/s.

A l'échelle des saisons (Fig. n°. 77), la direction orientale des vents reste prédominante au cours du printemps, l'automne et surtout l'été. Pendant cette dernière saison la fréquence de vent de secteur est dépasse 55% des observations. Avec une vitesse moyenne proche de 13 m/s, les vents actifs de secteurs est sont accompagnés de temps en temps de phénomènes de tempêtes de sable (30 à 40 jours/an) et par une élévation remarquable des températures (Atlas de Tozeur, 2013). Les vents d'ouest sont particulièrement fréquents en hiver (26.9 % des cas observés). Ces vents d'origine continentale sont en rapport avec le domaine de basse pression relative sur la méditerranée orientale qui attire l'air de l'intérieur du continent (Henia, 1980).

¹³ On désigne par situation de calme les vents qui ont des vitesses inférieures à 1m/s (INM. Tunis).

¹⁴ On désigne par vent actif les vents qui ont des vitesses supérieures ou égales à 3 m/s (Khatteli, H. 1996).

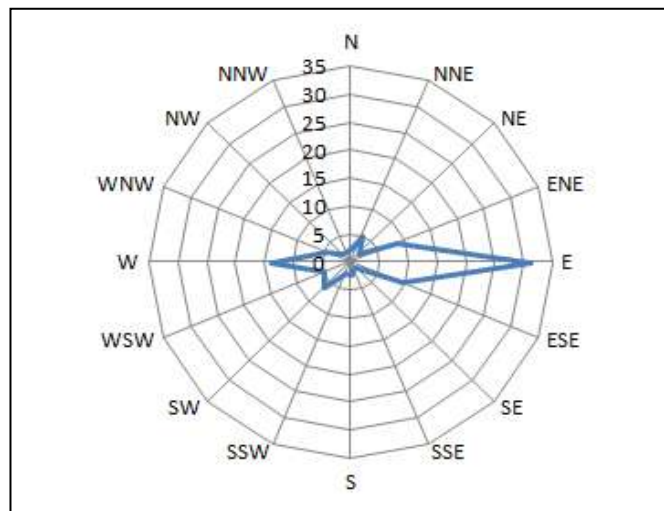
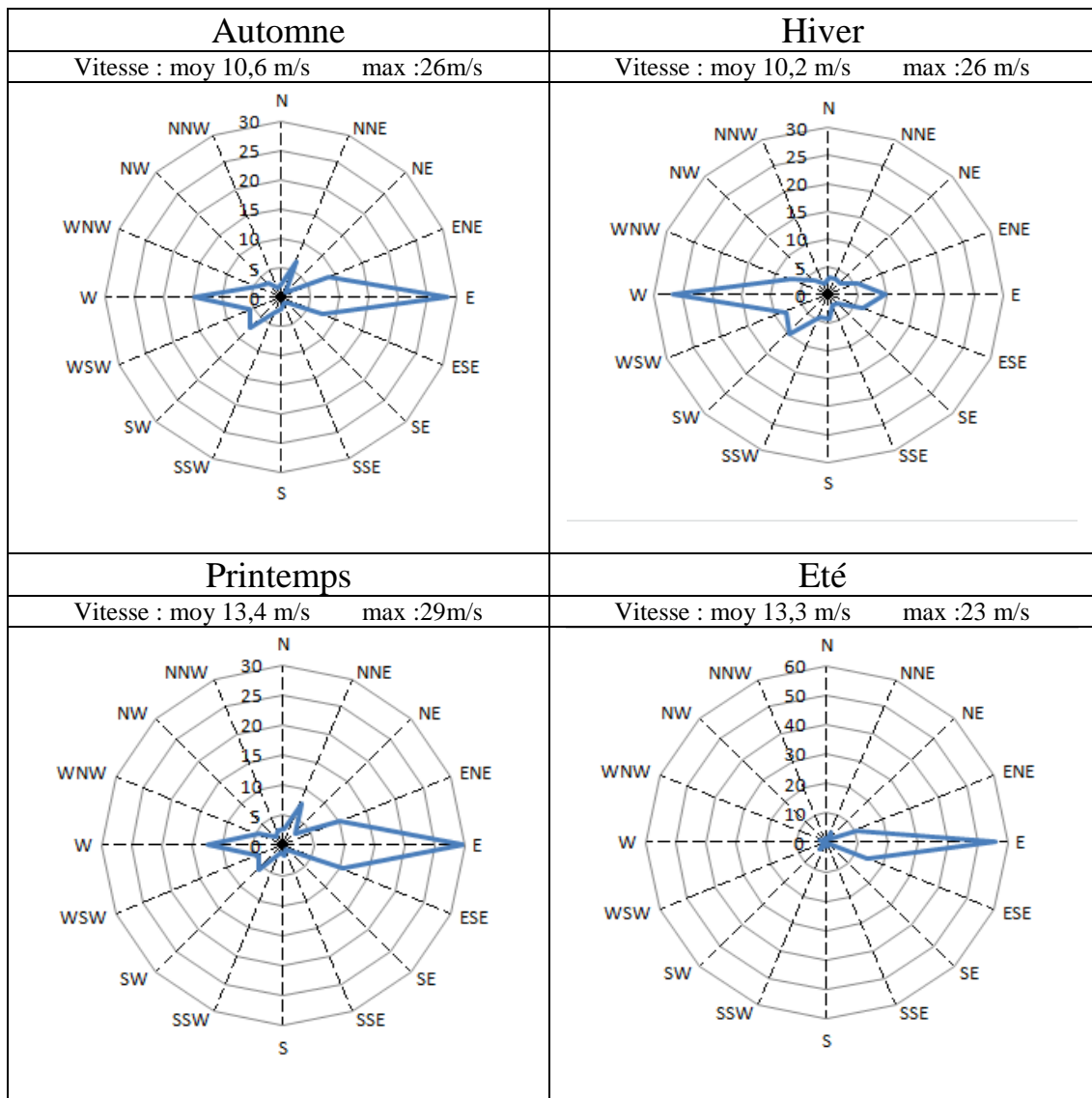


Fig. n°. 76 : fréquence (en %) et direction des vents actifs (> 3m/s) à Tozeur (période 2009-2015)



Source : Institut National de la Météorologie

Fig. n°. 77: Fréquence (en %) et direction des vents actifs (> 3m/s) par saison à Tozeur (période 2009-2015)

En gros, la région étudiée est marquée par l'aridité du climat. Elle se caractérise souvent par l'ampleur des irrégularités et la faiblesse de la pluviométrie à l'échelle annuelle et mensuelle, et par des températures généralement élevées et contrastées (été très chaud et hiver frais). Les vents actifs sont très fréquents provenant particulièrement de secteur oriental durant la majorité des cas. Ces conditions climatiques sont favorables à une érosion importante des sols d'origine hydrique ou éolienne.

1.2. Le couvert végétal

D'après la carte bioclimatique de la Tunisie, la région qui nous intéresse, appartient à l'étage aride inférieur à hiver frais (Le Floc'H, 1986) et présente une couverture végétale steppique très clairsemée. Celle-ci est influencée par deux facteurs défavorables, à savoir l'influence climatique locale contraignante et la forte pression pastorale. Lors des travaux sur terrain, on a pu identifier¹⁵ des formations zonales¹⁶ et d'autres azonales¹⁷.

Les formations zonales regroupent des steppes psammophiles, des steppes gypsophiles ainsi que des steppes gypsosamophyles. Les formations azonales correspondant à une végétation halophiles et à une végétation ripicoles.

15 Les campagnes des relevés phytoécologiques ainsi que l'identification des unités végétales sont effectués grâce à l'appui de M. Khaled Abaza, enseignant-chercheur à l'Université de Tunis et membre de l'Unité de Recherches « BiCADE, Université de Manouba.

16 «*Les formations zonales soumises dans leur grande répartition des caractères du bioclimat* » LE HOUEROU H.N. (1969) ; et GAMMAR A. M. (2002).

17 «*Les formations azonales sont marquées par l'action dominante des influences locales pédologiques et hydrologiques*». LE HOUEROU H.N. (1969) ; et GAMMAR A.M. (2002).

1.3. Architecture du réseau hydrographique

Introduction

Notre région d'étude, est caractérisée par un réseau hydrographique relativement développé de type endoréique. Elle est traversée par deux cours actifs de la Tunisie sud ouest, Oued el Khangua à l'Ouest et Oued Thèlja à l'Est qui sont organisés en deux bassins. Ces deux organismes hydrographiques traversent de part en part la structure anticlinale du chaînon de plis de Metlaoui et assurent ainsi la liaison entre les axes synclinaux au Nord et au Sud (Coque, 1962; Sghari, 1991; Ben Ouezdou, 1994). Après un parcours en défilés dans les marges du chaînon montagneux de Metlaoui, ils se divisent en une multitude de bras avant de rejoindre Chott el Gharsa au Sud. Par ailleurs, les réseaux d'oueds secondaires sont très denses et présentent des configurations variées (Voir Fig. n°. 14. Page 27).

1.3.1. Les principaux axes d'écoulement

1.3.1.1. Oued Thèlja

L'Oued Thèlja à l'est, à 8 km environ de la ville de Metlaoui draine un bassin de forme triangulaire, de 660 Km² (Fig. n°. 78 et tableau n°. 10). Marqué par la fréquence élevée des affluents élémentaires d'ordre 1 (47%), il est résultat d'un collecteur principal d'oued Tabeditt. Ce dernier, prenant naissance dans un bassin intra-montagneux de jbel Doukane el Haj, jbel Djennene el Khrouf et le versant nord de jbel Boudinar et jbel Sif el Lham. Dans les apports en eau et en sédiments proviennent de cours de l'oued Oum Larais, oued el Madjenne, Oued Zellès, Oued Redeyef, oued ed Douhara, oued Nagues et Oued el Berka. Il débouche dans le chaînon de Metlaoui par la gorge de Ras el Ayoun où il devient oued Thèlja.

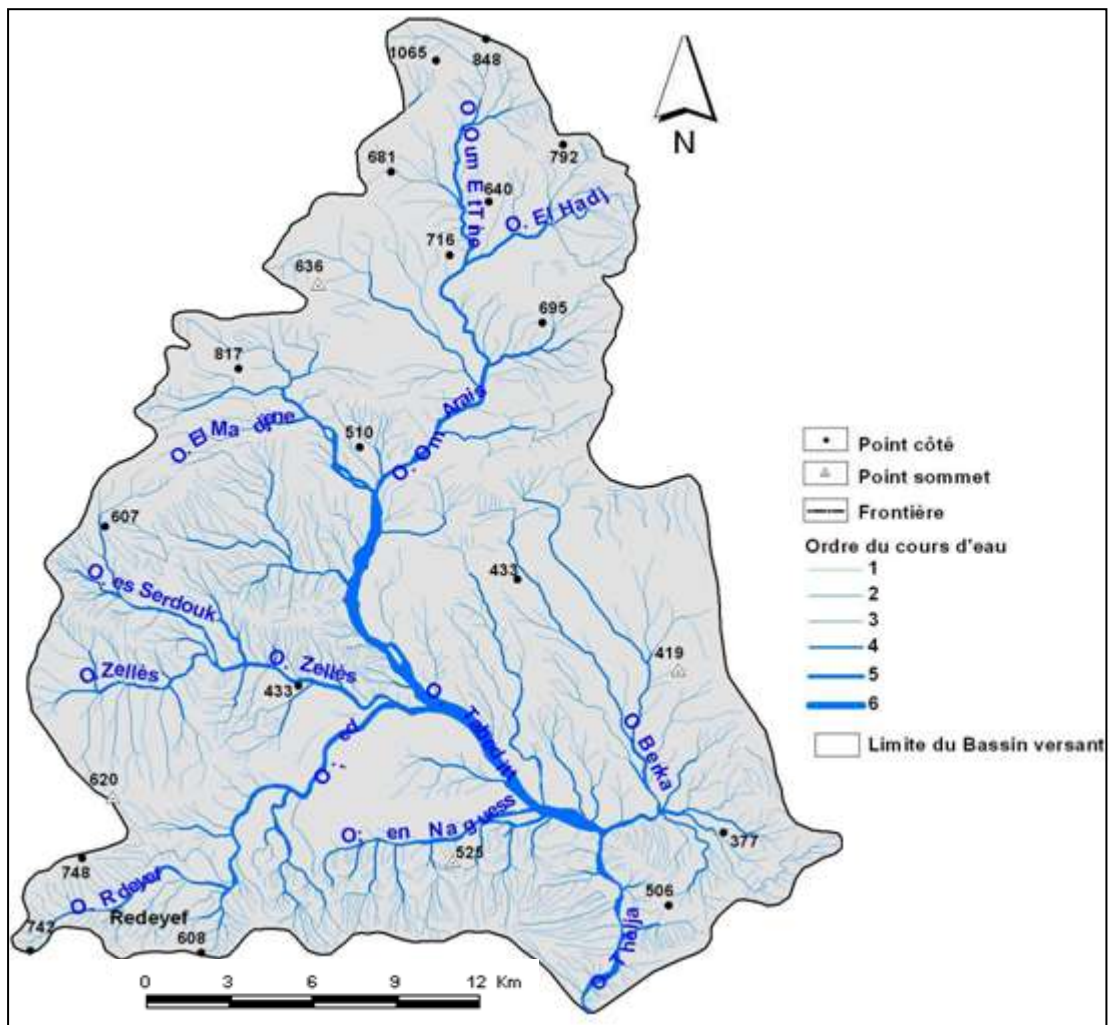


Fig. n°. 78: Carte de bassin de réception de l'oued Thèlja (délimitation réalisée sur la carte topographique de Metlaoui, Gafsa et sidi Aich au 1/100 000)

Tableau n°. 10: Caractéristique hydrographique de bassin versant des Oued Thèlja et Oued Foum el Khangua

	Superficie (Km ²)	Longueur totale des affluents (km)	Longueur des affluents d'ordre 1 (km)	Fréquence des affluents d'ordre 1 (%)	Densité de drainage (km/ km ²)
Oued Thèlja	660	1782	847	47 %	2.13
Oued Foum el Khangua	836	1562	883	56 %	1.86

Il recoupe les plis anticlinaux de jbel Alima-Zeref par un tracé sinueux et profond et s'étale à partir des collines de Chebket El Hanek pour rejoindre oued Gouifla - Maleh. De la cluse qui sépare jbel Alima et Zeref aux pentes nord de Chebket El Hanek où le diffluent de rive gauche de Thèlja s'encaisse, la distance parcourue est de 5 Km environ. La largeur de ce bras varie de 750 m à 1.4 Km pour se réduire de nouveau au passage Chebket El Hanek de 170 m à 300 m.

Le cours actuel d'oued Thèlja, se subdivise en multiples bras à chenaux instables. Dans son fond sont rejetées aujourd'hui par les eaux de la laverie de la CPG (Compagnie des phosphates de Gafsa). Alors que les accumulations éoliennes limitent sa rive droite (Photo n°. 45), sa rive gauche est marquée par un sapement intense de la berge le long du diffluent de la rive gauche de l'Oued Thèlja.

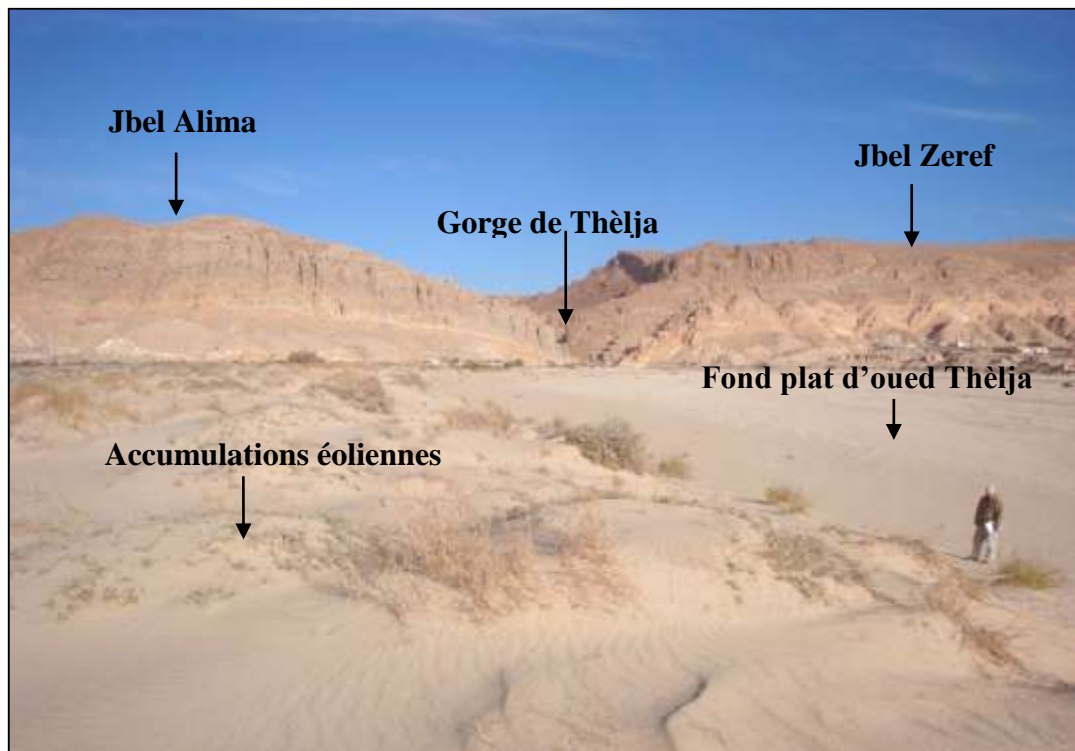


Photo n°. 45: Dépôts de sables éoliens dominant la rive droite d'oued Thèlja

La difficulté de drainage, est bien marquée au niveau d'oued Thèlja en rapport avec le transport de quantités considérables de charges solides. Les volumes énormes de rejets déversés par les laveries implantées dans le bassin de Metlaoui dans oued Thèlja est de l'ordre de 3.090.000 de m³/an en 2008 (C.P.G direction Metlaoui 2008). Par contre, les données enregistrées en 2015 montrent une diminution de la charge solide des eaux ruisselées. Ils sont évalués à 1.501.551 de m³/an (C.P.G direction Metlaoui 2015) (voir

Tableau n°. 11 et photo n°. 46). Cette diminution, s'explique vraisemblablement par la perturbation de l'extraction du phosphate dans le bassin minier à cause des grèves et des mouvements sociaux depuis 2011.

Tableau n°. 11: Rejets fins des laveries de la C.P.G

LAVERIES	2008			2015		
	DEBIT (L/s)	rejets fins annuel (tonne)	volume de la boue (m ³)	DEBIT (L/s)	rejets fins annuel (tonne)	volume de la boue (m ³)
Kef Edour	400	530 000	2300 000	389	277062	1259375
Moulares	213	380 000	1650 000	215	68225	310114
Redeyef	172	270 000	1175 000	157	53205	241840

Source : C.P.G direction Metlaoui 2015



Photo n°. 46: Évacuation des rejets des laveries dans l'oued Thèlja

1.3.1.2. Oued Foum El Khangua

L'oued Foum el Khangua à l'ouest, à 45 km environ de l'oued Thèlja draine un bassin rectangulaire allongé de 883 Km² (Fig. n°. 79) et (tableau n°. 10, p187). Ses écoulements présentent une organisation différente. La densité de son réseau est plus grande (elle est supérieure à 2), ses drains élémentaires d'ordre 1 son plus fréquents (56%) lui confère un caractère torrentiel à leurs écoulements et les phénomènes de décharge importants à leur aval. Ses affluents: oued El Frid, oued Oudei-Middes marqué par une forte densité débouchent directement à Foum el Khangua. L'importance du bassin de réception de l'oued Foum el Khangua (883Km²). La forte énergie de son relief à son passage entre jbel Al Blijou et jbel Safiet Ezarga, le creusement profond qui atteint les argiles santoniennes (80 m) favorisé par le réseau de fracturation et l'organisation des écoulements qui débouche directement dans Foum el Khangua, expliquent son importance, ainsi ses traits distinctifs (photo n°. 47. A et B).

Il recoupe la plaine de Tamaghza, et traverse jbel Al Blijou et Safiet Ezargua par la gorge de Foum El Khanga, pour s'étaler dans la plaine d'Ouled Sidi Abid et déboucher finalement dans le Chott el Gharsa sur une distance estimée à 40 Km environ. Cet oued, se distingue par la sinuosité de son tracé, l'importance de son extension (80 Km²) et de sa profondeur dans sa partie amont. Par contre, son tracé devient assez rectiligne en aval avec des pentes très faibles dans la vaste plaine jusqu'à son déversement dans le Chott el Gharsa. Les hauteurs des berges diminuent en parallèle de l'amont vers l'aval. Sa pente est de l'ordre de 2.3% à l'amont et inférieur à 1% à l'aval. Son fond est assez large et l'écoulement se fait dans des chenaux en tresses à écoulement pérenne dont le débit est estimé à 40 l/s (Plan de Développement Participatif de l'Oasis de Tameghza, 2014) en direction la plaine. Par ailleurs, le bassin versant, soumis à une érosion intense lors des pluies exceptionnelles, confère au collecteur principal un débit solide important favorisé par la grande extension du bassin versant.

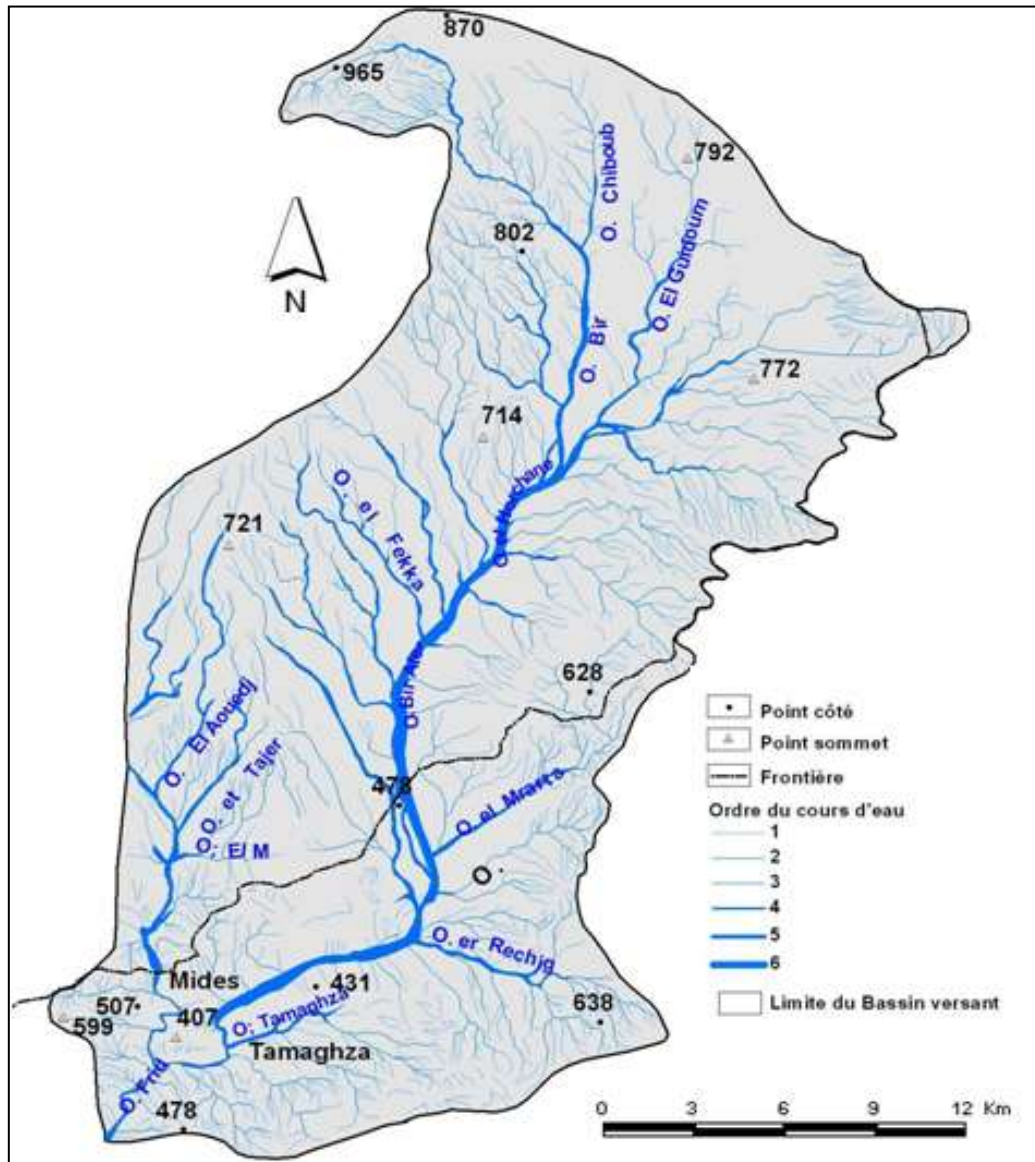


Fig. n°. 79: Carte de bassin de réception de l'oued Foug el Khangua (délimitation réalisée sur la carte topographique de Metlaoui et Bir el Ater au 1/100 000)



Photo n° 47: A et B: Le cours d'eau de l'oued Foum el Khangua

1.3.2. Le réseau hydrographique secondaire: Un réseau dense aux configurations variées

Le terrain étudié se caractérise par un réseau de cours d'eau secondaires très dense à écoulement temporaire, souvent à secs, et ne fonctionnant qu'à l'occasion des pluies. Ce réseau, présente diverses configurations.

Au niveau des dépressions qui trouent le flanc méridional du chaînon de Metlaoui, il présente une configuration dendritique ou arborescente. L'écoulement s'effectue dans des vallées moins profondes qui suivent principalement les affleurements tendres. En revanche, au niveau des affleurements durs, l'écoulement s'effectue dans de profondes vallées qui suivent les réseaux de failles.

Au niveau des piémonts, l'écoulement s'effectue dans de larges vallées qui montrent un aspect sinueux et un profil transversal souvent en U. La hauteur des berges diminue relativement en direction de la plaine où le tracé devient plus régulier, excepté oued Jmel dont le lit se présente un fond assez large et régulier à l'amont dès sa sortie du système montagneux et qui suit le passage de la faille Nord Sud d'Aïn Jmal.

Par ailleurs, la plaine de Metlaoui, se caractérise par une surface très faiblement inclinée, à quasi plane, l'écoulement s'y effectue dans des lits larges en raison de la faible incision des oueds. Au niveau du cours aval d'oued El Miit, on peut observer des chenaux en tresse, qui dessine certains méandres jusqu'à l'oasis de Segdoud où les pentes sont généralement faibles.

Conclusion du premier chapitre

La région étudiée est marquée par la forte aridité de son climat. Elle se caractérise souvent par la faiblesse de la pluviométrie et sa forte variabilité à l'échelle mensuelle, annuelle et interannuelle, des températures généralement élevées et contrastées (été très chaud et hiver frais). Les vents actifs sont très fréquents provenant particulièrement du secteur oriental durant la majeure partie de l'année. Toutes ces conditions climatiques sont favorables à une érosion importante des sols d'origine hydrique ou éolienne. Par conséquent, les conditions climatiques constituent un facteur important de la morphogénèse dans la région d'étude.

La couverture végétale dans notre terrain d'étude se caractérise par son faible taux de recouvrement moyen en rapport avec un potentiel pédologique très limité, des conditions climatiques contraignantes et une forte pression pastorale actuelle.

Le réseau hydrographique se compose de deux catégories de drainage: un réseau à écoulement pérenne développé dans des vallées profondes à partir des systèmes montagneux comme le cas de l'oued Thèlja et Oued Fom El Khangua qui se déversent dans la dépression fermée de Chott El Gharsa ; et un autre formé par des oueds secondaires souvent denses, développés dans des vallées assez larges mais peu profondes, présentant des configurations variées et à écoulement temporaire. Leurs tracés montrent souvent un aspect sinueux vers l'amont pratiquement à la sortie du système montagneux et deviennent assez réguliers vers la vaste plaine de Metlaoui.

CHAPITRE 2 : LES DYNAMIQUES DE L'ACTION HYDRIQUE ACTUELLE

Inrtoduction

La dynamique morphologique liée à l'action de l'eau est généralement très réduite à cause des faibles précipitations¹⁸. Par contre, elle se multiplie et s'accélère lors des événements pluviométriques extrêmes qui provoquent souvent les crues (exemple de la crue de 2009) au niveau de principaux collecteurs et des réseaux d'affluents

Les processus les plus actifs des différents oueds depuis le système montagneux jusqu'aux plaines en passant par les piémonts sont le ravinement, le sapement et l'incision...

2.1. Les principaux traits de l'activité morpho-dynamique dans les principaux axes d'écoulement

Plusieurs actions de l'érosion commandent l'évolution géomorphologique dans les axes des principaux cours d'eau. Les plus significatives de ces actions sont le sapement, le ravinement, le creusement linéaire et l'accumulation.

Les principaux axes d'écoulement étudiés sont Oued Thèlja, Oued El Miit et Oued Fom El Khangua qui drainent la plaine de Metlaoui et débouchent dans le Chott El Gharsa.

2.1.1. Au niveau d'oued d'Oued Thèlja

La morphométrie de l'oued Thèlja est marquée par un lit large délimité par une rive gauche le plus souvent abrupte et une rive droite dominée par des accumulations éoliennes. Vers l'amont la sinuosité remarquable du tracé de cet oued témoigne l'instabilité au niveau de la section d'écoulement, et notamment l'évolution importante et continue du lit, qui en rapport avec le rôle de la pente, le degré d'encaissement et la granulométrie des dépôts. Cependant, la partie aval l'évolution est moins importante où le tracé est devient assez régulier.

Les observations réalisées le long de l'oued Thèlja, indiquent que le sapement, ravinement et l'accumulation sont les plus remarquables.

¹⁸ Voir la partie précipitation, le chapitre 1 de la troisième partie concernant les facteurs climatiques.

A- Le ravinement

Ses manifestations sont observées au niveau de la section amont de l'Oued Thèlja sur sa rive gauche au contact avec le piémont sud de jbel Zeref (photo n°. 48), et au niveau de la section aval après son passage à travers la colline d'El Hanek à Zawiat Sidi Abdessalem. Généralement, les ravins sont larges de 2 à 4 m, assez profonds entre 0.5 à 5 m et longs de quelques dizaine des mètres. Sur le piémont sud de jbel Zeref jusqu'au contact avec la gorge de Thèlja les ravins jouent lors des pluies exceptionnelles, le rôle de petits ruisseaux qui alimentent le cours principal d'oued Thèlja en eaux et en sédiments grossiers et hétérométriques, issus principalement de la destruction de la barre calcaire de jbel Zeref (photo n°. 49). Le recul parallèle des têtes et l'approfondissement de leurs lits sont les principaux modes de son évolution. Par la suite, l'évolution latérale par sapement des berges présente une autre modalité d'évolution de ce système ravinant.

Les formations superficielles meubles à base argileuse, sableuse et la couverture végétale très clairsemée sont les principaux facteurs d'amplification de l'activité du processus de ravinement.

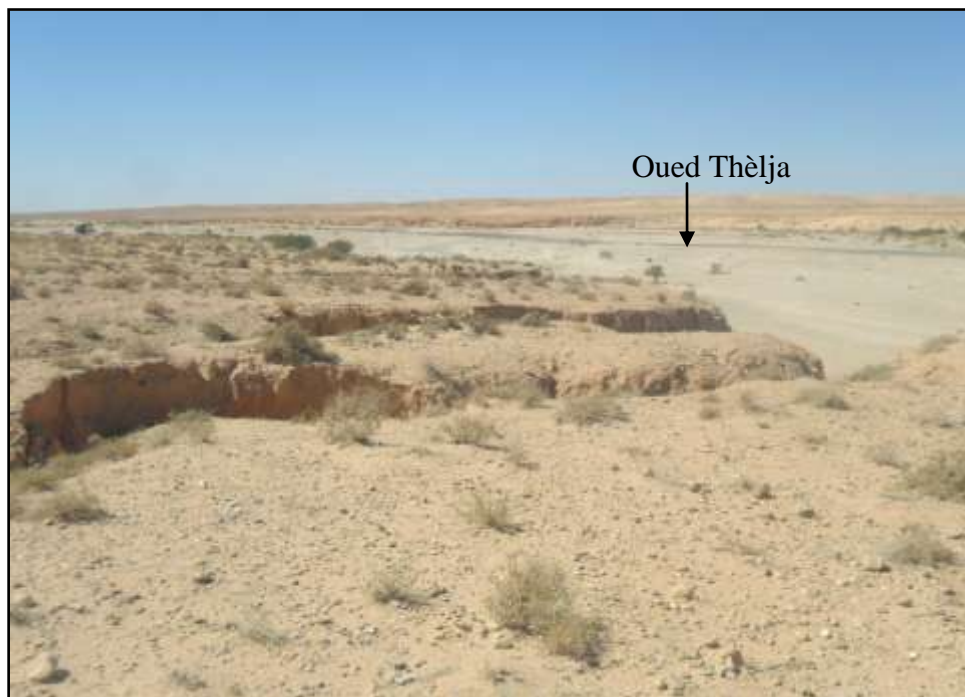


Photo n°. 48: Ravinement au niveau de la rive gauche du cours aval de l'Oued Thèlja

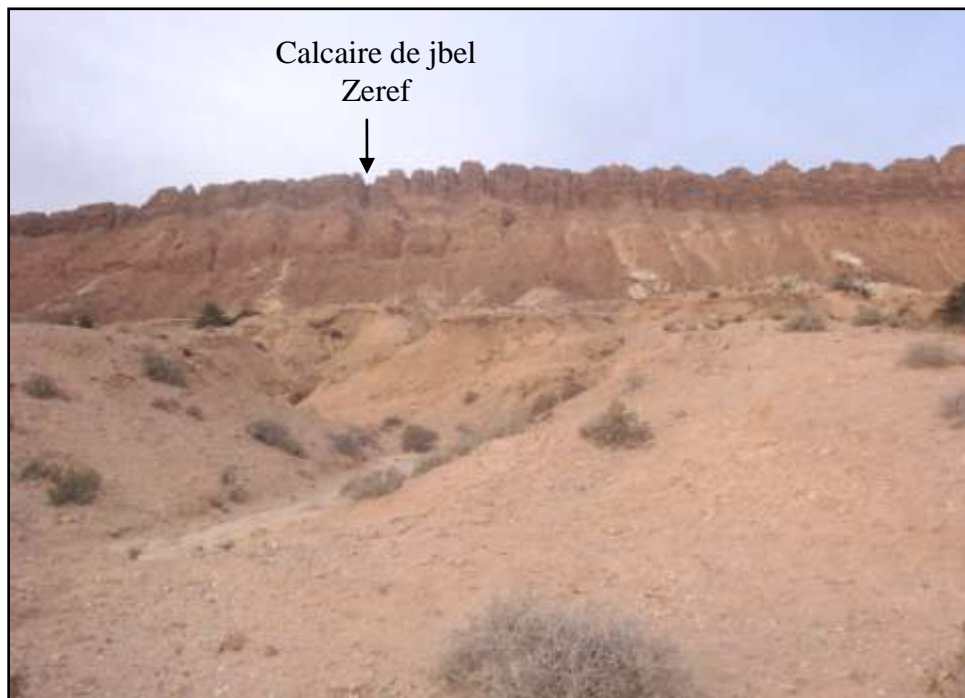


Photo n°. 49: Évolution d'un ravin par recul de tête et élargissement du lit sur le piémont méridional de jbel Zeref

La comparaison du système ravinant, dégagé sur la rive gauche de l'oued Thèlja à l'amont de sa confluence avec le collecteur principal, pour les périodes 1962, 2009 et 2014 met en évidence une extension des surfaces ravinées. L'évolution linéaire, latérale et longitudinale des ravins permet de transformer les ravins en des affluents considérables. La figure n°. 80 illustre l'évolution des surfaces ravinées sur le piémont sud de jbel Zeref. En 1962, ces ravins se présentaient comme de simples incisions, moyennement longues (200 à 600 m environ) et larges (5 à 30 m environ). En 2014, ils ont pris l'aspect d'affluents très importants, longs de 600 m à 1.5 km environ, et larges de 30 m à 100 m environ. La tendance générale est à l'extension de ces surfaces ravinées.

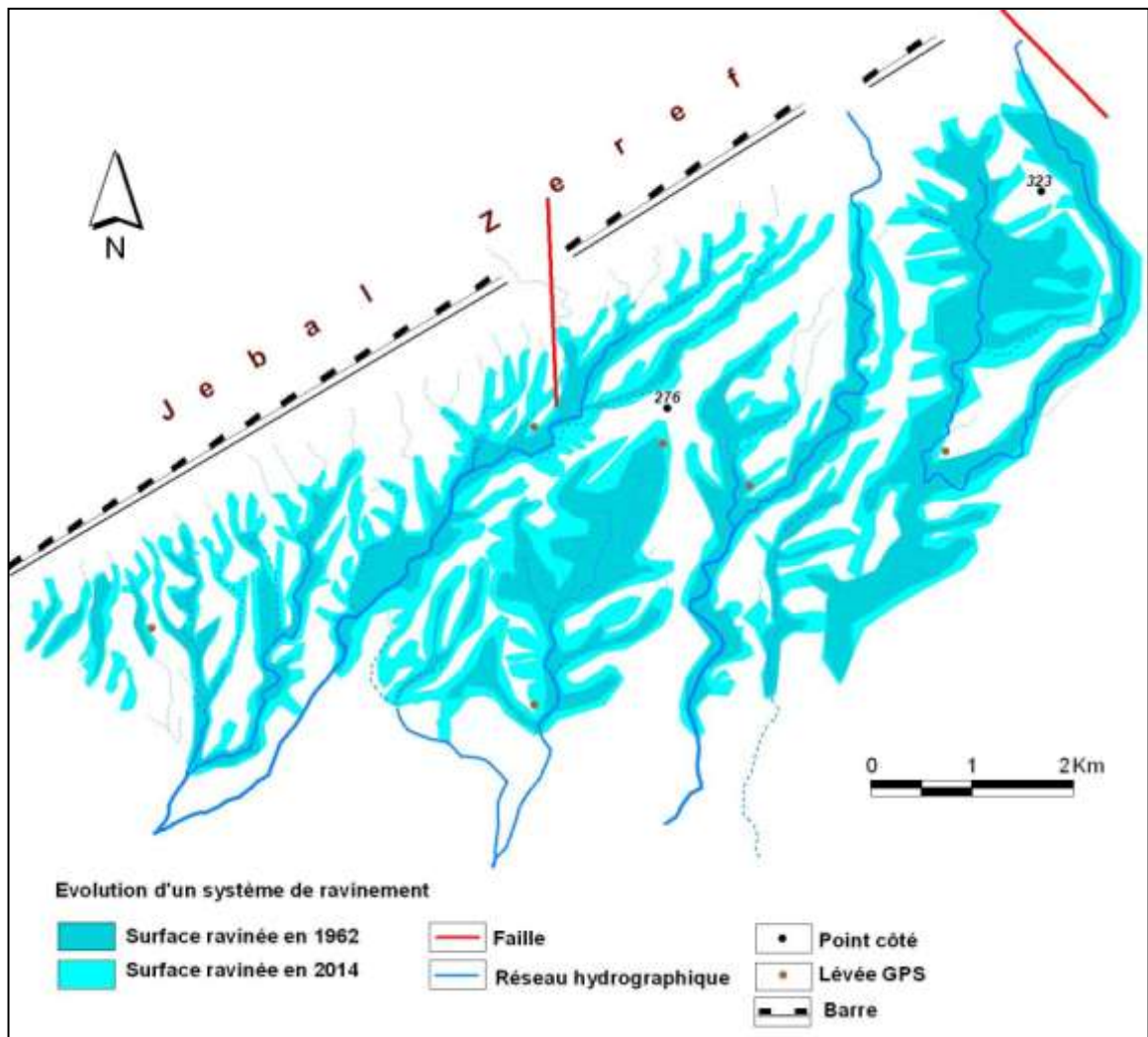


Fig. n°. 80: Évolution des surfaces ravinées sur le piémont sud de jbel Zeref entre 1962 - 2014 (d'après la photo aérienne 1962 et image google à très haute résolution en 2014)

B- Évolution par sapement des berges et élargissement des lits

Les manifestations de ce phénomène sont observées également sur la rive gauche de l'oued Thèlja dans sa partie amont, moyenne et aval où on a enregistré une dynamique de sapement intense. Ce processus a conditionné l'évolution latérale, le recul des berges et l'élargissement continu du lit au niveau de cet oued. Le phénomène de sapement conduit à l'éboulement de blocs entiers dans le lit de l'oued qui se charge par la suite de les évacuer sur plusieurs étapes à l'occasion des crues (photo n°. 50), et peut menacer les constructions

qui se trouvent sur les rives de l'oued. Le marabout de Sidi Abdessalem est en partie détruit suite au recul de la berge par sapement.



Photo n°. 50: Recul par sapement de la berge gauche de l'Oued Thèlja dans sa partie moyenne

Pour mieux connaître les traits de l'évolution liée à l'activité de sapement et d'incision régressive, une évaluation diachronique et comparative a été faite. Dans ce cadre, nous avons utilisé une série évolutive de photographies aériennes, des images satellitaires, des images Google à très haute résolution, ainsi que les travaux menés sur terrain. Ces supports cartographiques, photographiques et satellitaires permettent de saisir les effets des différentes crues dans la région pour les années 1960, 1990 et 2009.

Les résultats obtenus nous ont permis de mener une comparaison de la dynamique latérale du cours d'oued Thèlja. Le bilan de l'évolution par sapement est marqué par une importante activité pour la période 1962-2014. La tendance est en faveur d'un élargissement du lit de l'oued Thèlja, essentiellement sa rive gauche.

Les mesures effectuées sur un tronçon de 2km du cours aval de Thèlja (Fig. n°. 81) démontrent qu'il a connu une évolution latérale importante. Entre 1962 et 2014, les sections d'écoulement ont fonctionné comme des zones d'érosion latérale. Ce dernier constitue les processus le plus significatifs sur la rive gauche de cet oued. La vitesse du

recul calculée entre 1962 et 2014 est estimée à 15.6 m environ au niveau de Zaouiet Sidi Abdesselam (photo n°. 51).



*Photo n°. 51: Sapement de la berge gauche de l'oued Thèlja dans sa partie aval
(au niveau de Zouiet Sidi Abdelslem)*

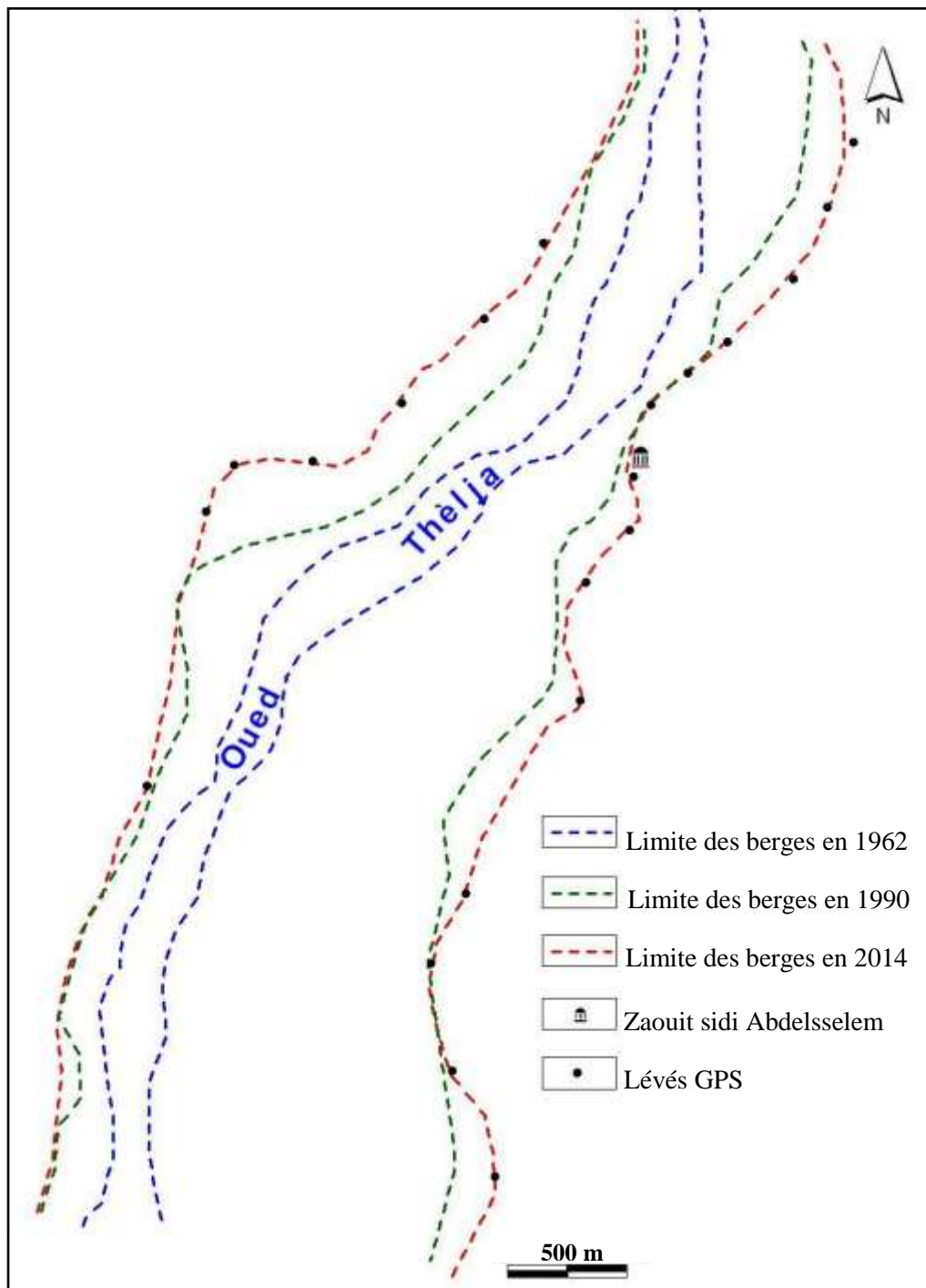


Fig. n°. 81: Évolution des berges du cours aval d'oued Thelja au niveau de Zaouiet Sidi Abdelsselem (Période 1962-1990 et 2014)

C- Débordements et migrations latérales du lit du cours d'eau

Le débordement des berges se produit lors des crues exceptionnelles. La dernière crue catastrophique est survenue pendant la nuit du 22 et la matinée du 23 septembre 2009 dans le bassin de la ville minière de Redeyef¹⁹. Des pluies intenses qui ont atteint 150 mm (DGRE, 2009), se sont transformées en crue meurtrière. Les apports pluviométriques énormes sont liés à une situation météorologique particulière. Il s'agit d'une dépression saharienne qui a pénétré en Tunisie et atteint le Sud Ouest. Ces perturbations sont liées en altitude à des gouttes d'air froid ou des talwegs dépressionnaires (Dallel, 2009).

Au niveau de l'oued Thèlja le même événement extrême de 2009, à provoquer des manifestations d'érosion très étendues. Les volumes d'eau excédentaires et puissants accompagnés d'une importante charge solide, ont donné lieu à des débordements. Ce cours d'eau, est souvent caractérisé, notamment sa rive gauche, par des pentes faibles et un encaissement réduit. Les berges disparaissent et s'estompent vers l'aval où elles se décomposent en plusieurs bras et/ou filets dans le lit d'écoulement principal et deviennent incapables d'évacuer leur charge.

Durant la même période (1962 - 2014), nous avons remarqué que le lit actif de l'oued Thèlja a continué de migrer latéralement en direction de l'ouest. Au niveau du cours moyen, les filets d'eau dépassent et couvrent parfois la route et le pont reliant Metlaoui à Segdoud (photo n°. 52). Dans sa partie aval, les filets d'eau ont quitté brusquement la section d'écoulement et se dirigent vers la route reliant Metlaoui et Tozeur (GP3) (Gasmi, 2012).

¹⁹ Publication en cours: Analyse et cartographie des inondations catastrophiques de la ville de Redeyef (le 23 septembre 2009, Sud-ouest de la Tunisie).



Photo n°. 52: Les eaux de l'oued Thèlja couvrant la route et le pont reliant Metlaoui et Segdoud lors de la crue de 2009

D- L'accumulation

La section d'écoulement actuelle de l'oued Thèlja se trouve bloquée par les alluvions générées par les rejets de la laverie de Metlaoui. Le phénomène d'accumulation des alluvions sont observées tout au long de cet oued, mais essentiellement au niveau de la section aval où les valeurs des pentes sont très faibles à nulles. Ici, la section d'écoulement se présente sous la forme de petits filets d'eau anastomosés qui peinent à évacuer la charge solide pour s'épandre (Gasmi, 2012).

2.1.2. Au niveau d'Oued El Miit: évolution par sapement et élargissement du lit

La morphométrie de l'oued Miit, est marquée par un lit très large à fond plat couvert par des accumulations éoliennes bordées par une rive gauche modelée en talus d'érosion d'environ 3 à 4 m de hauteur. A 300 m à vol d'oiseau de la caserne et du champ de tir, les observations réalisées indiquent que le sapement est le processus le plus marquant. Lors des crues, les eaux de ruissellement de l'oued el Miit exercent une érosion assez intense au niveau de la rive gauche taillée dans les affleurements néogènes (Argiles et sables) (photo n°. 53 et 54). Ce processus, a commandé les manifestations de l'érosion par sapement latéral et élargissement du lit de l'oued El Miit.



Photo n°. 53: Berge vive sur la rive gauche de l'oued El Miit



Photo n°. 54: Sapement latéral suivi d'éboulement post-crue sur la berge gauche de l'oued El Miit

En effet, sur un tronçon long de 3 Km, nous avons remarqué que le cours d'El Miit a pu s'élargir énormément entre 1962 et 2014. Cette extension par sapement du cours a été assez importante sur la rive gauche notamment vers la route reliant Metlaoui, Segdoud et Chébika. Lors de crue, il a fonctionné comme un drain très important assurant l'acheminement des volumes excédentaires d'eau de l'oued Thèlja pour alimenter l'oasis de Sedgoud et se terminer en direction Chott El Gharsa.

Par ailleurs, au cours des événements pluvieux, nous avons relevé des microformes qui s'imposent dans la morphologie. Leur taille très réduite (d'ordre décimétrique à centimétrique) les classe dans la catégorie des micro-modelés. Ces derniers correspondent à des micros cônes sablo-limoneux (photo n°. 55). Ils sont très localisés, au débouché des petits chenaux en surface et/ou souterrains sur la rive de l'oued El Miit et les griffures, qui sont responsables de la formation de ces micros cônes.

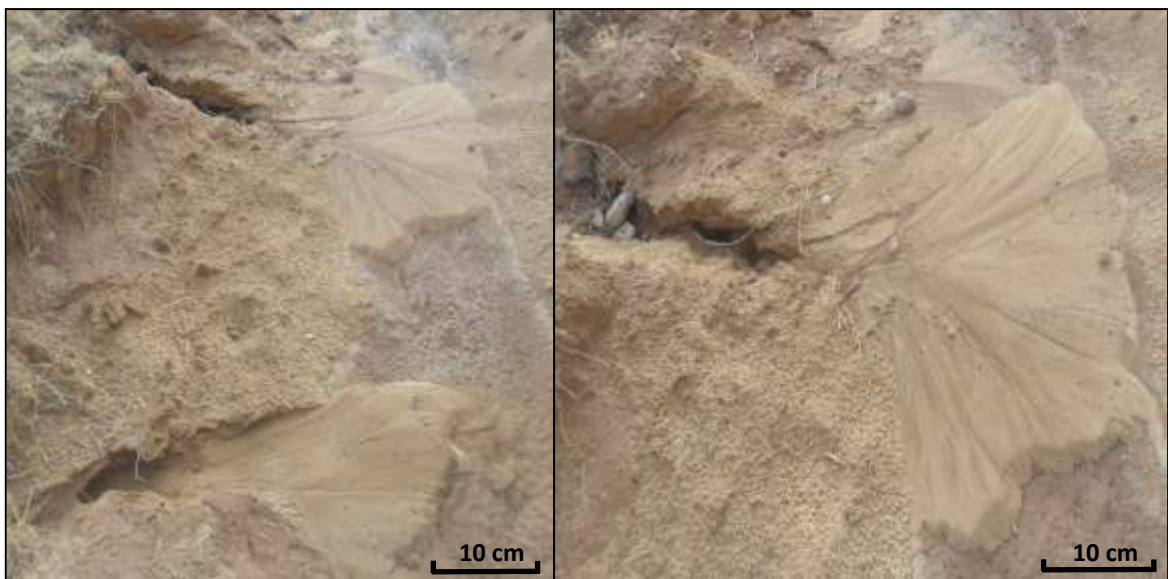


Photo n°. 55: Micros cônes sablo-limoneux formés au niveau de l'oued el Miit

2.1.3. Au niveau d'Oued Foum El Khangua

Les processus du sapement et de l'accumulation sont les plus remarquables.

A- Sapement des berges

La partie aval de la gorge Oued Foum El Khangua, est souvent marquée par un lit très large dominé par des dépôts essentiellement d'origine éolienne bordé par des rives le plus souvent abruptes. Les observations menées tout le long de l'oued Foum El Khangua, indiquent que les traits les plus remarquables de l'activité morpho-dynamique dans les lits de l'Oued sont le sapement latéral des berges et l'accumulation. Ces processus, sont à l'origine de l'encaissement et de l'élargissement des sections des cours d'eau à partir de leur origine.

Les travaux de terrain menés nous ont permis de mettre en évidence l'importance de la dynamique de la mise en porte-à-faux, qui se termine par l'effondrement et/ou l'éboulement et le recul des berges. Cette dynamique, est accélérée lors de crues. L'écoulement intense facilite le travail de l'érosion qui attaque les affleurements tendres et favorise le phénomène du sapement (photo n°. 56).



Photo n°. 56 : Fente de distension consécutive au sapement basal et à l'appel au vide au niveau de la section moyenne de la rive droite de l'Oued Foum El Khangua (Lat. N37883165.42 Long. E441629.54)

B- Accumulation

La forme en éventail de Foum El Khangua témoigne d'une décharge énorme en sédiments. Cependant, la section d'écoulement se subdivise en multiples chenaux anastomosés. Ceci constitue un fort indice du problème de drainage. L'analyse comparative d'une série de photographies aériennes et d'images à très haute résolution géo-référencées, datées de 1962, 1990 et 2014, nous a permis de mettre en évidence, une certaine extension spatiale des zones d'étalement de la charge, ce qui a entraîné une évolution par extension de Foum el Khangua. Ici, le phénomène d'accumulation est le plus caractéristique. On note que sur les rives gauche et droite de l'Oued Foum El Khangua, à l'aval de l'exutoire, les aires d'accumulation sont occupées par des parcelles cultivées en palmiers dattiers sur les surfaces immédiates du collecteur principal. Quelques réseaux de banquettes ont été aménagés dans le bassin versant de l'oued Foum El Khangua par les propriétaires. L'objectif est d'acheminer les apports solides et liquides de cet oued en direction des terres d'épandage pour l'exploitation agricole.

2.2. Les principaux traits de l'activité morphodynamique du réseau des affluents secondaires

Il s'agit d'affluents assez importants qui prennent naissance dans les systèmes montagneux de Metlaoui et traversent les piémonts méridionaux. Ils acheminent une quantité importante d'eaux et de sédiments lors des événements extrêmes pour rejoindre les principaux axes d'écoulement dans la plaine.

2.2.1. Le ravinement est le mode le plus actif dans le système montagneux

Le ravinement est la forme d'érosion la plus nette dans le système montagneux. Ce processus se manifeste par le recul des têtes des ravins. Ces ravins se rattachent spécialement aux réseaux d'affluents qui drainent les combes à l'intérieur du système montagneux.

Le ravinement dépend généralement, de la pente et de la forte intensité des pluies exceptionnelles. Ces dernières profitent des fissures ou des diaclases issues des mouvements tectoniques et de l'influence du pendage pour générer des apports considérables en eaux et en sédiments.

Les manifestations du ravinement sont très visibles au niveau des gorges (oued Serrat, oued Jmal, oued Segdoud, oued el Hanèche, et oued sidi Brahim Echaref) qui fonctionnent comme principaux exutoires des combes (Doukane Djefara, Doukane Hamda,

Doukane Zimra et Doukane, Aïn Aneur...) sur le flanc méridional du chaînon étudiée. Les ravins observés sont marqués généralement par le recul de leur tête vers le nord.

Les séries de combes observées constituent les impluviums des différents cours d'eau, localisés essentiellement sur le flanc sud et sont les lieux de développement du système ravinant le plus actif. Ils englobent des ravins rapprochés, espacés de quelques mètres seulement, longs d'une centaine de mètres, et assez profonds incisés dans les affleurements tendres (argiles du Campanien-Maastrichtien) qui constituent le fond de ces combes. Ils sont séparés par des arêtes aigues. Par ailleurs, le réseau de ravinement formant les différents bassins d'alimentation des cours d'eau évoluent continuellement en rapport avec leur hiérarchisation et l'extension de ses sections d'écoulement.

Lors des événements extrêmes, ces ravins jouent le rôle des petits torrents qui alimentent les principaux cours d'eau par un matériel grossier et hétérométrique. Les différents torrents situés au pied des versants sud constituent des exemples typiques.

2.2.2. Sapement, ravinement et incision linéaire: une dynamique intense d'érosion au niveau des piémonts

La morphométrie des différents affluents observés est marquée par des lits assez larges et aux fonds relativement plats et parfois étroits, dont l'encaissement est assez important et souvent délimités à la sortie des gorges par deux rives le plus souvent abruptes. Un signe indicateur de l'importance de l'activité latérale des berges. Cette forme traduit le phénomène de sapement et de l'incision linéaire qui occasionnent l'élargissement des sections des cours d'eau particulièrement au niveau du piémont sud de Metlaoui.

Les travaux de terrain nous ont permis de mettre en évidence l'importance des formes liées à la dynamique du sapement latéral des berges qui sont très fréquentes au niveau des différents affluents examinées. Elles sont remarquables généralement dans les oueds issus du système montagneux à travers des gorges (oued Serrat, oued Zimra, oued El Hanèche, oued Segdoud, Oued Jmal...) (photo n°. 57, 58 et 59).

L'examen de différents supports photographiques (photographies aériennes 1962 et 1990); satellitaires (2000) et des images Google à très haute résolution (2014), ainsi que les travaux de terrain, ont été nécessaires pour dresser l'évolution multi-dates, et pour quantifier la dynamique latérale des berges. Nous avons remarqué que l'érosion latérale et celle linéaire augmentent au niveau des affluents étudiés et qu'elles sont activées par le régime torrentiel des eaux lors des crues.



*Photo n°. 57: Ravins évoluant en badlands au pied de jbel Alima-Chouabine
au niveau de sidi Brahim El Charif*



*Photo n°. 58: Évolution d'un ravin sous l'action de l'érosion latérale et régressive sur le piémont
sud de jbel Chouabine*



Photo n°. 59: Rupture de la piste aménagée par la CPG sur le piémont sud d'Alima - Chouabine sous l'effet de l'érosion régressive (lors de la crue de 2009)

2.2.3. Le processus d'alluvionnement prédomine en plaine

Cette unité joue le rôle d'une vaste dépression d'accumulation des sédiments apportés par les réseaux d'affluents qui s'étalent depuis les impluviums de Dokane Djfarra, Dokane Hamda, Dokane Zimra sur la retombée méridionale du chaînon de Metlaoui entre jbel Alima et Al Blijou pour rejoindre les grands axes d'écoulement vers la plaine.

La plaine de Metlaoui occupe en effet une position topographique basse. L'altitude moyenne dépasse à peine 120 m dans ce secteur, les pentes sont généralement faibles. Les oueds commencent à perdre énormément leur charge solide pour déverser leurs eaux et diffuser suite au ralentissement de l'écoulement. La compétence des oueds diminue, ce qui provoque l'alluvionnement. Ce dernier, constitue en effet, la manifestation morphologique la plus remarquable dans la plaine jusqu'à Chott El Gharsa.

Lors des crues, ces oueds jouent le rôle de sources qui alimentent le cours principal par un volume d'eau important et par un dépôt mixte, issu principalement du système montagneux. D'ailleurs, on remarque des dépôts hétérométriques grossiers associant des graviers, des cailloux et même des blocs à l'amont des oueds. Vers l'aval, la granulométrie des dépôts devient de plus en plus fine là où l'alluvionnement devient très important.

À noter aussi, que la forme en éventail d'oueds Thèlja et Foum El Khangua constituent des zones d'alluvionnement. Ils témoignent d'une décharge en sédiments des cours d'eau causée pour l'essentiel par la platitude de la surface du sol et la diminution des valeurs de la pente.

Conclusion du deuxième chapitre

Au total, l'étude des principaux traits de l'activité morpho-dynamique dans les axes principaux d'écoulement (Oued Thèlja, Oued El Miit et Oued Foum El Khangua), nous a permis de mettre en évidence l'intensité de l'érosion et les modalités de son action.

L'action de l'érosion par sapement des berges, ravinement, débordement des lits, et accumulation sont les processus prédominants. Ils prennent de l'ampleur lors des événements exceptionnels (1990 et 2009).

L'action morphologique des affluents (ravinement, sapement, incision et alluvionnement) est importante dans le système montagneux, le piémont et jusqu'à la plaine. L'ampleur des débits liquides et solides qui sont acheminés en direction des principaux collecteurs témoignent de l'importance des réseaux d'affluents.

CHAPITRE 3 : LES FORMES ÉOLIENNES ACTUELLES: IDENTIFICATION, AGENCEMENT ET DYNAMIQUE

Introduction

Dans l'ensemble de la Tunisie méridionale, les phénomènes éoliens, ont fait l'objet de plusieurs études (Dubief, 1952, 1953, et 1959 ; Bagnould, 1953 ; Coque, 1962, 1979 et 1982; Trichet, 1963; Maignet et Canon, 1976 ; Maignet, 1978 et 1983; Ballais et al, 1979; Ballais et Balland, 1983; Bellachheb, 1990 et 1992; Floret et Pontanier, 1982 ; Floret et al, 1986 et 1989; Callot, 1987; Coude-Gaussen, 1982,1983, 1984, 1989 et 1991; Ballais et Ben Ouezdou, 1992 ; Baouab, 1992; Cooke et al, 1993 ; Talbi, 1993; Ben Ouezdou, 1994; Khatali et Bel Haj, 1994; Khatali, 1984, 1995 et 1996; Callot et Oulehri, 1996 ; M'Timet, 1999; David et Thomas, 2000; Zhibao et al, 2004; Kradous, 2004; Ben Boubaker et Henia, 2008; Venard, 2007, 2008 et 2012; Venard, et al, 2010 ; Fetoui, 2011; Gasmi, 2012). Cependant, l'agencement et la dynamique des accumulations éoliennes sont déterminés essentiellement par:

- Les agents climatiques: ampleur et fréquence du vent dominant et/ou actif influencé par le dispositif orographique, des températures élevées et des précipitations très faibles.
- Les caractéristiques biogéographiques : en rapport avec un couvert végétal spécifique aux milieux arides secs, qui correspond à des groupements steppiques souvent très dégradés.
- Les facteurs hydriques: caractérisés par un écoulement faible et limité, mais rarement sporadique lors des événements extrêmes (le cas en 2009 à Rdeyef).

L'analyse du paysage éolien au niveau du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud nous a permis de mieux comprendre l'agencement des différentes formes éoliennes, d'érosion ou d'accumulation, qui sont de types variés. Leur importance est bien visible dans les zones d'épandage, ce qui explique la place remarquable conquise par les dunes sableuses et la multiplication des champs de nebkas qui envahissent les lits majeurs des oueds Thèlja, El Miit, Seguia et particulièrement aux environs des agglomérations de Krichet Enâam, Segdoud et Chebika, ainsi qu'une vaste surface au niveau des collines d'El Hanek. Ces formes et dépôts liés à l'action du vent, présentent souvent des caractéristiques sédimentologiques variables correspondant à des sables très fins et à des limons.

3.1. Identification de paysage éoliens et agencement des formes éoliennes

La dynamique des formes éoliennes actuelles, se manifeste essentiellement dans la basse plaine méridionale du chaînon de Metlaoui. Leur importance s'affirme de plus en plus vers le Sud vers Hammet Jérid et vers l'Ouest jusqu'à la frontière algérienne où l'action du vent est très fréquente.

3.1.1. Répartition géographique

Les formes d'érosion ou d'accumulation se répartissent dans l'ensemble du terrain étudié:

- Au niveau du piémont sud de jbel Alima-Zeref à la sortie de la gorge de l'oued Thèlja, et sur le piémont sud de jbel Al Blijou à la sortie de la gorge de l'oued Foum El Khangua où on trouve des groupements dunaires allongés parallèlement et un ensablement assez important colonisé par de la végétation steppique.
- Dans les principaux secteurs d'épandage des oueds Thèlja, El Miit, Segdoud, et Seguia, on trouve de grands champs de nebkas à flèche, ou buissonnantes dont la hauteur dépasse 1 m.
- Sur le plateau d'El Hanek domine le paysage de regs.
- Dans la basse plaine d'épandage du chaînon de Metlaoui s'étendent immédiatement les dépôts d'origine éolienne où les effets du vent s'intensifient. Cet espace est couvert par de nebkas denses, bien organisées et séparées par des couloirs étroits où le recouvrement de *Retama raetam* et *Stipagrostis pungens*, trouve la condition propice à son développement. Ces manifestations éoliennes sont bien visibles dans le lit majeur de l'oued El Miit encombré par des champs denses de nebkas à flèche ou buissonnantes.

3.1.1.1. Sur le piémont méridional: un ensablement assez important caractérise la sortie des gorges des grands collecteurs

Les manifestations éoliennes actuelles sont visibles au niveau des lits majeurs du Thèlja à la sortie de la gorge entaillée dans le jbel Alima. Un ensablement comparable caractérise le large lit de Foum el Khangua entaillée dans le jbel Al Blijou. Dans le lit de l'oued Thèlja, les formes d'ensablement connaissent une intensification remarquable sur la rive droite. Par contre, elles sont moindres sur la rive gauche. Ce sont des champs nebkas et des nebkas à flèche de sable dominant la rive droite de cet oued. Elles présentent de nettes variations, avec des tailles modestes, mais la taille des nebkas et leurs nombres

augmentent d'une façon continue vers le sud jusqu'aux alentours de l'oasis de Krichit Ennâm. Le groupement de *Rtem* y envahit les dépôts sableux dans ce secteur.

En passant par la piste reliant oued Thèlja - krichet Ennâm vers Chebika et Foum El Khangua jusqu'à la frontière algérienne, les effets du vent s'intensifient et l'ensablement connaît une extension remarquable, et le paysage géomorphologique devient marqué par la morphologie dunaire. Il s'agit de dunes sableuses coalescentes et denses. Les formations psammophiles et gypsophiles de *Retama* et *Aristida* colonisent ces massifs dunaires. Ces derniers se multiplient, s'étendent, et deviennent plus compacts vers le Sud.

Vers l'Ouest, les accumulations de grosses nebkas se cantonnent dans la large vallée de l'oued Foum El Khangua. Elles sont assez fréquentes aussi à la sortie de la gorge de l'oued en question. Plus vers l'aval, une organisation en chaînes de dunes orientées Nord Est-Sud Ouest se dessine.

3.1.1.2. Le plateau d'El Hanek : surfaces pavées par des regs

Sur le plateau d'El Hanek se développent les surfaces de regs. Il s'agit de surfaces relativement régulières et remarquablement dénudées qui se manifestent par des éléments grossiers (des cailloux, des graviers et des galets). Ce secteur a fait l'objet d'études géomorphologiques pour la partie occidentale des basses plaines méridionales présentées par Gasmi en 2012. Il a constaté que l'extension des regs observés sur le plateau d'El Hanek montre des configurations relativement continues et allongées de l'Est vers l'Ouest. Les manifestations essentielles de l'activité du vent pour cette unité orographique sont visibles aux environs de Zaouiet Sidi Abdselem et jusqu'à la zone d'épandage de Gouifla. Dans cet espace, on a signalé un ensablement important parsemé également de multiples champs de nebkas d'extension et de densité assez variables. Les champs de nebkas sont orientés Nord Est - Sud Ouest et développés dans le groupement de *Retama raetam*, *Stipagrostis pungens* et *Colycotam villosa*.

3.1.1.3. La plaine de Metlaoui: une nappe éolienne caractéristique

On signale la multiplication des accumulations éoliennes au niveau de la plaine de Metlaoui. Un ensablement dense se développe dans ce secteur entre les piémonts sud du chaînon étudiée et le plateau d'El Hanek - El Gouifla vers le Sud et en direction de l'ouest (plaine de l'oued Thèlja-El Miit et Foum El Khangua) où la morphologie dunaire devient frappante. Cette vaste surface est totalement couverte par une nappe éolienne assez irrégulière. On observe des champs de nebkas coalescentes qui couvrent la surface et les nebkas à flèche de sable enregistrent également une remarquable abondance. Cependant,

ces formes d'accumulation sont très fréquentes et bien visibles sur le tracé du lit majeur des oueds drainant la plaine en question. Au niveau de l'axe de l'oued El Miit on observe un groupement de dunes de dimension variable.

3.2. Les formes éoliennes actuelles: caractéristiques géomorphologiques et dynamique

La bibliographie a fourni beaucoup de synthèses sur les formes éoliennes désertiques et a avancé plusieurs critères de classification géomorphologique. Ces derniers, sont basées sur le principe processus (logique qualitative) et le principe dimensionnel (logique quantitative) et de prendre en considérations les échelles et les seuils (Chudeau, 1920; Bagnould, 1953; Cailleux et Tricart, 1956; Coque, 1962; Mainguet, 1978; Oulehri, 1992; Cook et al, 1993; Callot, et al, 1996; Venard, 2007, 2008, 2009 et 2012; Venard, et al, 2010; Fetoui, 2011; Gasmi, 2012). Sur cette base, on peut distinguer d'une part les formes d'ablation et d'autre part les formes d'accumulation, ainsi les caractéristiques géomorphologiques et la dynamique sur le terrain d'étude auquel elles appartiennent.

3.2.1. Les formes d'érosion: les regs, une forme considérablement étendue

Les formes d'érosion éolienne résultent notamment, de l'action conjuguée de la corrasion²⁰ et de la déflation²¹ (Coque, 1962 et 1982; Tricart et Cailleux 1969; Dresch, 1982; Codé-Gaussen, 1991, Ben Ouzedou, 1994 ; Gasmi, 2012).

Les formes d'érosion éolienne les plus observées sur le terrain étudié sont particulièrement les regs²². Les surfaces des ces derniers, sont développés principalement sur le plateau d'El Hanek. Leur extension est importante et intensément cloisonnées par les multiples ravins

²⁰ La corrasion est une action mécanique exercée par des vents violents fortement chargés d'abrasif. Coque R. (1982).

La corrasion, usure d'une roche dure ou au moins très cohérente (argile par exemple) par le matériel, surtout sableux, transporté par le vent. Callot Y. (1987).

La corrasion n'est efficace que sur une faible hauteur, l'essentiel du matériel transporté n'étant soulevé que sur le premier mètre au-dessus du sol et même sur les premiers centimètres. Anderson et Haf. (1988).

²¹ La déflation, consiste en un enlèvement individuel de particule par le vent. Elle attaque surtout les surface dénudées et sèches. Coque R. (1982).

La déflation est un processus éolien d'érosion qui affecte les sédiments meubles dès l'origine, soit d'un matériel initialement cohérent altéré selon d'autres processus (altération hydrique par exemple). La déflation effectue un tri en surface, parfois appelé vannage éolien qui aboutit à un pavage de déflation. Dresch. (1982).

²² Un reg est un désert de pierres, une surface caillouteuse débarrassée des éléments fins par le vent (déflation éolienne). Tricart et Cailleux, (1969).

Le reg représente le type de paysage désertique le plus répandu, il est constitué d'étendues de graviers et cailloux arrondis par l'érosion éolienne. Xavier et al, (1970).

(Gasmi, 2012). Ils sont soumis en effet, aux processus de déflation engendrée par des vents efficaces (Coudé-Gaussen, 1991). On signale l'importance des recouvrements détritiques grossiers. Il s'agit, d'éléments constitués de cailloux, de graviers et de galets en surface suite au balayage successif des éléments fins par le vent.

Dans le paysage étudié, les regs s'agencent de deux manières.

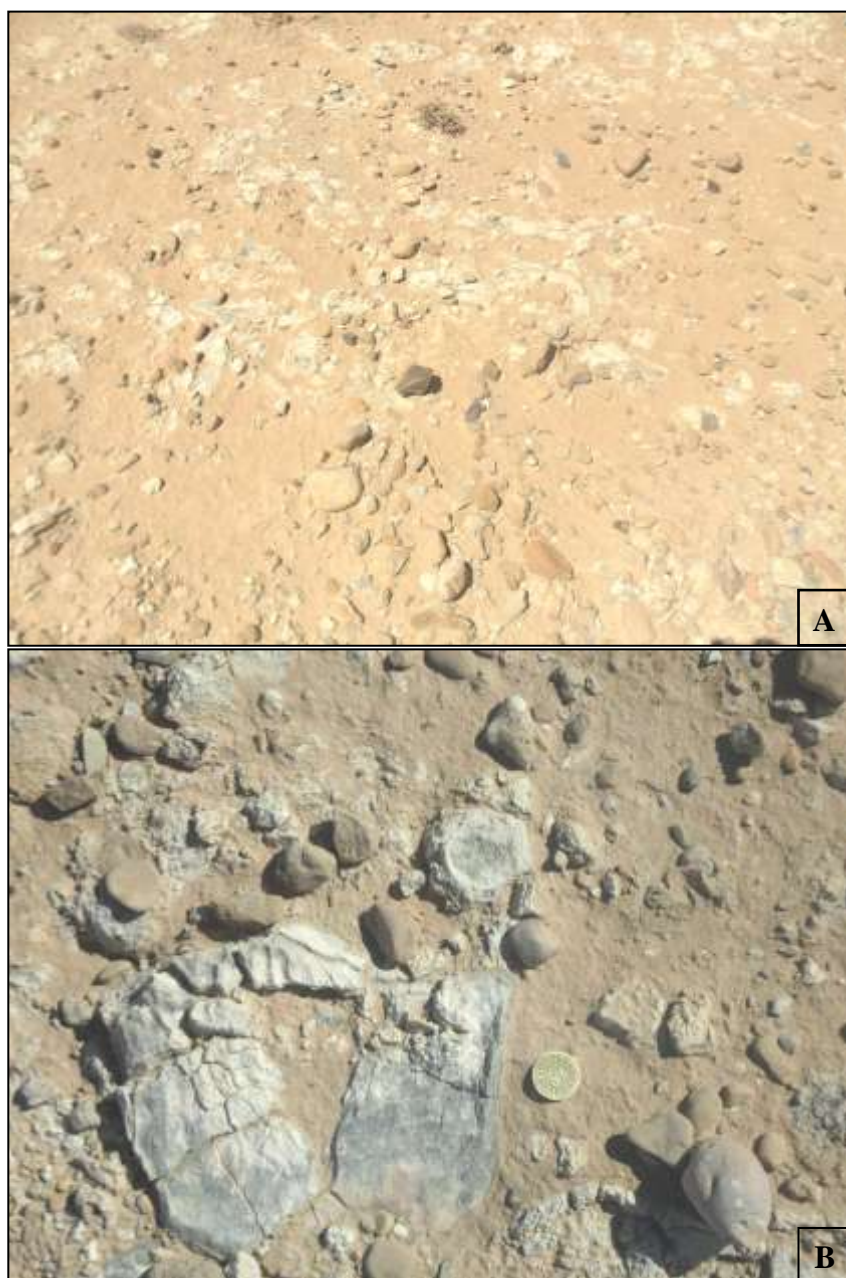
3.2.1.1. Les regs sur croûte gypseuse

Ces regs s'étendent sur la croûte gypseuse au niveau du piémont sud du chaînon de Metlaoui. Cette croûte couvre les dépôts des glacis d'érosion. Ce niveau quaternaire est attribué au Pléistocène moyen et supérieur.

En 2012, Gasmi a analysé le modelé de regs, ses aspects en rapports avec la surface et les processus et les agents de leurs formations dans la partie occidentale des basses plaines méridionales. Sur les piémonts sud du chaînon de Metlaoui les regs développés sur la croûte gypseuse présentent les mêmes caractéristiques. En effet, dans cette région également on révèle deux aspects de surface du glacis:

- un aspect ondulé matérialisé par des éléments chaotiques;
- un aspect marqué par une parfaite platitude.

Depuis leur mise en place, les surfaces des glacis ont subi une fragmentation due à l'action du ruissellement. Les aspects de la surface favorisent l'action éolienne surtout lorsque la surface est irrégulière. Le vent est plus actif sur les surfaces irrégulières. Son travail consiste à transporter les éléments fins et laisser les éléments dont la taille dépasse sa capacité. Il en résulte un pavage caillouteux (photo n°. 60 A et B). L'épaisseur des éléments grossiers est très variable entre les secteurs proches des versants et les autres secteurs situés plus loin en aval. Ces éléments grossiers (galets calcaires) présentent une configuration triangulaire qui résultent de l'effet de la corrasion (Anderson, 1987; Anderson, et al., 1988 ; David, et Thomas, 2000; Gasmi, 2012).



*Photo n°. 60 (A et B): Pavage de cailloux calcaire sur croûte gypseuse
(piémont sud de jbel Alima-Chouabine)*

3.2.1.2. Les regs sur les affleurements Néogènes

Les affleurements Néogènes sont représentés dans notre terrain d'étude par trois faciès lithologiques. Il s'agit des argiles sableuses rouges de Sehib; des sables de Beglia et des argiles sableuses et bancs conglomératiques dominés par les éléments grossiers (galets, graviers, et cailloux calcaires) de Ségui. Cette série se termine localement par une croûte gypseuse. Ces affleurements se caractérisent en surface par une variabilité des éléments hétérogènes. Cependant, les éléments grossiers sont nettement distingués, à la surface des sables néogènes faiblement consolidés. Cette dernière favorise la morphogénèse éolienne par la dynamique de déflation exercée sur les particules fines et facilite l'action de prélèvement qui est toujours en fonction de la vitesse du vent, de la forme et de la densité des éléments (photo n°. 61). La force du vannage est énorme sur la surface dénudée d'El Hanek. Une fois les matériaux fins mobilisés et/ou transportés, on aboutit à la concentration des éléments grossiers.



Photo n°. 61: Concentration des éléments caillouteux en surface sous l'effet de déflation (plateau el Hanek)

3.2.2. Formes d'accumulation

Les formes d'accumulation sableuse, sont étroitement liées à des processus spécifiques des régions arides et aux composants essentiels des paysages avec lesquels elles interagissent fortement. Il s'agit dans ces contextes bien particuliers, de l'influence de la nature des obstacles (de la topographie, et de la végétation), de la structure et des régimes des vents efficaces (courant éolien), de la nature de la surface du sol et des caractéristiques granulométriques.

L'étude menée par Okin et al en 2006 montre que la couverture de la surface du sol, en particulier végétale, influe sur les modalités de la dynamique éolienne à différents niveaux. Cette couverture agit sur la quantité du matériel mobilisable, par effet de protection, sur le déplacement, par effet de piégeage et sur les forces de friction du vent, par la rugosité qu'elle génère (Fig. n°. 82).

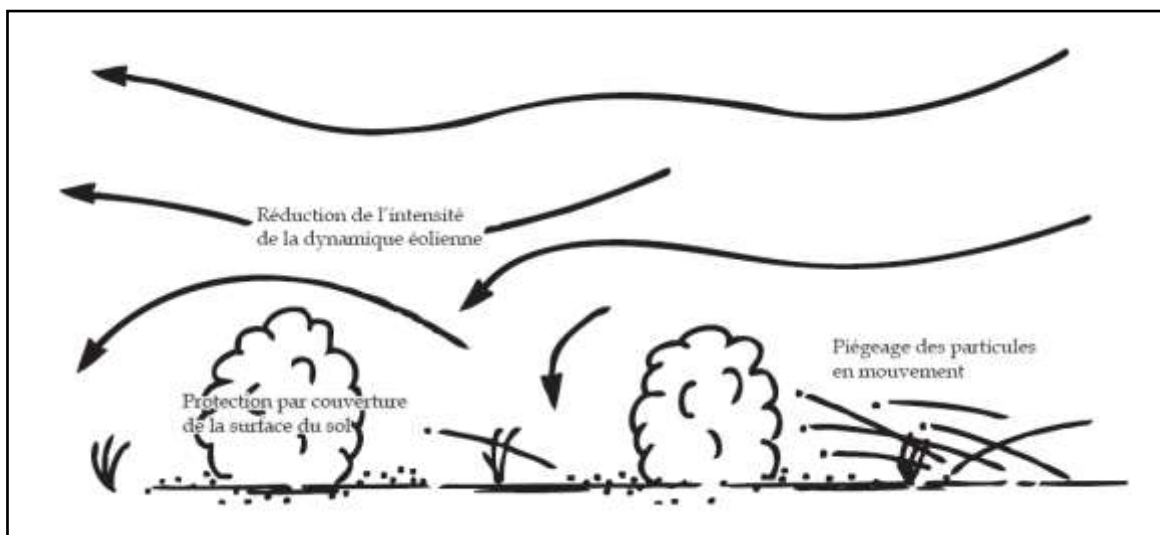


Fig. n°. 82: Les effets de la végétation sur la dynamique éolienne, d'après Okin et al. (2006)

L'étude menée par Venard en 2012 sur la morpho-dynamique éolienne en régions sèches, a mentionné le lien étroit entre le transport éolien et l'action morphologique du vent. Elle a montré, que le transport éolien est une fonction de la vitesse du vent qui définit sa capacité de charge. Lorsque la vitesse du vent est diminuée on commence à avoir des accumulations éoliennes (Fig. n°. 83).

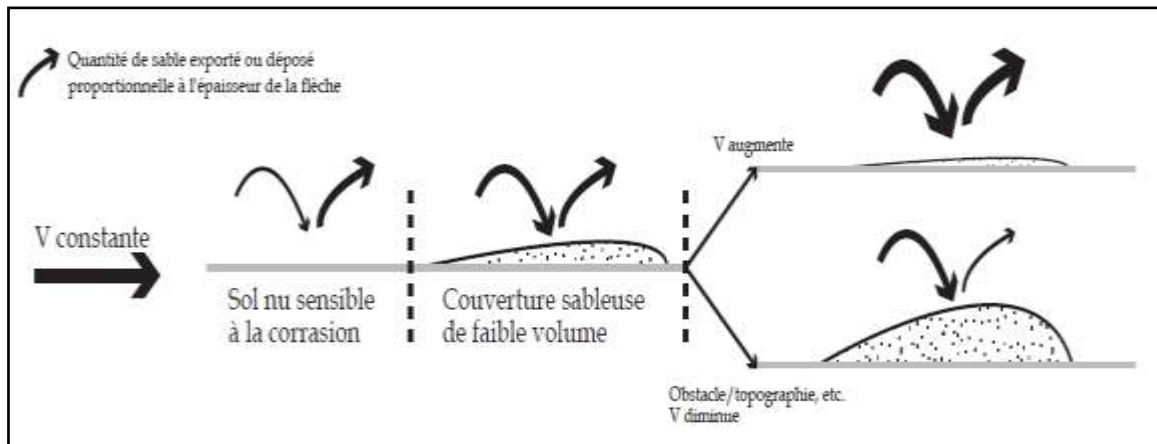


Fig. n°. 83: Tentative de schématisation du lien entre transport et action morphologique du Vent (Venard, 2012)

Les accumulations sableuses qui peuvent être citées sont variées :

3.2.2.1. Les Nebkas :

La définition de terme nebkas a été employé par plusieurs auteurs, comme Monod²³, 1928 ; Coque²⁴, 1962; Tricart et Cailleux²⁵, 1969; Callot²⁶, 1987; Khatelli²⁷, 1996 ; Venard, 2012²⁸ et FAO²⁹.

²³ Monod (1928): la définit donc ainsi: La nebkka est une dune qui s'est formée à l'abri d'un obstacle quelconque, le plus souvent une touffe d'herbe ou un buisson, parfois un simple caillou.

²⁴ Coque (1962) : les nebkas résultent de l'effet classique de la présence d'un obstacle sur la trajectoire des vents de sable.

²⁵ Tricart et Cailleux (1969): proposent-ils trois définitions différentes :

Nebkas : microformes épisodiques, petites accumulations derrière une touffe d'herbe.

Nebkhas : petites dunes, hautes de 1 à 3 m ancrées sur des touffes de végétation.

Nebkas : formes naines ne dépassant pas quelques décimètres de haut et 1 à 1,5 m de long et allongées en forme de langues sous le vent du végétal.

²⁶ Callot Y., (1987): la définit comme étant une forme éolienne presque universelle que l'on retrouve dans d'autres matériaux que le sable. Elle est formée après un piégeage de sable sous un obstacle fixe.

²⁷ Khatelli, (1996): il a définit le terme nebkka dans la relation à un obstacle.

D'après un essai de formalisation et de systématisation, on a remarqué l'accord dans les différentes définitions, que le terme *nebka* désigne une forme d'accumulation éolienne résultant de la présence d'obstacles biologiques sur le chemin des vents sableux.

En outre, la naissance des *nebkas* dans la région étudiée sont liées particulièrement à des touffes de végétation. Ces dernières laissent filtrer le sable entre leurs racines. On note vers la fin, que le sable colonise la totalité du monticule de *nebka*. (Fig. n°. 84).

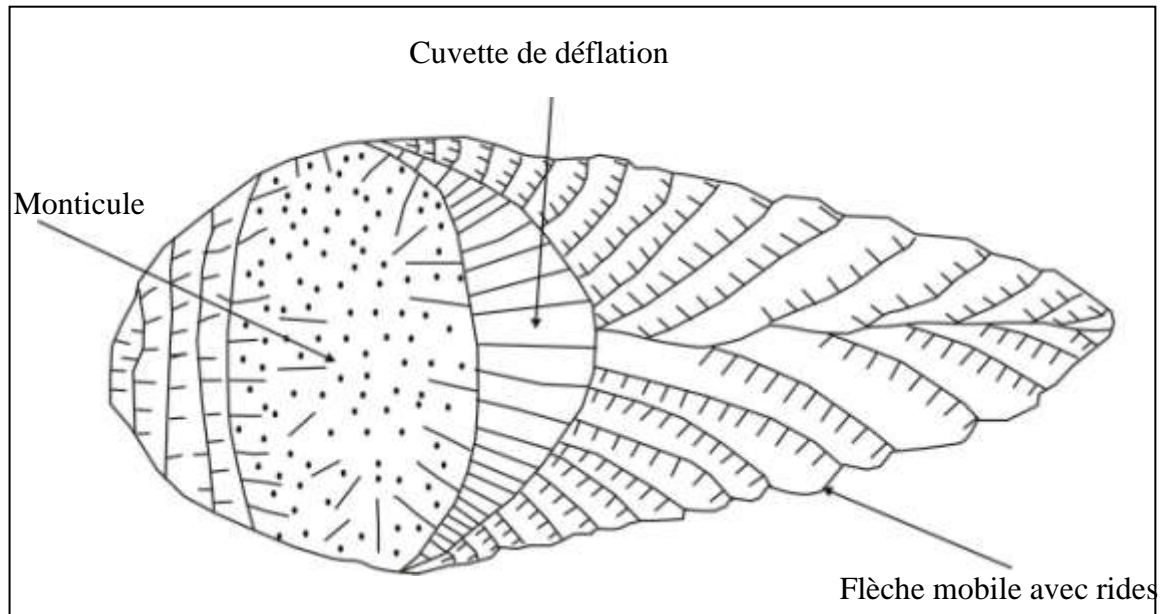


Fig. n°. 84: différentes parties d'une nebka (Coque, 1962)

²⁸ Venard, (2012) : La *nebka* est une petite accumulation sableuse allongée dans la direction du dernier vent efficace, formée autour et sous le vent d'un obstacle, qui peut être une touffe de végétation dans les régions semi-arides ou arides, un bloc rocheux dans les régions hyperarides.

²⁹ FAO: définit le terme *nebka* : C'est un dépôt sableux provoqué par un obstacle (végétal, rocheux...) sur la trajectoire des particules sableuses en mouvement. C'est un dépôt sableux provoqué par un obstacle (végétal, rocheux...) sur la trajectoire des particules sableuses en mouvement. Une *nebka* présente une pente douce sous le vent et une forte pente au vent. Vue en plan, leur forme est ovoïde avec la pointe la plus fine sous le vent. La dimension d'une *nebka* est de quelques décimètres de hauteur et de 1 à 4 m de long. Une *nebka* s'édifie rapidement en quelques jours de vent fort de direction constante. Elles peuvent se détruire aussi rapidement, certaines sont de formes fugitives caractéristiques du dernier vent de sable. Elle indique une mobilité du sable à l'échelle locale.

Dans cette description, on peut constater que les caractéristiques géomorphologiques pour les nebkas varient d'une part selon des conditions préalables différentes en rapport avec la densité et la nature de l'obstacle ou du fixateur (Fig. n°. 85) et d'autre part, selon les dynamiques du milieu. (Coque, 1962 et Venard, 2012).

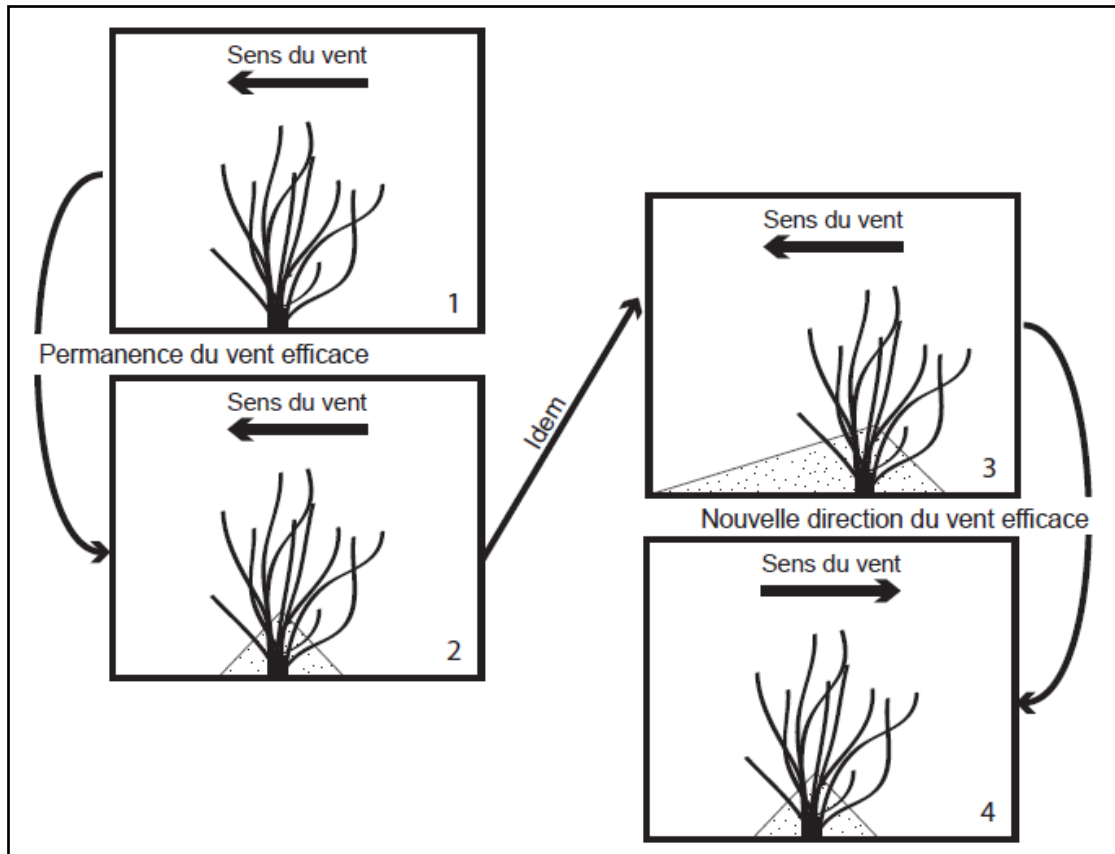


Fig. n°. 85: Processus de formation et d'évolution d'une nebkka dans un contexte d'obstacle isolé (Venard, 2012)

Cependant, Dans l'ensemble du terrain étudié, les nebkas sont bien visibles dans la plaine de Metlaoui (photo n°. 62 et 63). Elles se présentent dans le paysage sous forme de multiples groupements de «champs» séparés par des couloirs tantôt assez importants et visibles, tantôt moins visibles et étroits. A noter que les configurations des nebkas sont souvent variables en fonction des endroits et des processus de mise en place.



Photo n°. 62: Champ de Nebkas dans les alentours de Krichet Enâam



Photo n°. 63: Champ de Nebkas dans la zone d'épandage de l'oued El Miit

En tenant compte des obstacles végétaux, nous avons ainsi distingué une configuration moins développée dans le paysage de «nebkas isolée» (Coque, 1962), où l'amas sableux est piégé par de la végétation (photo n°. 64). Cet aspect concerne particulièrement les nebkas qui occupent les surfaces dégagées dans le secteur de Segdoud.



Photo n°. 64 : Nebkas isolée dans le secteur de Segdoud

Nous avons distinguées aussi les « nebkas isolées à flèche » (photo n°. 65) où l'amas sableux s'allonge en langue dans la direction du vent, avec une arête vive, séparant deux pentes d'équilibre, ne dépassant pas 35° (Coque, 1962). Cette configuration est bien visible dans le secteur de Krichet Enâam et l'épandage de l'oued Segdoud.



Photo n°. 65 : Nebkas isolée à flèche dans le secteur de Krichet Enâam

Nous avons observés dans le secteur de Segdoud quelques « nebkas jointives ». L'accumulation de ces dernières, est en rapport avec deux touffes rapprochées (photo n°. 66). Lorsque plus de deux touffes sont concernées, on parle de système de nebkas (photo n°. 67), (Venard, 2012).



Photo n° 66: Nebkas jointives dans le secteur de Segdoud

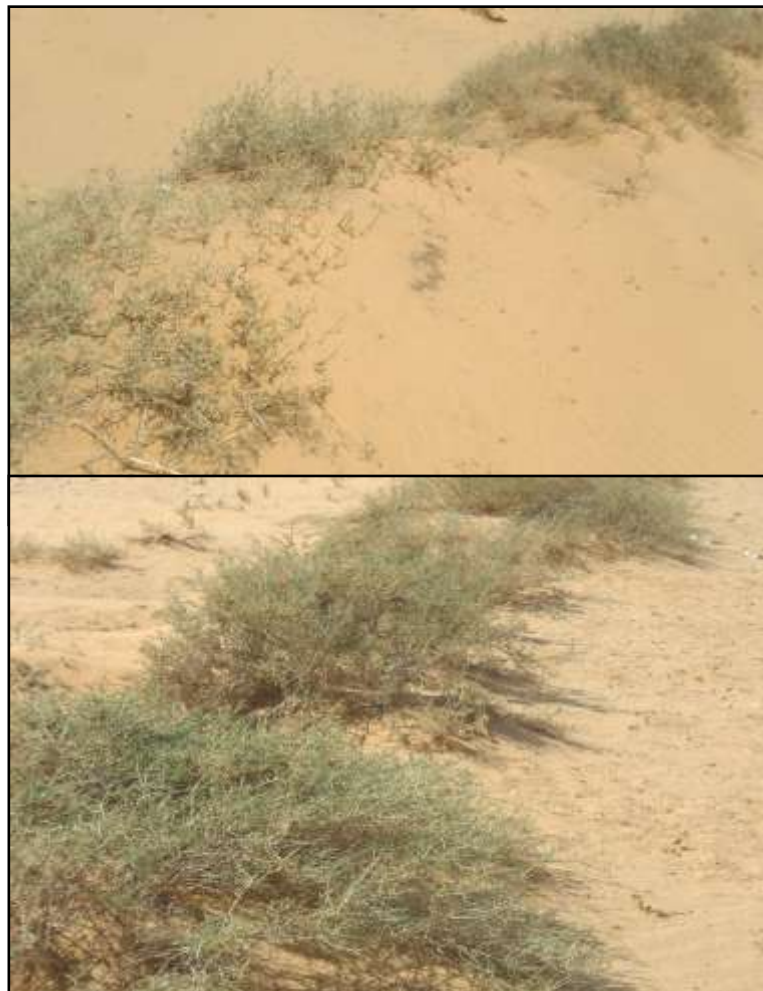


Photo n° 67: Banc de nebkas hauteur des buissons 20 à 40 cm environ dans le secteur de Segdoud

Les formes de nebkas observées sur la totalité du terrain étudié, montrent des configurations de monticules de dimensions et de formes variables, souvent rondes ou

ovales. La densité peut atteindre au niveau de la plaine de Sedgoud vers Hammet Jérid environ 8 à 10 nebkas par 10 m². Elles sont séparées par des couloirs étroits. Cet aspect apparaît principalement là où les nebkas sont coalescent. Ces dernières peuvent dépasser dans certains cas 1m de hauteur selon l'importance de l'ensablement. Elles naissent à la convergence des principales artères hydrographiques là où les sources des sédiments favorisent l'action éolienne.

En revanche, les densités de nebkas deviennent de plus en plus faibles de l'ordre de 2 et rarement 3 nebkas par 10 m² en direction des reliefs plus élevés. La hauteur des nebkas dépasse à peine 15 à 20 cm environ. Cette faible densité est liée à la forte fréquence de la déflation et la rareté des apports hydriques qui peuvent acheminer le matériel sableux (Gasmi, 2012).

La couverture végétale correspond à des espèces psammophiles dont la densité varie selon l'importance de l'ensablement. Ces espèces sont aptes à retenir le sable et de fixer les placages éoliens épais en surface comme le groupement de *Retama raetam* et *Stipagrostis pungens* (photo n°. 68).



Photo n°. 68: Nebka avec parfaite rétention de l'amas sableux au niveau de la plaine de Sedgoud

Par ailleurs, le cycle d'évolution de la nebka pendant et après la phase de constitution ne reste plus stable. Les éléments sableux sont très mobiles, le sable superficiel piégé est facilement pris en charge par les vents plus forts. Enfin, si un épisode d'assèchement

intervient au niveau de système racinaire de la plante, il favorise le processus de la destruction de nebka (photo n°. 69, A et B).

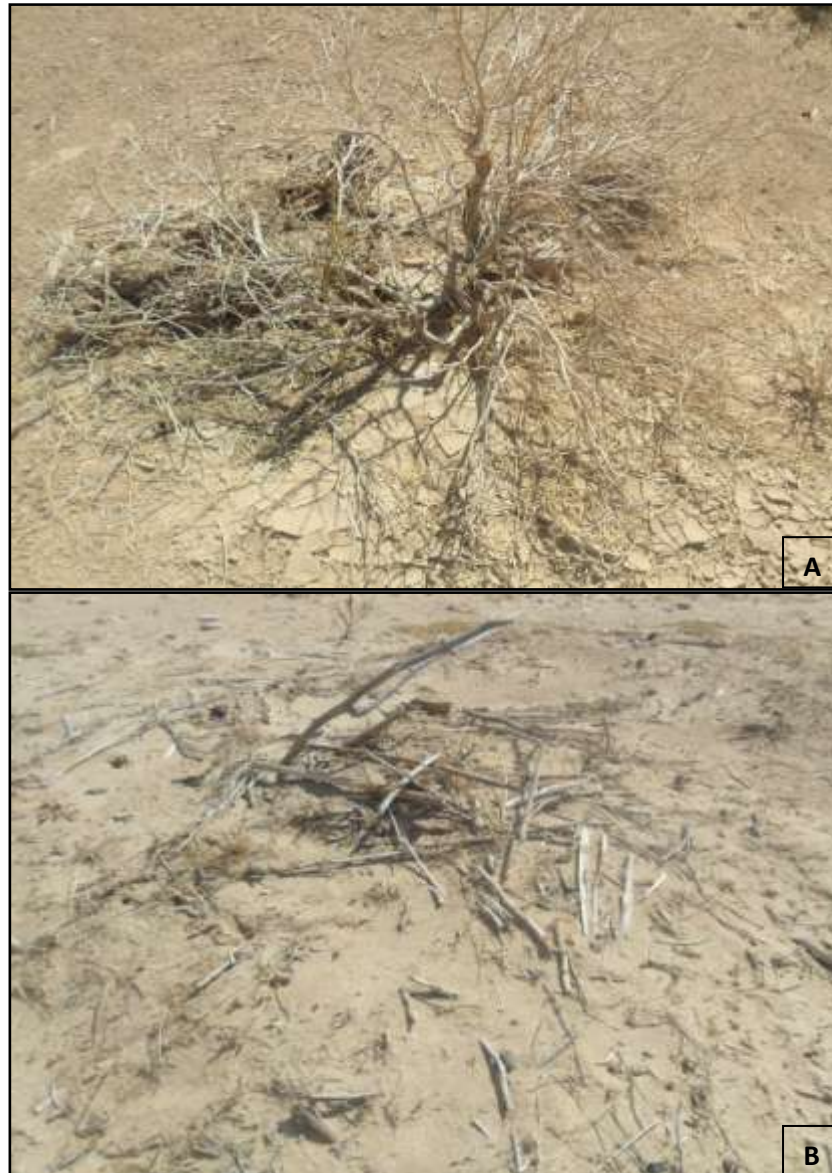


Photo n°. 69 A et B: destruction de la nebka suite à l'assèchement du le système racinaire au niveau du secteur de Krichet Enâam

A noter, que les nebkas à flèche de sable, se caractérisent par une langue sableuse allongée librement dans la direction du vent efficace. Généralement, l'orientation de la flèche est indicatrice du sens et/ou de la direction du vent dominant. Cette flèche prend naissance toujours en contrebas du versant de revers des nebkas.

Cet aspect s'explique par le rôle des obstacles sédimentaires ou des obstacles biologiques tels que les plantes steppiques. Ces derniers diminuent le potentiel de transport

du vent, et provoquent l'accumulation des éléments sableux tout au long de l'axe de convergence des filets d'air situé sur le versant sous le vent (Fig. n°. 86), (Coque, 1962).

Par ailleurs, l'ensablement, atteint une épaisseur assez importante toujours en arrière de l'obstacle et dans le prolongement de l'axe de convergence. Le degré de ce dernier, reste principalement lié à la vitesse et la durée du vent et l'angle d'incidence des filets sur l'obstacle biologique (Gasmi, 2012).

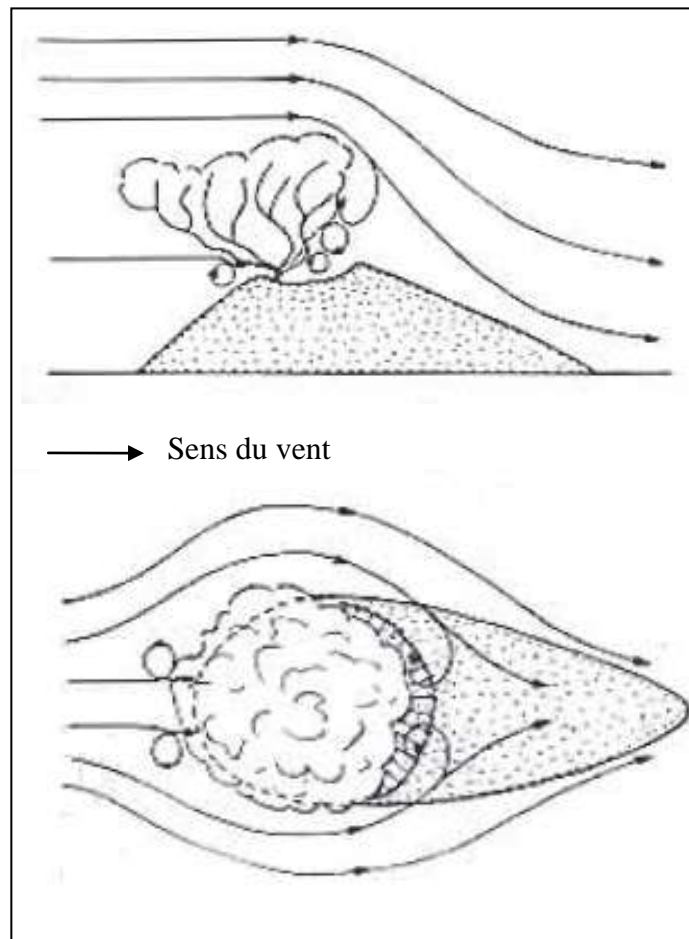


Fig. n°. 86: Déviation des filets d'air par une nebka et accumulation des éléments sableux en arrière (Coque, 1962)

Les champs de nebkas à flèche de sable sont observés dans la plaine de Metlaoui. Elles peuvent atteindre des dimensions considérables entre 0.2 à 1m de longueur dans les lits majeurs des oueds Thèlja - El Miit et Foum El Khangua, où les vents particulièrement très fréquents et la taille de l'obstacle biologique composé de l'association de *Rtem* et *Tamarix* est importante (photo n°. 70 et 71). La partie aérienne de ces buissons végétaux est importante aussi, et atteint parfois 1m de hauteur. Elle est apte à freiner les filets d'air

chargés en grains de sables. Cette dimension des nebkas à flèche sable est visible sur les images Google à très haute résolution (métrique).



Photo n°. 70: Champs de nebkas à flèche, dans les environs de l'Oued El Miit



Photo n°. 71: Nebka à flèche isolée, dans les environs de l'Oued El Miit

En revanche, on note aussi tout au long du secteur d'étude, la présence de petites nebkas à flèche de sable, de longueur centimétrique, environ 20 à 30 cm, et une hauteur de

la touffe assez réduite. Elles sont liées à des micros obstacles de taille très variable (photo n°. 72 et 73) dont la capacité de retenir les éléments sableux est réduite.



Photo n°. 72: Mesure de la langue sableuse pour une nebka à flèche de sable dans le secteur de Krichet Enâam

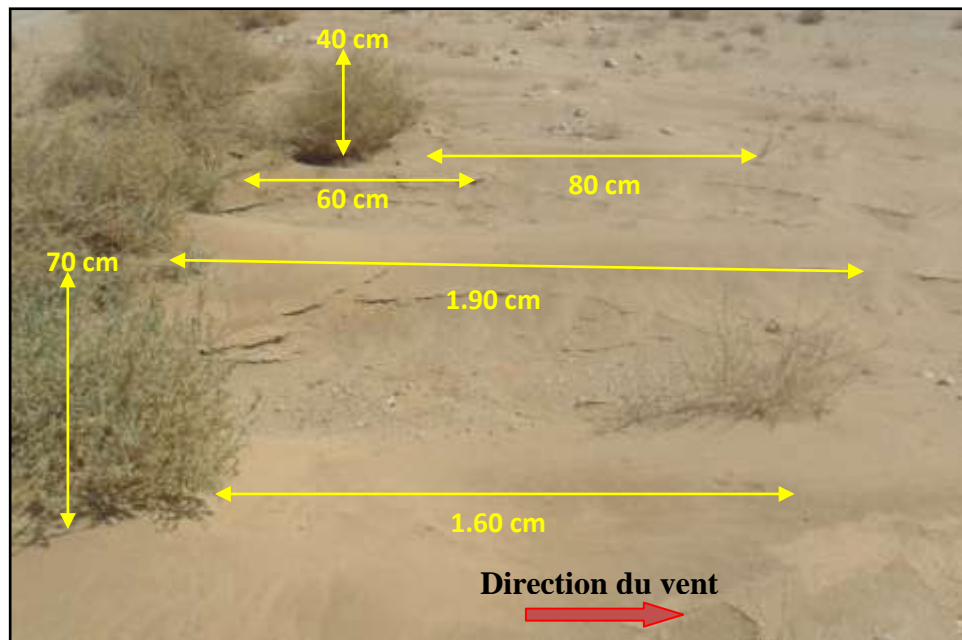


Photo n°. 73: Variation de la dimension des flèches de sable en fonction de la dimension de l'obstacle biologique (plaine de Segdoud)

3.2.2.2. Les nebkas buissonnantes

La nebka buissonnante se caractérise par une forme circulaire qui rassemble en grande partie à celle d'une simple nebka. En revanche, elle est assez différente par sa largeur, sa hauteur et son diamètre. Au niveau de l'oued Seguia, elle a environ 3 m de haut et entre 2 et 5 m environ de diamètre (photo n°. 74 et 75).

Les nebkas buissonnantes sont visibles dans les axes d'épandage des principaux oueds et de leurs zones de confluence, en général, au niveau des oueds Thèlja, El Miit, Seguia et Foum El Khangua.



Photo n°. 74 : Nebka buissonnante dans le secteur de confluence entre oued El Miit et Oued Seguia

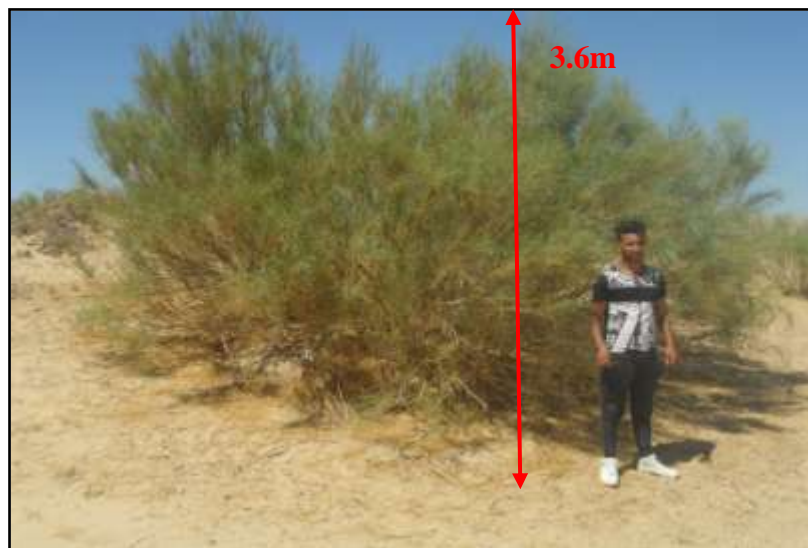


Photo n°. 75: Nebkas buissonnante dans le secteur de l'Oued Seguia

Les nebkas buissonnantes se caractérisent aussi par leur disposition en ruban qui se prolonge tout au long des principaux axes d'écoulement (Gasmi, 2012), celle de l'oued El Miit; Thèlja et oued Seguia.

L'examen des coupes typiques sur quelques dunes buissonnantes montre une homogénéité des traits sédimentologiques. Une coupe levée dans les alentours de la confluence de l'oued El Miit avec oued El Seguia, montre des dépôts essentiellement d'origine éolienne (photo n°. 76). Il s'agit de structuration des amas sableux, souvent lités.



Photo n°. 76: Dépôts homogènes d'une nebkas buissonnante au niveau de la confluence de l'oued El Miit avec l'oued Seguia

Lors de nos travaux de terrain, nous avons constaté des exemples de destruction de l'amas sableux au niveau de quelques nebkas buissonnantes. La destruction est liée en grande partie à l'activité de l'érosion hydrique sur les versants des dunes en question. Cette dynamique provoque le déchaussement et le démantèlement du système racinaire de la plante édifiatrice de la dune. On note vers la fin, la disparition de cette nebkas buissonnante (photo n°. 77).



*Photo n°. 77 : Érosion des dunes buissonnantes dans le lit majeur de l'oued Seguia
générée par les eaux des crues*

Coque en 1962, et Gasmi, 2012, ont expliqué leur extension très importante par les facteurs suivants :

- Un facteur lié à la source des sables constitutifs de ces dunes buissonnantes (Coque, 1982), notamment une riche couverture sableuse mobile au niveau des sections d'écoulement des oueds qui alimentent les dunes buissonnantes.
- Le facteur lié à la position : la coïncidence de la trajectoire des écoulements des grandes artères hydrographiques avec celle des vents morphogéniquement efficaces. Cette situation, favorise une grande concentration de l'énergie éolienne au niveau des sillons hydrographiques qui deviennent désormais de véritables « rivières éoliennes » qui seront piégées et absorbées par les associations steppiques environnantes (Gasmi, 2012). Oued El Miit constitue un exemple typique de cette dynamique. Son axe coïncide avec la direction du vent dominant (Est-Ouest) et on y remarque une grande concentration du matériel éolien retenu par la végétation des dunes buissonnantes de *Rtem* et *Tamarix*.
- Finalement, le rôle joué par la couverture végétale présente aussi un intérêt particulier : d'une part, par son piégeage efficace des sables transportés par le vent, ainsi que par leur rétention dans leurs racines adventives, et d'autre part, par les placages éoliens d'une épaisseur très importante. Cette opération, assure l'engraissement et l'étalement de la dune édifiée par une telle plante avec un

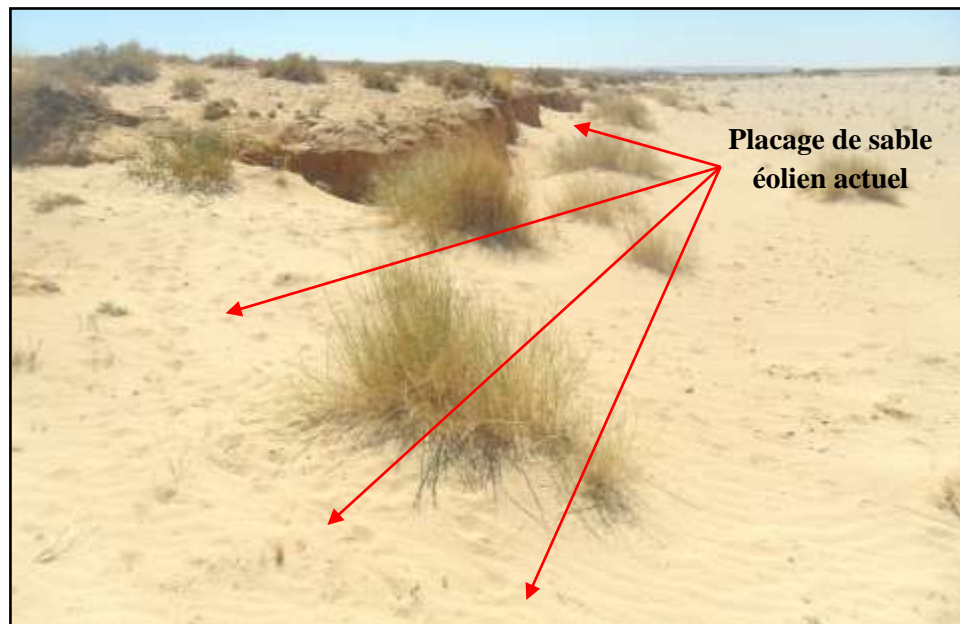
rythme relativement accéléré, d'où le développement de plantes comme le *Rtem*, *Tamarix*, et *Ziziphus lotus* ...).

3.2.2.3. Les formes de placages éoliens sur le versant du front de Chebkhet El Hanek

Les témoins des placages éoliens figurent uniquement au niveau de la colline d'El Hanek. C'est au niveau des versants les plus dégagés (120 m à 170 m) et exposés aux vents actifs, qu'on trouve les plus importantes illustrations de placages éoliens. On note également le développement d'importantes extensions de ces placages éoliens en direction de la partie occidentale de la colline d'El Hanek. L'épaisseur du recouvrement éolien peut atteindre, ici, 4 m. Dans nombreuses situations, ces dépôts masquent totalement la surface structurale et/ou la croûte gypseuse des versants septentrionaux.

La surface de ces dépôts éoliens se caractérise principalement par le développement des micro-ondulations «Ripples Marks» (Gasmi, 2012). Leurs orientations Nord - Sud indiquent une disposition perpendiculaire à la direction des vents qui soufflent du secteur oriental. On note aussi la présence de multiples Nebkas à flèche de sable. Leurs dimensions sont très variables (0.5 m à 2 m de hauteur). Toutefois l'ensemble de ces flèches de sables sont orientées en direction de l'Ouest. Il s'avère ainsi que les vents actifs sont générés du secteur oriental.

Par ailleurs, les observations effectuées sur les multiples supports cartographiques (cartes topographiques, photographie aériennes et images satellitaires) et les campagnes de terrain montrent l'accélération de l'extension de cette unité de paysage éolien. En effet de vastes surfaces vers Oued El Miit-Thèlja jusqu'à oued Seguia (photo n°. 78) constituent un siège de départ pour les grains de sables qui menacent les agglomérations environnantes (village de Segdoud et Krichet Enâam) et provoquent l'envahissement des oasis par ces derniers.



*Photo n°. 78: placage de sable éolien actuel dans le secteur de l'oued El Miit
(Nord de village de Segdoud)*

Pour mieux comprendre la genèse et la dynamique de ces placages éoliens on éléments suivants :

- ✓ Les endroits de placages éoliens figurent uniquement au niveau des versants septentrionaux d'el Hanek qui jouxtent un grand secteur d'épandage des oueds el Miit, Serrat, Segdoud, aj-Jmal.. . etc. Leurs apports sédimentaires fins sont le plus souvent remaniés par les vents actifs (direction Ouest pendant la saison hivernale et Est pendant la saison printanière et estivale)³⁰. Les éléments éoliens sont par la suite redistribués sur les surfaces environnantes.
- ✓ L'observation sur le terrain de l'agencement des placages éoliens indique leurs dispositions souvent opposée aux vents actifs générés du secteur oriental. Cet aspect s'explique vraisemblablement par l'accélération des filets d'aires qui s'engouffrent du coté oriental de la dépression de l'oued El Miit. Par endroits, ces filets d'aires chargés de particules fins sont perturbés par les multiples formes de rugosité liées aux morcellements de la surface et aux torsions de l'orientation d'El Hanek (Fig. n°. 87).

³⁰ Voir la partie sur le vent, le chapitre 1 de la troisième partie concernant les facteurs climatiques.

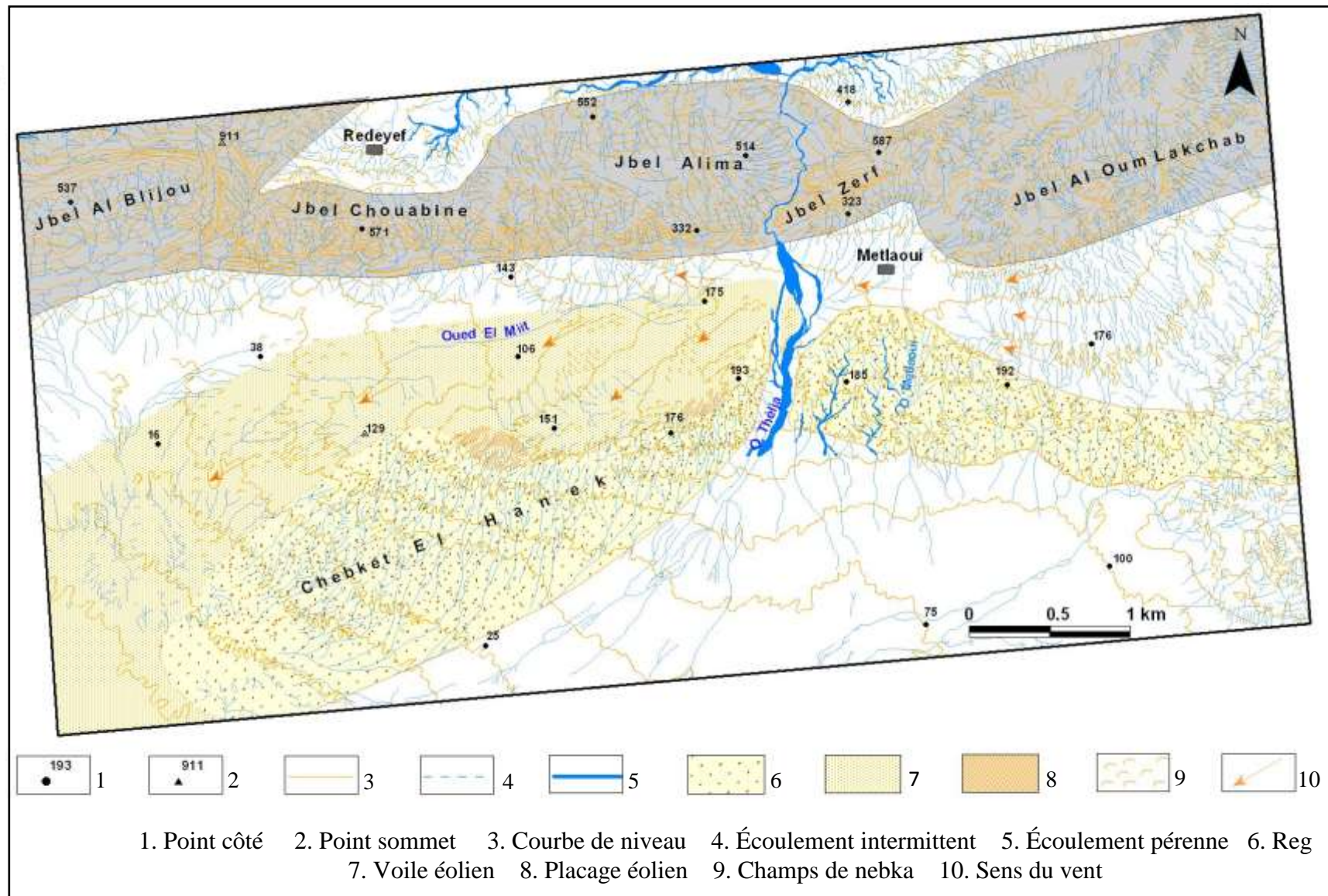


Fig. n°. 87 : Les manifestations éoliennes au niveau de Chebket El Hanek

Conclusion du troisième chapitre

Le vent apparaît ainsi comme un agent permanent qui souligne l'aridité du paysage étudié. Les traces de l'activité éolienne sont multiples. Elles se manifestent par des modelés d'érosion ou d'accumulation, qui sont de types variés.

Les formes d'érosion se traduisent essentiellement par les regs dégagés au niveau d'El Hanek. Il s'agit de pavages caillouteux qui résultent de la déflation exercée sur les formations meubles.

Par ailleurs, la diversité des formes d'accumulation témoignent d'une morphologie plus spectaculaire. Parmi les formes engendrées, les nebkas sont comme partout les plus répandues et les plus notables qui sont visibles au niveau de la plaine de Metlaoui. Elles résultent de la présence des obstacles biologiques sur le chemin des vents sableux. Les nebkas à flèche de sable sont particulièrement visibles dans la plaine en question. Elles traduisent la prédominance des vents actifs générés du secteur oriental.

Quant aux nebkas buissonnantes, elles se développent principalement dans les axes des grandes artères hydrographiques et leurs zones de confluence (oued Thèlja, oued El Miit et oued Seguia...). Leur développement résulte de l'action du processus hydrique, sédimentaire et de la végétation.

Finalement, les placages éoliens identifiés comme formes d'accumulation sableuse. Ils sont généralement liés, à des obstacles orographiques suffisamment continus et élevés face au vent. On illustre en contrebas de Chebket El Hanek un exemple remarquable de placage de sables éoliens.

Conclusion de la troisième partie

Les dynamiques morphologiques actuelles observées dans le chaînon de Metlaoui et son piémont sud sont commandées par les facteurs climatiques ainsi que par les principales caractéristiques biogéographiques et hydrographiques qui interviennent dans le développement et le façonnement des formes hydriques et éoliennes.

L'aridité du climat qui domine notre région d'étude, se caractérise par des pluies faibles et irrégulières à l'échelle mensuelle, annuelle et interannuelle, des températures généralement élevées et contrastées (été très chaud et hiver frais), des vents actifs et fréquents provenant particulièrement du secteur oriental. Ces conditions climatiques sont favorables à une érosion importante des sols d'origine hydrique ou éolienne. Elles constituent un facteur important de la morphogenèse dans notre région d'étude. La couverture végétale se présente sous l'aspect d'une steppe subdésertique très clairsemée, en rapport avec les gradients climatiques locaux. Elle occupe un potentiel pédologique très limité, avec des conditions climatiques contraignantes et une forte pression pastorale actuelle. Finalement, le réseau hydrographique est composé de cours d'eau à écoulement pérenne pour les principaux collecteurs, et des réseaux d'affluents à écoulement intermittent souvent violent et sporadique.

La dynamique morphologique actuelle, liée à l'action du ruissellement, est active au niveau des principaux collecteurs ainsi qu'au niveau des réseaux d'affluents. Elle s'est accélérée lors des événements pluviométriques extrêmes (exemple la crue de 2009). Les manifestations de l'érosion actuelle sont le sapement des berges, le ravinement, le débordement et l'alluvionnement. Ce sont les processus les plus importants, à partir du système montagneux jusqu'à la plaine passant par le piémont.

L'analyse du paysage éolien au niveau du chaînon de Metlaoui et de ses piémonts sud nous a permis de mieux comprendre l'agencement et la dynamique des différentes formes éoliennes, d'érosion ou d'accumulation, qui sont de types variés. Les formes d'érosion, se traduisent essentiellement par les regs dégagés au niveau d'El Hanek. Il s'agit des surfaces matérialisées par des pavages de cailloux qui résultent de la déflation exercée sur la croûte gypseuse et sur les terrains néogènes.

Les formes d'accumulation, telles que les nebkas et les nebkas à flèche sont les plus répandues et les plus notables dans la plaine de Metlaoui. Elles résultent de la présence des obstacles biologiques sur la trajectoire des vents sableux, et traduisent la prédominance des vents actifs de secteur oriental. Les nebkas buissonnantes se développent principalement

dans les axes des grandes artères hydrographiques et de leurs zones de confluence (oueds Thèlja, El Miit et Seguia...). Leur développement résulte de l'action du processus hydrique, sédimentaire et de la végétation. Finalement, les placages éoliens sont généralement liés à des obstacles orographiques suffisamment continus et élevés face au vent.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les paysages géomorphologiques du chaînon de Metlaoui et ses piémonts méridional sont caractérisés par une richesse de formes quaternaires héritées ou actuelles. Elles sont les résultats des données structurales et de l'intervention de l'action hydrique, éolienne et localement à des manifestations néotectoniques.

Les formes structurales:

Dans l'ensemble, les formes structurales dérivées sont bien distinctes dans le paysage du chaînon de Metlaoui et ses piémonts sud. Il s'agit d'une structure plissée où les anticlinaux dominant et constituent sur le plan géomorphologique des monts retouchés par l'érosion. L'action de l'érosion différentielle exercée au niveau des affleurements tendres a creusé dans ces monts une série des combes plus ou moins profondes en rapport avec l'importance de l'épaisseur des couches tendres, l'extension des impluviums, et aussi le pendage faible. Les combes sont entourées par des crêtes et des barres qui sont liées relativement à l'épaisseur de différentes couches dures constituées par des calcaires et des dolomies, découpés en chevrons à surfaces structurales au niveau des revers des crêtes. Ce découpage résulte de la forte incision effectuée par les ravins cataclinaux aux dépens des couches supérieures. Au sud, s'étale un vaste val qui se raccorde avec les étendus de Chott el Gharsa. Il est couvert par des dépôts quaternaires.

Les formes et dépôts quaternaires liées à l'action hydrique:

Une diverse gamme de formes et formations quaternaires sont distinguées dans notre secteur d'étude. Dans l'ensemble, parmi les formes et dépôts identifiés, nous avons dégagé :

- Sur le piémont sud de jbel Zeref : trois générations de glacis d'érosion, un cône-terrasse et une basse terrasse.
- Sur le piémont sud de jbel Alima-Chouabine et Al Blijou: deux générations de glacis d'érosion, deux générations des cônes de déjection et une basse terrasse.

L'examen des différentes formes et dépôts identifiés nous a permis de relever les aspects suivants :

Les glacis d'érosion dominant l'ensemble des formes quaternaires par leurs positions perchées. Ils sont conservés au pied du relief de part et d'autre des gorges des oueds sous

forme de buttes et de lanières allongées Nord- Sud, soit isolées ou connectées par endroits aux reliefs montagneux qui les dominent. Ces glacis sont marqués par l'étagement de trois générations. Les couvertures qui les constituent présentent des caractères variés. Il s'agit essentiellement d'une couverture détritique peu épaisse caractérisée par la prédominance des éléments grossiers faiblement émoussés constitués de blocs, de galets provenant des versants montagneux et se termine par une croûte gypseuse de couleur blanchâtre au sommet. Cette couverture repose en contact ravinant sur le substratum de sables et argiles du Néogène.

Les cônes de déjection, représentent les modelés les plus répandus et les plus développés au pied du flanc sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou et à l'aval de la ligne de faille directionnelle N90 de Metlaoui. Ils prennent la forme en éventail au débouché des oueds. Ces cônes sont souvent coalescents et marqués par la position d'emboîtement de deux générations. Les cônes les plus récents (C2) s'emboîtent dans ceux qui les précèdent et se prolongent plus à l'aval par rapport aux cônes anciens (C3). Les dépôts des cônes sont hétérométriques et friables, ils sont caractérisés par une proportion élevée des éléments grossiers. Il s'agit de gros blocs souvent anguleux, des galets sub-émoussés intercalés dans une matrice sableuse à structure chaotique riche en gypse. A la base, ces dépôts reposent en contact ravinant sur les sables et les argiles du Néogène. Les cônes supérieurs sont marqués par une croûte gypseuse au sommet de couleur blanchâtre. Par contre, les cônes inférieurs C2 ne portent aucun encroûtement.

La terrasse s'emboîte dans l'ensemble des formes plus anciennes. Elle est conservée surtout au niveau des rives convexes des méandres. Elle est liée principalement aux apports hydriques longitudinaux issus du système montagneux et qui se jettent dans la vaste plaine de Metlaoui. Les dépôts sont bien diversifiés avec alternance de matériaux fins et grossiers. Il s'agit de blocs, de galets et de graviers dans la partie amont particulièrement à la sortie des gorges des oueds. Par contre, vers l'aval, le matériel devient de plus en plus fin avec dominance des éléments sableux et limoneux riches en gypse.

Le schéma chronostratigraphique obtenu est en bonne corrélation avec les échelles chrono-stratigraphiques proposées dans les travaux de recherche de Coque (1962); Ben Ouezdou (1994) et Gasmi, (2012). En se basant sur le critère géomorphologique, et chronologique, cinq niveaux quaternaires liés aux eaux courantes sont distingués sur les piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui :

- **Le niveau [5]** est le plus ancien, il correspond au glacis d'érosion supérieur (Glacis 5). Il est corrélé au glacis 4 identifié par Coque (1962) restitué à l'Acheuléen moyen. Il est l'équivalent du Glacis 5 identifié par Ben Ouezdou (1994) et Gasmi (2012). Il est daté du Pléistocène moyen (Ben Ouezdou, 1994).
- **Le niveau [4]** est représenté par un glacis d'érosion moyen (Glacis 4). Il est l'équivalent du glacis 3 attribué par Coque (1962) à l'Acheuléen évolué et l'équivalent de la terrasse, glacis et du cône 4 identifié par Ben Ouezdou (1994) et du Glacis 4 identifié par Gasmi (2012). Ce niveau est daté au Pléistocène moyen à supérieur (Ben Ouezdou, 1994).
- **Le niveau [3]** identifié correspond au: glacis inférieur (Glacis 3) et Cône de déjection supérieur (C3). Il est attribuable au glacis 2 accordé par Coque (1962) rattaché au Moustérien. Il est l'équivalent de la terrasse, glacis et du cône 3 identifié par Ben Ouezdou (1994) et l'équivalent de la terrasse et cône-terrasse 3 identifiés par Gasmi (2012). Ce niveau est daté du Pléistocène supérieur (Ben Ouezdou, 1994).
- **Le niveau [2]** identifié correspond au: cône de déjection inférieur (C2), et cône-terrasse. Ce niveau est légèrement antérieur au glacis 1 défini et attribué par (Coque, 1962) au Capsien et à la Terrasse 2 et du cône 2 identifiée par Ben Ouezdou en 1994 et Gasmi en 2012 et qui ont livré une industrie Capsienne. Ces unités sont datées du Pléistocène supérieur à Holocène (Ben Ouezdou, 1994).
- **Le niveau [1]** est le plus bas, identifié comme une basse terrasse qui s'emboîte dans l'ensemble des formes quaternaires. Il est légèrement antérieur à la Terrasse 1 identifiée par Ben Ouezdou en 1994 et Gasmi en 2012. Ce niveau est daté de l'Holocène - Historique (Ben Ouezdou, 1994).

La dynamique actuelle liée à l'action du ruissellement:

Plusieurs facteurs interviennent dans la dynamique des actions hydriques. Il s'agit essentiellement des facteurs climatiques, biogéographiques et hydrographiques.

Les dynamiques les plus actives sont enregistrées dans les axes principaux d'écoulement (Oued Thèlja, Oued El Miit et Oued Fom El Khangua). Les manifestations de l'érosion actuelle par sapement des berges, ravinement, débordement des lits, creusement linéaire sont les processus prédominants. Elles prennent de l'ampleur lors des événements pluviométriques exceptionnels comme ce fût le cas en 1969, 1990 et 2009.

Le comportement morphologique du réseau d'affluents est relativement limité. Vers l'amont on signale la prépondérance des formes d'érosion au niveau du système montagneux et des piémonts. En revanche, l'alluvionnement domine à l'aval au niveau de la plaine de Metlaoui.

L'action éolienne:

Le paysage éolien actuel est également marqué par une variété de formes d'érosion ou d'accumulation. Leur agencement et leur dynamique se présentent sous différents aspects, ils liés principalement aux configurations orographiques et à la présence des obstacles biologiques.

En effet, ces formes sont visibles au niveau de la plaine de Metlaoui et particulièrement dans les axes des grandes artères hydrographiques et leurs zones de confluence (oued Thèlja, oued El Miit et oued Seguia...). Au niveau du système montagneux, les accumulations éoliennes sont visibles uniquement sur les versants exposés au vent.

Les formes d'érosion se traduisent essentiellement par les regs. Il s'agit de surfaces matérialisées par des pavages caillouteux qui résultent de la déflation exercée sur la croûte gypseuse et sur les terrains néogènes.

Les nebkas, les nebkas buissonnantes et les placages éoliens sont les formes d'accumulation les plus répandues et les plus notables dans notre terrain d'étude. Leur développement résulte essentiellement de l'action éolienne, du rôle de la végétation et des obstacles orographiques.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBES CH. RABIA M. et ZAGGOUNI F. (1983):** Contribution de la télédétection à l'analyse structurale de la partie occidentale de la chaîne nord des Chotts (Sud tunisien). 3ème séminaire sur la télédétection, D.R.E.S., Tunis, pp.50-56.
- ABDALLAH H. (1987):** Le Crétacé supérieur de la chaîne Nord des Chotts (Sud tunisien): Biostratigraphie, sédimentation, diagenèse, thèse de doctorat des sciences. Univ. Bourgogne. Dijon, 25 p.
- ANDERSON R.S (1987):** Eolian sediment transport as a stochastic process: the effects of a fluctuating wind on particle trajectories. - *Journal of Geology*, 95, p.497-512.
- ANDERSON R.S. et HAF P.K (1988):** Simulation of eolian saltation. - *Science*, 241, p. 820-823.
- ANDREW S. GOUDIE (2006):** Encyclopedia of geomorphology, Vol. 1-2, Taylor & Francis e-Library, New York. 1202 p.
- BAGNOLD R.A. (1953):** Formes des dunes de sable et régime des vents. Colloque international, c.n.r.s., pp.23-32.
- BALLAIS J.-L. (1988) :** Éléments d'une problématique pour l'étude de l'Holocène en Tunisie. Méditerranée n° 2, pp 61-63.
- BALLAIS J.L. (1991):** Évolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. Méditerranée n°4, pp.31-38.
- BALLAIS J.-L. BIEDA S. PETIT-MAIRE N. BUROLLET P. F. FONTUGNE M. et ROSSO J. C. (1995):** Morphogenèse et géo-systèmes au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans l'Extrême-Sud tunisien. *Mém. Soc. Géol. France*, n. s, 167, pp 25-32.
- BALLAIS J.-L. BOURGOU M. KARRAY R. LAUTRIDOU J. P. LEVANT M. OUESLATI A. BEN OUEZDOU H. BOU HAF A T. et GRAGUEB A. (1988) b:** Premiers résultats du programme d'étude de l'holocène de Tunisie. Méditerranée n° 2, pp 64-67.
- BALLAIS J.-L. et BALLAND V. (1983) a :** Discussion sur l'origine du « loess » pléistocène de Téchine (Sud tunisien). *Bull. Soc. France* (7), t. XXV, n° 4, pp 635-636.
- BALLAIS J.L. et BEN OUEZDOU H. (1992):** Sables éoliens quaternaires entre les chaînes de Gafsa et du cherb (Sud Tunisien). *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 84*, pp. 89-99.
- BAOUAB R. (1992):** Les phénomènes de sable dans le sud tunisien. *Mémoire de C.A.R. Univ. Tunis* 1, 151p.
- BELLACHHEB CH. (1990):** Étude de la dynamique éolienne et stratégie de lutte contre le vent et l'ensablement dans le centre et sud tunisien. *Projet T.C.P. 8956. Tunis*, 104p.
- BELLACHHEB CH. (1992):** Dynamique des phénomènes éoliens et techniques anti-érosives dans les régions pré-désertiques de la Tunisie. Thèse de grade de Docteur en Sciences Agronomiques, Université it GENT, 180 p.
- BEN AYED N. (1986):** Évolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie., Thèse. Sci. Paris. Sud., 327p.
- BEN BOUBAKER H. et HENIA L. (2008):** Le vent en hiver, in Atlas de l'eau en Tunisie ; collectif sous la direction de Latifa Hénia, FSHST, unité de recherche « GREVACHOT » p 38-39.

- BEN OUEZDOU H. (1984):** Stratigraphie des dépôts quaternaires continentaux du Golfe de Gabès, CR. Acad. Sc. Série II, n°19, pp.1351-1354.
- BEN OUEZDOU H. (1986):** Essai de corrélation des formations quaternaires continentales et, marine dans les alentours de Golf de Gabes. Géodynamiques I (2), pp. 81-95.
- BEN OUEZDOU H. (1994):** La partie méridionale des steppes tunisiennes: Étude géomorphologique. Thèse d'état, univ. Tunis I. 2t, 577pages.
- BEN OUEZDOU H. et ZARGOUNI F. (1988):** Nouvelles données à propos du quaternaire et de la tectonique récente dans la chaîne Metlaoui (Sud-Ouest de la Tunisie) Méditerranée. pp, 22-26.232.233.
- BEN OUEZDOU H., KALLEL R. et MAMOU A. (1990):** Les pluies exceptionnelles de janvier 1990 en Tunisie: les conséquences hydrologiques, hydrogéologiques et géomorphologiques. C.R. Acad. Sci. Paris., T 311, Série II. pp 1375-1382.
- BIELY A., RAKUS M., ROBINSON P. et SALAJ J. (1972):** Essai de corrélation des formations miocènes au sud de la dorsale Tunisienne. Note. Serv. Geol. Tunisie. 38, pp.73-92.
- BILANS ANNUELS** des commissariats régionaux de développement agricole de Tozeur et Gafsa (1980-2014).
- BOUKADI N. (1985):** Évolution géométrique et cinématique de la zone d'interface de l'axe Nord-Sud et de la chaîne de Gafsa (Maknassy-Mezzouna et jbel Bouhedma) Tunisie. Thèse de l'université Louis Pasteur de Strasbourg. 154p.
- BOUKADI N. (1989):** Sur le plissement disharmonique et la dispersion des axes de plis dans les couloirs de décrochement: l'exemple du faisceau de plis de Moularès de Tunisie. CD. Acad. Sci. Paris, t 309, série II, pp. 2105 2110.
- BOURGES J. (1974):** Aperçu sur l'hydrologique du Centre-sud tunisien, réseau d'observation et crues exceptionnelles. D.R.E.S. Tunis, 76 pages.
- BOUSNINA A. (1986):** La variabilité des pluies en Tunisie. Pub. Univ. De Tunis, série géogr., Vol. 22, 308 pages.
- BOUSNINA A. (2001):** Variation et variabilité des températures en Tunisie 1901-1985. Pub. Fac. Sc. Hum. Soc. Tunis, 2ème Série : Géographie, Vol. 38, (2 tomes 498p, t1 et 622p, t2).
- BRAUCHER, R., E. T. BROWN, D. L. BOURLÈS, And F. COLIN (2003):** In situ produced ¹⁰Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, Earth Planet. Sci. Lett., 211, 251-258.
- BULL W.B. (1977):** the alluvial fan environment. Prog. Phys. Geogr.1, pp. 220-270.
- BUROLLET P.F. (1956):** Contributions à l'étude stratigraphique de la Tunisie. Ann. Mines et, Géol., Tunis, 18, 350 p.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1956):** Le problème de la classification des faits géomorphologiques. Annales de géographie, 65(349) : 162–186. (Cité page 25.)
- CAIRE A. (1975):** Fracturation profonde et tectonique linéamentaire. 3ème Réunion Ann. Scii. Terre, Montpellier, p. 55, Soc. Géol. Fr. Edit., Paris
- CALLOT Y. (1987):** Géomorphologie et Paléo environnements de l'Atlas Saharien au grand Erg occidental : Dynamique éolienne et paléo-lacs Holocène. Thèse. Univ. Pierre et Marie Curie. Mémoires des sciences de la terre. 410 pages.

- CALLOT Y. et OULEHRI T. (1996):** Géodynamique des sables éoliens dans le Nord-Ouest saharien : relations entre aérologie et géomorphologie. *Geodynamica Acta* (Paris) n°9, pp.1-12.
- CARAMEL P. (1969):** Étude préliminaire sur la cuvette synclinale du chott El Gharsa. BIRH. Tunis, 12 p.
- CASTANY G. (1951):** Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse. *Ann. Mines et géologie*, Tunis n°8.
- CASTANY G. (1953):** Orogenèse quaternaire dans la région de Gafsa. *Bull. Soc. Nat. De, Tunisie*. Tome, 6, 1-4, p.151-160.
- CASTANY G. ET GOBERT EG. (1954):** Morphologie quaternaire, paléontologie et leurs relations à Gafsa, Libica, Alger, t II, pp. 9-37
- CHAHBANI B. (1992):** Dynamique des phénomènes éoliens et techniques anti-érosives dans les régions prédésertiques de la Tunisie. Thèse de grade de Docteur en Sciences Agronomiques, Universiteit GENT, 180 p.
- CHUDEAU R. (1920):** Étude sur les dunes sahariennes. *Annales de Géographie*, 29 (161) : 334–351. (Cité pages 25, 54 et 88.)
- COOKE R.U., WARREN A. et GOUDIE A.S. (1993):** *Desert Geomorphology*. - U.C.L. Press, Londres, 526 p.
- COQUE R. (1962):** La Tunisie présaharienne (Étude géomorphologique). Ed. A Colin. Paris, 476 pages.
- COQUE R. (1979):** Sur la place du vent dans l'érosion en milieu aride : Exemple de lunettes (bourelets éoliens) de la Tunisie. *Méditerranée* n°1 et 2, pp 15-21.
- COQUE R. (1982):** *Géomorphologie*. Ed. A. Colin. Paris, 430 pages.
- COQUE R. et JAUZEIN A. (1965):** Le Quaternaire en Tunisie, *Quaternaria*, VII, Roma, pp, 139-154.
- COUDE-GAUSSSEN G. et ROGNON P. (1983):** Les poussières sahariennes ; in *La Recherche*, V. 14, n° 147, p 1050-1061.
- COUDE-GAUSSSEN G. (1984):** Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires; *Bull. Centres Rech. Exploratio-production Elf-Aquitaine*, Vol. 8, n° 1, p 167-182.
- COUDE-GAUSSSEN G. (1989):** Les poussières sahariennes et leur contribution aux sédimentations désertiques et péri-désertiques. Thèse de Doctorat d'État ès Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, 721p.
- CODE-GAUSSSEN G. (1991):** Les poussières sahariennes : cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléo-environnements désertique. John Libbey. Eurotext. Paris 485 pages.
- DALLEL J. (2009):** Les évènements pluviométriques exceptionnels en Tunisie: Recherche d'une téléconnexion avec les Oscillations Nord Atlantique et étude d'impacts hydrologiques. Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis. 348 pages.
- DAVID S. et G. THOMAS (2000):** *Arid zone geomorphology: Process, form and change in drylands*. Univ.of Sheffield, UK. Second edition. 713 pages.
- DERRUAU M. (1974):** Précis de géomorphologie, 6ème édit., Masson, 453 p.

- DESLANDES, S. et GWYN, Q.-H. J. (1991):** Évaluation de SPOT et SEASAT pour la cartographie des linéaments: comparaison basée sur l'analyse de spectres de Fourier. *Journal canadien de télédétection*, vol. 17, no. 2, p. 98-110
- Direction général des ressources en eau (2009):** Note sur les inondations du 23 septembre 2009 à Redeyef. 32 pages.
- DLALA M. (1992):** La tectonique active en compression de la Tunisie méridionale : implication sismotectonique. *Ann. N°1. Géol. Sci. Tunis*. pp.185-190.
- DLALA M. ET HFAIDH M. (1993):** Le séisme de 7 novembre 1989 à Metlaoui (Tunisie, méridionale) : Une tectonique active en compression C.R. *Accad. Sci. Paris*, 317. Série II p.1297. 1302.
- DONG Y, MILNE AK, FORSTER BC (2001):** Toward edge sharpening: A SAR speckle filtering algorithm. *IEEE Transact. Geosci. Remote Sens.*, 39(4): 851-863.
- DRESCH J. (1982):** Géographie des régions arides. Coll. *Le Géographe*, Presses Univ. de France, 271 p.
- DUBIEF J. (1952):** Les vents et le déplacement du sable au Sahara. *I.R.S.T.VIII. Alger*, pp. 123-162.
- DUBIEF J. (1953):** Les vents de sables du Sahara - Français colloque international .C.N.R.S. Paris, pp. 45-70.
- DUBIEF J. (1959):** Le climat du sahara- *Inst. De Rech. Sah. Alger. Mémoire H.S*, 312 pages.
- ELGHALI A. et al (2003):** Les manifestations tectoniques synsédimentaires associées à la compression Éocène en Tunisie : Implication paléogéographique et structural sur la marge Nord-Africaine. *CR. Géoscience* 335.pp 763-771.
- EZZINE I. (2012):** Analyse linéamentaire des images Landsat-TM et Spot de l'Atlas centro-septentrional: cartographie du prolongement SW de la cicatrice de Zaghouan. *Revue Télédétection*, vol. 10, n° 4, p. 199-211.
- F.A.O. (1987) :** Brise-vent et rideaux abris avec référence particulière aux zones sèches. *Cahier. F.A.O. Conservation. N° 15 D.G.F. Tunis*.
- FAKHRAOUI M. (1990):** Étude stratigraphique et structurale des chaînes des Chotts (Tunisie méridionale): Évolution géométrique et Cinématique liée à l'accident sud Atlasique. *Thèse de Doctorat es sciences, Univ. Tunis I*, 243 pages.
- FAKHRAOUI M., MAHJOUB K. et CHARNI T. (2001):** Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie à 1/100.000 : METLAOUI. Feuille n°65. *O.N.M. Tunis*, 31 pages.
- FERCHICHI A. (1996):** Étude climatique en Tunisie présaharienne. In *MEDIT (en ligne)* 7 (3), 46-53. w 3/ 96.
- FERCHICHI A. (1996):** Étude climatique en Tunisie présaharienne. In *MEDIT (en ligne)* 7 (3), 46-53. w 3/ 96.
- FERDINAND J. (1997):** Glossaire de géomorphologie base de données sémiologiques pour la cartographie. Edit. Colin, Paris (Collection).
- FERSI M. (1985) :** Dossier pluviométrique de Tozeur. *D.R.E. Tunis*, 48 pages.
- FETOUI M. (2011):** Évaluer et suivre la désertification en zones arides tunisiennes pour accompagner l'aide à la décision: dynamiques interactives «Climat-Homme-Espace-

Ressources naturelles» via les paysages. Thèse de doctorat, Université Paul-Valéry Montpellier III. 441p.

FLORET Ch. et PONTANIER R. (1982): L'aridité en Tunisie présaharienne. Travaux et documents de l'ORSTOM, n° 150, C.N.R.S. Paris, 544 p.

FLORET Ch. et PONTANIER R. (1982): L'aridité en Tunisie présaharienne. Travaux et documents de l'ORSTOM, n° 150, C.N.R.S. Paris, 544 p.

FLORET Ch. KHATTELI H. LE FLOC'H E. et PONTANIER R. (1989): Le risque de désertisation en Tunisie présaharienne. in Le risque en agriculture, Editions de l'ORSTOM., Paris 1989, pp 291-307.

FLORET Ch. KHATTELI H. LE FLOC'H E. et PONTANIER R. (1989): Le risque de désertisation en Tunisie présaharienne. in Le risque en agriculture, Editions de l'ORSTOM., Paris 1989, pp 291-307.

FLORET Ch. LE FLOC'H E. et PONTANIER R. (1976): Carte de sensibilisation à la désertisation : Tunisie centrale et méridionale au 1/1 000 000. Bulletin Sols de Tunisie n°8 1976, 90 p + 2 cartes. 306

FLORET Ch. LE FLOC'H E. et PONTANIER R. (1976): Carte de sensibilisation à la désertisation : Tunisie centrale et méridionale au 1/1 000 000. Bulletin Sols de Tunisie n°8 1976, 90 p + 2 cartes. 306.

FLORET Ch. LE FLOC'H E. et PONTANIER R. (1986): La désertisation en Tunisie présaharienne. in Désert et montagne au Maghreb, hommage à Jean DRESCH, Revue de l'Occident musulman et de la Méditerranée 41/42 Edisud, p 291.

FLORET Ch. LE FLOC'H E. et PONTANIER R. (1986): La désertisation en Tunisie présaharienne. in Désert et montagne au Maghreb, hommage à Jean DRESCH, Revue de l'Occident musulman et de la Méditerranée 41/42 Edisud, p 291.

FOUCAULT A. et RAOULT J-F (2010): Dictionnaire de géologie. 7ème édition, DUNOD, Univer Sciences, 388 p.

FOURNIE D. (1978): Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine, 2, p. 97-148.

GADDAS N. et JALEL T. (1976): Carte des zones traitées contre la désertisation : Tunisie centrale et Méridionale au 1/1 000 000. Bulletin Sols de Tunisie n°8, 90 p + 2 cartes.

GAMMAR A. M. (2002) : Carte de la végétation + notice. Atlas national de Tunisie. Ed. CERES & SERST.

GASMI N. (2012): la partie occidentale des basses plaines méridionales (sud ouest de la Tunisie) : Géomorphologie et évolution du milieu naturel ; Thèse doct. Etats-Lettres. Univ. Tunis I, 295p.

GOUDI A. S. (2006): Encyclopedia of geomorphology published by Routledge, 2 volumes, 579 et 577 p.

HAMMAMI O. (1990): Variation de l'évapotranspiration potentielle. Bilan de l'eau climatique et agro-climatique en Tunisie. La Météorologie, 32,6-13.

HARALICK, STERNBERG, and ZHUANG. (1987): Image Analysis Using Mathematical Morphology, IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, Vol. PAMI-9, No. 4, pp. 532-550.

- HENIA L. (1980):** Le sirocco et les types de circulation à sirocco en Tunisie. R.T.G. n°5. pp. 61-87.
- HENIA L. (1993):** Climat et bilan de l'eau en Tunisie : Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques. F.L.S.H. Deuxième série. Géographie. Vol. XXVI. Tunis, 391 pages.
- KAMOUN Y. (1981):** Néotectonique en Tunisie : Essai de synthèse à partir d'exemples choisis le long des côtes. Act, 1er, Cong. Nat.Sci.Terre, p.417-421.
- KARRAY MR. (1986):** Alignement morpho structuraux en Tunisie Nord orientale, pp 182-199.
- KHATTELI H. (1981):** Recherches stationnelles de l'érosion éoliennes. Dynamique de l'érosion éolienne dans le Jeffara Tunisienne. Thèse de 3ème cycle, Paris I, 218p.
- KHATTELI H. (1983):** Recherches sur la désertification dans la Jeffara. RTG n°12, pp 49-102.
- KHATTELI H. (1984):** Recherche sur la désertification dans la Jeffara (Sud Tunisien). Revue Tunisienne de Géographie. n°12. pp.49-102.
- KHATTELI H. (1995):** L'érosion éolienne sur un terrain de parcours dégradé par surpâturage dans la Sud tunisien, RTG n° 25, FSHST, p 155-172.
- KHATTELI H. (1996):** Érosion éolienne en Tunisie aride et désertique : Analyse des processus et recherches des moyens de 1. Thèse de Doctorat Es-Sciences biologiques Appliquées. Univ.de Gent, 180pages.
- KHATTELI H. et BELHAJ N. (1994):** La dynamique des dunes dans le sud-ouest tunisien. Rev. Sécheresse. vol.5, n°4, pp.245-249.
- KILANI M. (1975):** Forage Gouifla n°17. 606/53, Compte rendu de fin de travaux. D.R.E. Tunis, 6 pages.
- KLEIN, J., R. GIEGENGACK, R. MIDDLETON, P. SHARMA, J. R. UNDERWOOD, And R. A. WEEKS (1986):** Revealing histories of exposure using in situ produced ²⁶Al and ¹⁰Be in Libyan Desert Glass, Radiocarbon, 28(2A), 547-555.
- LE FLOC'H E. Et FLORET C. (1972):** «Désertification, dégradation et régénération de la végétation pastorale dans la Tunisie présaharienne», Symposium sur la désertification, Gabès, déc. 1972, Tunis FAO., projet TUN/69/001, 11 p.
- LE HOUEROU H.N. (1959):** Recherches écologiques et floristiques sur la végétation de la Tunisie méridionale. Inst de recherche Saharienne Alger. Mémoire H.S. 510 pages.
- LE HOUEROU H.N. (1969):** La végétation de la Tunisie steppique+ carte phytogéologique de la Tunisie Centrale et Méridionale au 1/500000 (2 feuilles) - Annales de l'I.N.R.A.T, Tunis, vol, 42, fasc.5, 624p
- LE HOUEROU H.N. (1995):** Considérations biogéographiques sur les steppes arides du Nord de l'Afrique. Rev. Sécheresse, n°2. Vol. 6, pp. 167-182.
- M'TIMET A. (1999):** Atlas des sols tunisiens ; Ministère de l'Agriculture, 165 p.
- MAIGNET M. (1978):** Dunes et autres édifices sableux éoliens : Action éolienne (déflation, transport et corrasion). Recherche bibliographique. Paris, 344 pages.
- MAIGNET M. (1983):** Dunes vives, dunes fixées, dunes vêtues : une classification selon le bilan d'alimentation, le régime éolien et la dynamique des édifices sableux. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd, 45 : 265–286. (Cité page 24.)

- MAIGNET M. et CANON L. (1976):** Vent et paléovents du Sahara : tentative d'approche paléoclimatique. Revue de géographie physique et géologie dynamique. Paris. Vol 18. pp.241-250.
- MAMOU A. (1981):** Étude géologique et hydrogéologique de la région de Tamerza (sud-ouest tunisien) : possibilités de création de retenues souterraines au nord du Jebel El Ardha. Applied geology. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. French. 194p.
- MAMOU A. (1990):** Caractéristiques et évaluation des ressources en eau du sud tunisien. Thèse es-Sciences, Univ. de Paris-Sud, Orsay, 426p.
- MICHAEL A. SUMMERFIELD (1991):** Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms. Department of geography, University of Edinburgh. 525 pages.
- MOUMNI L. (1996):** Ressources en eaux du Gouvernorat de Tozeur et perspective de leur exploitation. D.G.R.E. Tunis, 16 pages.
- NISHIZUMI, K., D. LAL, J. KLEIN, R. MIDDLETON, and J. R. ARNOLD (1986):** Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates, Nature, 319(6049), 134-136.
- NOUVEL ATLAS DES FORMES DU RELIEF**, édition Nathan 1985. 216 pages.
- OFLEARY, D. W., FRIEDMAN, J.D. and POHN, H.A. (1976):** Lineament, linear, lineation : Some proposed new standards for old terms. Geological Society of America Bulletin, octobre 1976, vol. 87, pp.1463-1469.
- OKIN G.S., GILLETTE D.A. et HERRICK J.E., (2006):** Multi-scale controls on and consequences of aeolian processes in landscape change in arid and semi-arid environments. Journal of Arid Environments, 65(2): 253–275.
- OUESLATI A. (1999):** Les inondations en Tunisie. Éditions CLE. Tunis, 206 pages
- Plan d'Action Régional de Lutte Contre la Désertification du gouvernorat de Tozeur 2014.**
- Plan de Développement Participatif de l'Oasis de Tameghza 2014.**
- PRETORIUS J.-P.G and PARTRIDGE T.C. (1974):** Analysis of angular atypicality of lineaments as aid to mineral exploration. Journal of South African Institute of Mining and Metallurgy, vol. 74, no. 10, may 1974, pp. 367-369.
- ROUX H. (1911):** Les plis des environs de Redeyef (sud tunisiens), Bull. Soc. Géol. Fr., 4ème série, t.XII. pp 249 – 284.
- SAID A. (2011):** Tectonique active de l'Atlas Sud Tunisien: approche structurale et morphotectonique. . Thèse de l'université Toulouse III - Paul Sabatier, 228p.
- SASSI S. (1974):** La sédimentation phosphatée au Paléocène dans le sud et le centre Ouest de la Tunisie. Thèse. Doct. Es-Sc., Univ. Paris sud, Orsay. 292p.
- Schéma Directeur d'Aménagement de la Région Économique du Sud-Ouest, 2013**
- SGHARI A. (1991):** Sédimentation et morphogénèse au Néogène Quaternaire en Tunisie méridionale. Thèse. Univ. Louis Pasteur. 221p.
- TABBABI M. (2000):** Étude géologique des Tables de Metlaoui: Structure, Réserves, Ratio et Qualité des couches phosphatées. 107 p.
- TALBI M. (1993):** Contribution à l'étude de la désertification par télédétection dans la Jeffara (Sud-Est tunisien), thèse de Doctorat en Géographie. Université de Tunis I, 1993. 2 tomes. 305p.

- TRICART J. (1965):** Principes et méthode de la géomorphologie. Masson 1965, 496p.
- TRICART J. (1966):** Paléoclimats et terrasses quaternaires. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 5, pp 202-203.
- TRICART J. (1977):** Précis de géomorphologie : Géomorphologie dynamique générale, Tome II, SEDES, 345 p.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1969):** Traité de géomorphologie : le modelé des régions sèches. Tome IV, édit. SEDES, 473 p.
- TRICART J., RAYNAL R. et BESANÇON J. (1972):** Cônes rocheux, pédiments, glacis. Annales de Géographie, n° 443-LXXXIe année janvier-février, pp. 1-24
- TRICHET J. (1963):** Description d'une forme d'accumulation de gypse par voie éolienne dans le Sud tunisien. Bull. Soc. Géol. de France (7), V, pp 617-621.
- TROUSSET P. (1982):** Le franchissement des chotts du Sud Tunisien dans l'antiquité. Rev. Antiquités africaines T.18. pp 45-59.
- VAUFREY R. (1932):** Les plissements acheuléo-moustériens des alluvions de Gafsa, Rev. Géog, phys, et Géol, dyn., t. V, pp. 299-321.
- VAUFREY R. (1969):** Préhistoire de l'Afrique, Pub. de l'Université de Tunis, Vol. IV, 2 tomes 372 et 458 p.
- VENARD C. (2007):** Essai de caractérisation et de typologie des petites formes éoliennes et des états de surface dans la région de Bamba, nord-Mali. Mémoire de Master, Université Lumière Lyon 2, Faculté GHAT, 104 p.
- VENARD C. (2008):** L'ensablement des olivraies en Tunisie présaharienne. Approches multi-scalaires comparées. Mémoire de Master, Université Lumière Lyon 2, 112 p.
- VENARD C. (2012):** La morphodynamique éolienne en régions sèches. Des échelles spatiales et temporelles aux outils. Thèse de doctorat. Université Lumière Lyon 2. 325p.
- VENARD C., DELAÎTRE É., CALLOT Y., OUESSAR M. et OUERCHEFANI D. (2010):** Exploitation d'images satellitales à très haute résolution spatiale fournies par Google Earth©. Exemple d'application à l'étude de l'ensablement des oliveraies en Tunisie. Télédétection, 9(1) : 59–71.
- VEYRET Y. BALLAIS J.L. MARRE A. MIETTON M. MIOSSEC A. MORIN S. et VALADAS B. (1998):** L'érosion entre nature et société ; Dossiers des Images Économiques du Monde, Coord. Yvette Veyret, édit. SEDES, 344p.
- VIERS G. (1990):** Éléments de géomorphologie, édit. Nathan, 224 p.
- WHITE K. (1991):** geomorphological analysis of piedmont landsforms in the Southern Atlas using ground data satellite imagery. The geographical Journal, Vol., N°, pp.279-294.
- XAVIER DE P., et PIERRE R. (1970):** Les regs, in Les zones tropicales arides et subtropicales, A. Colin, Paris, p. 155-156
- YOUAN TA M. (2008):** Contribution de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques à la prospection hydrogéologique du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : Cas de la région de Bondoukou Nord Est de la côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat unique, Université de Cocody-Abidjan (Côte d'Ivoire), 236p.
- YOUAN TA MARC. THÉOPHILE LASM. JEAN PATRICE JOURDA. KOFFI FERNAND KOUAMÉ et MOUMTAZ RAZACK (2008) :** Cartographie des accidents géologiques par imagerie satellitaire LANDSAT-7 ETM+ et analyse des réseaux de

fractures du socle précambrien de la région de BANDOUKOU (Nord Est de la Côte d'Ivoire). Revue Télédétection, 2008, vol. 8, n° 2, p. 119-135.

ZARGOUNI F. (1982): Déformations tectoniques post-éocènes dans l'Atlas méridional Tunisien. 9e Réunion, Ann. Sci. Terre, Paris, Soc. Géol. Fr., Paris.

ZARGOUNI F. (1984): Rôles des dérochements N120-130 dans la structuration de l'Atlas, Tunisien méridional. Élément de l'accident « Sud-atlasique ». 5e, Sém. Nat. Sci. Terre. Alger.

ZARGOUNI F. (1984): Style et chronologie des déformations des structures de l'atlas tunisien, méridionale. Évolution récente de l'accident «Sub-atlasique ». C. R. Acad. Sc. Paris, t.299, Série II, n°2. p.71, 72, 75,76.

ZARGOUNI F. (1986): Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie : évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Sci. Terre. INSRT, Tunis, 304p.

ZARGOUNI F. ET RUHLAND M. (1981): Style des déformations du quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa, et chronologie des phases tectonique de l'Atlas Méridional de Tunisie. C.R. Acad. Soc. Géol. Paris, 292, II. p. 912-915.

ZARGOUNI F. et TREMOLIERES P. (1981): Déformations tectoniques postérieures au dépôt de la série du Segui (plio-villafranchien) dans l'Atlas méridional tunisien. Actes du 1er cong. Nati. Sci. De la terre. Tunis.

ZARGOUNI F., HORRENBERGER J.C. ET RUHLAND M. (1981): Cartographie orbitale de l'Atlas tunisien méridional. Démarche télé-analytique et interprétation structurale. Actes 1er, Cong. Sci. Terre, Tunis, p. 523-530.

ZARGOUNI F., HORRENBERGER J.C. ET RUHLAND M. (1981): Évolution géométrique et cinématique du faisceau de plis de Metlaoui: méthodologie et applications de l'analyse tectonique à la fracturation. 1er. Cong. Nat. Sci. Terre. Tunis, p.487-520.

ZHIBAO, D., W. HONGTAO, L. XIAOPING and W. XUNMING. (2004): The blown sand flux over a sandy surface: a wind tunnel investigation on the fetch effect, Geomorphology, 57, (1-2), 117-127.

ZOUARI K. (1988): Géochimie et sédimentologie des dépôts continentaux d'origine aquatique du Quaternaire supérieur du Sud tunisien: Interprétation paléohydrologique et paléoclimatique. Thèse de Doctorat Es-sciences. Univ. Paris 11. 321 p.

ZOUARI, H. (1995): Évolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire, Thèse d'état, 278

ZOUARI, H., TURKI M. M., et DELTEIL J. (1990) : Nouvelles données sur l'évolution tectonique de la chaîne de Gafsa, Bull. Soc. Géol. France, 6, 621–628.

الطاهر علوان. (2011): الأجواء المناخية في أهم المناطق السياحية التونسية، جامعة سوسة كلية الآداب و العلوم الإنسانية

405 صفحة.

LISTE DES FIGURES

Titre	Page
<i>Fig. n° 1 : Carte de localisation de la région d'étude</i>	11
<i>Fig. n° 2 : Outil et technique d'analyse</i>	13
<i>Fig. n° 3 : Carte des unités topographiques</i>	17
<i>Fig. n° 4 : Profil topographique (A - A') de jbel Zeref</i>	18
<i>Fig. n° 5 : Profils topographiques (F - F') et (C - C') de jbel Alima</i>	19
<i>Fig. n° 6 : Profil topographique (O - O') à l'Ouest de jbel Chouabine</i>	20
<i>Fig. n° 7 : Profil topographique (M - M') et (N - N') à jbel Al Blijou</i>	21
<i>Fig. n° 8 : Profil topographique (B - B') du piémont sud de jbel Zeref</i>	22
<i>Fig. n° 9 : Profils topographiques (D - D') et (K - K') au niveau du piémont sud de jbel Alima-Chouabine</i>	23
<i>Fig. n° 10: Profil topographique (S - S') au niveau du piémont sud de jbel Al Blijou</i>	24
<i>Fig. n° 11 : Carte Hypsométrique</i>	26
<i>Fig. n° 12: Carte des pentes</i>	27
<i>Fig. n° 13: Carte de l'ordonnancement du réseau hydrographique selon la classification de Horton-Strahler</i>	29
<i>Fig. n° 14 : Quelques types de configuration du réseau hydrographique</i>	31
<i>Fig. n° 15 : colonne litho-stratigraphique synthétique simplifiée (d'après la carte géologique de Metlaoui au 1/100 000)</i>	34
<i>Fig. n° 16 : Carte des affleurements géologiques (d'après la carte géologique de Metlaoui)</i>	35
<i>Fig. n° 17 : Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé supérieur du faisceau de plis de Metlaoui</i>	37
<i>Fig. n° 18 : Colonne stratigraphique synthétique de la série Paléocène-Éocène inférieur du faisceau de plis de Metlaoui (Zargouni, 1986)</i>	39
<i>Fig. n° 19 : Coupe stratigraphique des séries du Néogène (Gasmi, 2012)</i>	41
<i>Fig. n° 20 : Tectonogramme illustrant les complications structurales sur le flanc méridional de la chaîne de Metlaoui (Zargouni, 1986)</i>	44
<i>Fig. 21: Carte structurale de la région de Metlaoui</i>	45
<i>Fig. n° 22: Coupe géologique de jbel Alima- Zeref (D'après Zargouni, 1986)</i>	46
<i>Fig. n° 23: Coupe géologique de jbel Alima</i>	47
<i>Fig. n° 24: Coupe géologique de jbel Al Blijou</i>	48

<i>Fig. n° 25: Carte tectonique de l'Atlas Tunisien méridional (Zargouni, 1984)</i>	49
<i>Fig. n° 26 : Failles de décrochement de Gafsa et Chébika (Zargouni, 1986)</i>	51
<i>Fig. n° 27 : la faille F1 dans le secteur de la gorge du Thèlja : A- Photo de terrain vierge ; B- Coupe interprétée montrant le jeu inverse de la faille F1 ; elle décale la faille F2 (Lat. N3799405.62 Long. E439197.17)</i>	55
<i>Fig. n° 28: La faille F2 dans le secteur de la gorge du Thèlja: A- Photo de terrain vierge; B- Coupe interprétée montrant le jeu inverse de la faille F2; elle décale des intercalations argileuses verticalisées (Lat. N3799362.23 Long. E439198.22</i>	56
<i>Fig. n° 29: Exemple de linéaments dégagés dans la chaîne de Metlaoui. A. linéaments tectoniques probables (en rouge) suivant les axes des écoulements et des talwegs (en bleu) établis à partir de la topographie du terrain (courbes en marron). B. linéaments tectoniques probables (en vert) suivant l'emplacement des sources (points en bleu). C. linéaments tectoniques probables suivant les ruptures de pente (ligne en jaune).</i>	63
<i>Fig. n° 30: les linéaments tracés sur un extrait de l'image ASTER</i>	66
<i>Fig. n° 31: Linéaments déterminés sur un extrait de l'image ASTER filtrée (bande 2) : A selon le filtre pass-haut ; (B) Sobel et (C) Roberts</i>	66
<i>Fig. n° 32 : Carte linéamentaire de la chaîne de Metlaoui et son piémont sud</i>	69
<i>Fig. n° 33: Rosace des longueurs cumulées des linéaments</i>	70
<i>Fig. n° 34: Extrait d'une image google à très haute résolution montrant le tracé de la faille directionnelle (N 90) au niveau du piémont sud de la chaîne Metlaoui</i>	72
<i>Fig. n° 35: Carte morpho-structurale de la chaîne de Metlaoui et son piémont sud</i>	75
<i>Fig. n° 36 : Extrait d'une image Google en 3D montrant le mont aigu de jbel Zeref et le mont dérivé de jbel Alima-Chouabine (Image Google à très haute résolution, 2014)</i>	77
<i>Fig. n° 37: Séries des combes appelées «Doukane» ouvertes dans la chaîne de Metlaoui</i>	79
<i>Fig. n° 38: Croquis morpho-structural de la combe Djefara de l'anticlinal d'Alima</i>	80
<i>Fig. n° 39 : Croquis morpho-structural de la combe de jbel Al Blijou</i>	81
<i>Fig. n° 40: Vue en 3D montrant les combes de jbel Alima Chouabine (Google earth, 2014)</i>	81
<i>Fig. n° 41: Extrait d'une image Google earth montrant les couloirs</i>	86

<i>monoclinaux sur le flanc sud de jbel Alima- Zeref</i>	
<i>Fig. n°. 42 : Carte des cluses de la chaîne Metlaoui</i>	<i>87</i>
<i>Fig. n°. 43: La cluse d'oued Foum Khangua (D'après Coque, 1962)</i>	<i>89</i>
<i>Fig. n°. 44: Extrait d'une image Google montrant le val de l'oued El Miit-Thèlja (Google earth, 2014)</i>	<i>90</i>
<i>Fig. n°. 45 : Dépôts de la couverture du glacis d'érosion supérieur</i>	<i>104</i>
<i>Fig. n°. 46: Coupe de détail dans le contact croûte-encroûtement gypseux du glacis d'érosion supérieur</i>	<i>105</i>
<i>Fig. n°. 47 : Coupe de synthèse montrant l'étagement des deux niveaux de glacis d'érosion sur le piémont sud de jbel Alima - Chouabine</i>	<i>108</i>
<i>Fig. n°. 48 : Couverture du glacis d'érosion moyen</i>	<i>110</i>
<i>Fig. n°. 49 : Couverture du glacis d'érosion moyen</i>	<i>111</i>
<i>Fig. n°. 50 : Couverture du glacis d'érosion inférieur</i>	<i>113</i>
<i>Fig. n°. 51: La couverture du glacis d'érosion inférieur dominant la rive gauche de l'oued Thèlja</i>	<i>114</i>
<i>Fig. n°. 52: Extension des cônes de déjection du piémont sud de jbel Alima, Chouabine et Al Blijou</i>	<i>122</i>
<i>Fig. n°. 53 : Carton géomorphologique dans le secteur d'Ain Zimra (oued Segdoud) et Ain Ameer</i>	<i>124</i>
<i>Fig. n°. 54 : Coupe de détail caractéristique des dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau d'un ravin qui domine la rive gauche de l'oued Thèlja</i>	<i>128</i>
<i>Fig. n°. 55 : Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau de la partie moyenne de l'oued Segdoud</i>	<i>131</i>
<i>Fig. n°. 56 : Emboîtement du cône de déjection inférieur dans le cône supérieur à l'oued Hamda</i>	<i>137</i>
<i>Fig. n°. 57: Vue panoramique montrant les cônes de déjection au niveau d'oued Aj-Jmal oued Zwatine et oued Hmada</i>	<i>138</i>
<i>Fig. n°. 58: Carton morphologique du secteur de l'oued Aj-Jmal (piémont sud de Alima-Chouabine)</i>	<i>139</i>
<i>Fig. n°. 59 : Coupe montrant le dépôt du cône de déjection C2 de l'oued Segdoud</i>	<i>144</i>
<i>Fig. n°. 60 : Coupe dans le dépôt du cône-terrasse à oued Mabrouk</i>	<i>148</i>
<i>Fig. n°. 61: Coupe dans le dépôt du cône-terrasse à Oued El Artà</i>	<i>149</i>
<i>Fig. n°. 62 : Basse terrasse au niveau de l'oued Thèlja</i>	<i>153</i>
<i>Fig. n°. 63 : Basse terrasse au niveau de l'oued El Miit</i>	<i>156</i>

<i>Fig. n°. 64 : Coupe montrant le dépôt de la terrasse de l'oued Segdoud</i>	<i>159</i>
<i>Fig. n°. 65 : Coupe montrant le dépôt de la basse terrasse de l'oued Ain Aneur</i>	<i>160</i>
<i>Fig. n°. 66 : Coupe dans les dépôts de la basse terrasse de la rive gauche de l'oued Bou Sayeb</i>	<i>161</i>
<i>Fig. n°. 67 : Coupe synthétique des niveaux quaternaires identifiés sur le piémont méridional de jbel Zeref</i>	<i>164</i>
<i>Fig. n°. 68 : Coupe synthétique des niveaux quaternaires identifiés sur le piémont méridional de jbel Alima - Chouabine</i>	<i>165</i>
<i>Fig. n°. 69 : Régime thermique mensuel moyen des stations Gafsa et Tozeur (Période 1982-2012)</i>	<i>179</i>
<i>Fig. n°. 70: Variations des pluies annuelles par rapport à la moyenne à Metlaoui et à Tozeur (1971-2014)</i>	<i>182</i>
<i>Fig. n°. 71 : Régime pluviométrique saisonnier moyen à Metlaoui</i>	<i>183</i>
<i>Fig. n°. 72 : Régime pluviométrique saisonnier moyen à Tozeur)</i>	<i>183</i>
<i>Fig. n°. 73 : Régime pluviométrique mensuel moyen à Metlaoui</i>	<i>184</i>
<i>Fig. n°. 74 : Régime pluviométrique mensuel moyen à Tozeur</i>	<i>184</i>
<i>Fig. n°. 75 : Évaporation potentielle à la station de Gafsa et Tozeur (mm/an)</i>	<i>185</i>
<i>Fig. n°. 76 : fréquence (en %) et direction des vents actifs (> 3m/s) à Tozeur (période 2009-2015)</i>	<i>187</i>
<i>Fig. n°. 77 : Fréquence (en %) et direction des vents actifs (> 3m/s) par saison à Tozeur (période 2009-2015)</i>	<i>187</i>
<i>Fig. n°. 78 : Carte de bassin de réception de l'oued Thèlja (délimitation réalisée sur la carte topographique de Metlaoui, Gafsa et sidi Aich au 1/100 000</i>	<i>191</i>
<i>Fig. n°. 79 : Carte de bassin de réception de l'oued Foum el Khangua (délimitation réalisée sur la carte topographique de Metlaoui et Bir el Ater au 1/100 000</i>	<i>195</i>
<i>Fig. n°. 80: Évolution des surfaces ravinées sur le piémont sud de jbel Zeref entre 1962 - 2014 (d'après la photo aérienne 1962 et image google à très haute résolution en 2014)</i>	<i>202</i>
<i>Fig. n°. 81 : Évolution des berges du cours aval d'oued Thèlja au niveau de Zaouiet Sidi Abdelsselem (Période 1962-1990 et 2014)</i>	<i>205</i>
<i>Fig. n°. 82 : Les effets de la végétation sur la dynamique éolienne, d'après Okin et al. (2006)</i>	<i>223</i>
<i>Fig. n°. 83: Tentative de schématisation du lien entre transport et action morphologique du Vent (Venard, 2012)</i>	<i>224</i>

<i>Fig. n°. 84: différentes parties d'une nebka (Coque, 1962)</i>	225
<i>Fig. n°. 85 : Processus de formation et d'évolution d'une nebka dans un contexte d'obstacle isolé (Venard, 2012)</i>	226
<i>Fig. n°. 86 : Déviation des filets d'air par une nebka et accumulation des éléments sableux en arrière (Coque, 1962)</i>	232
<i>Fig. n°. 87 : Les manifestations éoliennes au niveau de Chebket El Hanek</i>	240

LISTE DES PHOTOS

Titre	Page
<i>Photo n°. 1 : Vue panoramique du secteur d'étude (image Google à très haute résolution, 2014)</i>	16
<i>Photo n°. 2 : Faille de Metlaoui Kef Echfaier</i>	52
<i>Photo n°. 3 : Faille Table Loussif-Metlaoui</i>	53
<i>Photo n°. 4 : Plan de deux photos de la faille F3 (A) et (B) dégagée au niveau d'un ravin sur le piémont sud de jbel Zeref à l'est de la gorge du Thèlja (Lat. N3800353.90 Long. E441468.78)</i>	57
<i>Photo n°. 5 : A. linéaments dégagés au niveau du relief. B. linéaments dégagés au piémont sud (photo aérienne 1962 et 1990)</i>	64
<i>Photo n°. 6 : Vue panoramique à travers la faille directionnelle (N 90) sur le piémont sud de la chaîne de Metlaoui</i>	72
<i>Photo n°. 7 : Vue montrant la barre calcaire de jbel Alima traversée par la cluse de l'Oued Thèlja</i>	83
<i>Photo n°. 8 : Photo aérienne montrant les chevrons sur le revers du flanc sud de jbel Zeref (Photo aérienne, 1962)</i>	85
<i>Photo n°. 9 : La cluse d'oued Thèlja (photo aérienne, 1990)</i>	88
<i>Photo n°. 10 : L'étagement de trois niveaux de glacis d'érosion sur le piémont sud de jbel Zeref</i>	97
<i>Photo n°. 11 : L'étagement de deux niveaux de glacis d'érosion au pied de jbel Alima - Chouabine</i>	98
<i>Photo n°. 12 : Glacis supérieur sous forme d'une lanière allongée N-S au pied de jbel Zeref</i>	99
<i>Photo n°. 13 : Photo n°. 13 : Glacis supérieur sous forme de buttes allongés au pied de jbel Alima (à l'ouest de l'oued Serrate)</i>	100
<i>Photo n°. 14 : Glacis supérieur sous forme des buttes allongées au pied de jbel Alima (entre oued Serrate et oued El Mezennda)</i>	100
<i>Photo n°. 15 : Butte gauchie liée à la néotectonique de part et d'autre de la vallée de l'oued Hamda</i>	101
<i>Photo n°. 16 : Vue générale vers l'Est dans le secteur d'Ain Zimra</i>	102
<i>Photo n°. 17 : Vue générale vers le Nord dans le secteur d'Ain Zimra</i>	102
<i>Photo n°. 18 : Croûte gypseuse de couleur blanchâtre sur le piémont sud de jbel Chouabine</i>	103

<i>Photo n°. 19 : Contact croûte-encroûtement dans le secteur de l'oued Ain Zimra</i>	<i>106</i>
<i>Photo n°. 20 : Croûte et encroûtement du glacis d'érosion supérieur à l'amont de l'oued Segdoud</i>	<i>107</i>
<i>Photo n°. 21 : Étagement de deux niveaux de glacis d'érosion dans le secteur d'Ain El Hanèche</i>	<i>108</i>
<i>Photo n°. 22 : Couverture du glacis d'érosion inférieur dominant la rive gauche de l'oued Ain El Hanèche</i>	<i>112</i>
<i>Photo n°. 23: Accumulation en éventail à partir du débouché de l'oued Segdoud (limite de l'impluvium d'Ain Zimra au nord de l'oasis de Segdoud)</i>	<i>120</i>
<i>Photo n°. 24: Vue vers l'amont montrant l'emboîtement de deux cônes de déjection au niveau d'oued Hamda</i>	<i>120</i>
<i>Photo n°. 25 : Vue vers l'aval montrant l'emboîtement de deux cônes de déjection au niveau de l'oued Segdoud</i>	<i>121</i>
<i>Photo n°. 26 : Matrice à texture sablo-argileuse (A) renfermant des galets émoussés à sub-émoussés (B) au niveau d'oued Thèlja</i>	<i>125</i>
<i>Photo n°. 27: Coupe de détail caractéristique des dépôts du cône de déjection supérieur (C3) Au niveau d'oued Thèlja</i>	<i>123</i>
<i>Photo n°. 28 : Dépôt du cône de déjection supérieur (C3) à l'amont de l'oued Segdoud</i>	<i>129</i>
<i>Photo n°. 29 : Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau de la partie amont de l'oued Frid</i>	<i>133</i>
<i>Photo n°. 30 : Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau du cours moyen de l'oued Frid</i>	<i>134</i>
<i>Photo n°. 31 : Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau du cours aval de l'oued Frid</i>	<i>135</i>
<i>Photo n°. 32 : Dépôts du cône de déjection supérieur (C3) au niveau du cours amont de l'oued Rebta</i>	<i>136</i>
<i>Photo n°. 33 : Coupe montrant le dépôt du cône de déjection C2 de l'oued Hamda</i>	<i>141</i>
<i>Photo n°. 34 : Fragments de silex récoltés en surface, sur le cône de déjection C2 de l'oued Hamda</i>	<i>142</i>
<i>Photo n°. 35 : Coupe montrant le dépôt du cône de déjection C2 de l'oued Aj-Jmal</i>	<i>145</i>
<i>Photo n°. 36 : Cône-terrasse dominant oued Mabrouk dans sa partie aval</i>	<i>147</i>
<i>Photo n°. 37 : Coupe sur la berge droite à l'amont de l'oued Mabrouk</i>	<i>151</i>
<i>Photo n°. 38 : Coupe sur la berge droite dans la partie moyenne de l'oued</i>	<i>152</i>

<i>Mabrouk</i>	
<i>Photo n°. 39 : Coupe dans les dépôts de la basse terrasse (cours moyen de l'oued Thèlja)</i>	154
<i>Photo n°. 40: Coupe dans les dépôts de la basse terrasse (aval d'oued Thèlja)</i>	155
<i>Photo n°. 41 : les dépôts de la basse terrasse (aval d'oued El Miit</i>	157
<i>Photo n°. 42: Coupe dans les dépôts de la basse terrasse (aval d'oued El Miit vers l'oasis de Segdoud)</i>	157
<i>Photo n°. 43 : fragments de céramique d'un fond d'un plat</i>	171
<i>Photo n°. 44: un fragment distal d'un bol portant une partie de la lèvre</i>	171
<i>Photo n°.45: Dépôts de sables éoliens dominant la rive droite d'oued Thèlja</i>	192
<i>Photo n°. 46: Évacuation des rejets des laveries dans l'oued Thèlja)</i>	193
<i>Photo n°. 47: A et B: Le cours d'eau de l'oued Foum el Khangua</i>	196
<i>Photo n°. 48: Ravinement au niveau de la rive gauche du cours aval de l'Oued Thèlja</i>	200
<i>Photo n°. 49: Évolution d'un ravin par recul de tête et élargissement du lit sur le piémont méridional de jbel Zeref</i>	201
<i>Photo n°. 50: Recul par sapement de la berge gauche de l'Oued Thèlja dans sa partie moyenne</i>	203
<i>Photo n°. 51 : Sapement de la berge gauche de l'oued Thèlja dans sa partie aval (au niveau de Zouiet Sidi Abdelsslem)</i>	204
<i>Photo n°. 52: Les eaux de l'oued Thèlja couvrant la route et le pont reliant Metlaoui et Segdoud lors de la crue de 2009</i>	207
<i>Photo n°. 53: Berge vive sur la rive gauche de l'oued El Miit Metlaoui et Segdoud lors de la crue de 2009</i>	204
<i>Photo n°. 54: Sapement latéral suivi d'éboulement post-crue sur la berge gauche de l'oued El Miit</i>	208
<i>Photo n°. 55: Micros cônes sablo-limoneux formés au niveau de l'oued el Miit</i>	209
<i>Photo n°. 56 : Fente de distension consécutive au sapement basal et à l'appel au vide au niveau de la section moyenne de la rive droite de l'Oued Foum El Khangua (Lat. N37883165.42 Long. E441629.54)</i>	210
<i>Photo n°. 57 : Ravins évoluant en badlands au pied de jbel Alima-Chouabine au niveau de sidi Brahim El Charif</i>	211
<i>Photo n°. 58: Évolution d'un ravin sous l'action de l'érosion latérale et régressive sur le piémont sud de jbel Chouabine</i>	213
<i>Photo n°. 59: Rupture de la piste aménagée par la CPG sur le piémont sud d'Alima - Chouabine sous l'effet de l'érosion régressive (lors de la crue de</i>	214

2009)	
<i>Photo n°. 60: (A et B): Pavage de cailloux calcaire sur croûte gypseuse (piémont sud de jbel Alima-Chouabine)</i>	221
<i>Photo n°. 61: Concentration des éléments caillouteux en surface sous l'effet de déflation (plateau el Hanek)</i>	222
<i>Photo n°. 62 : Champ de Nebkas dans les alentours de Krichet Enâam</i>	227
<i>Photo n°. 63: Champ de Nebkas dans la zone d'épandage de l'oued El Miit</i>	227
<i>Photo n°. 64: Nebkas isolée dans le secteur de Segdoud</i>	228
<i>Photo n°. 65 : Nebkas isolée à flèche dans le secteur de Krichet Enâam</i>	228
<i>Photo n°. 66: Nebkas jointives dans le secteur de Segdoud</i>	229
<i>Photo n°. 67 : Photo n° 73: Banc de nebkas hauteur des buissons 20 à 40 cm environ dans le secteur de Segdoud</i>	229
<i>Photo n° 68: Nebka avec parfaite rétention de l'amas sableux au niveau de la plaine de Sedgoud</i>	230
<i>Photo n°. 69 : A et B: destruction de la nebka suite à l'assèchement du le système racinaire au niveau du secteur de Krichet Enâam</i>	231
<i>Photo n°. 70: Champs de nebkas à flèche, dans les environs de l'Oued El Miit</i>	233
<i>Photo n°. 71 : Nebka à flèche isolée, dans les environs de l'Oued El Miit</i>	233
<i>Photo n°. 72 : Mesure de la langue sableuse pour une nebka à flèche de sable dans le secteur de Krichet Enâam</i>	234
<i>Photo n°. 73 : Variation de la dimension des flèches de sable en fonction de la dimension de l'obstacle biologique (plaine de Segdoud)</i>	234
<i>Photo n°. 74: Nebka buissonnante dans le secteur de confluence entre oued El Miit et Oued Seguia</i>	231
<i>Photo n°. 75 : Nebkas buissonnante dans le secteur de l'Oued Seguia</i>	235
<i>Photo n°. 76 : Dépôts homogènes d'une nebka buissonnante au niveau de la confluence de l'oued El Miit avec l'oued Seguia</i>	236
<i>Photo n°. 77 : Érosion des dunes buissonnantes dans le lit majeur de l'oued Seguia générée par les eaux des crues</i>	237
<i>Photo n°. 78 : placage de sable éolien actuel dans le secteur de l'oued El Miit (Nord de village de Segdoud)</i>	239

LISTE TABLEAUX

Titre	Page
<i>Tableau n°. 1 : Données utilisées pour la cartographie linéamentaire</i>	<i>60</i>
<i>Tableau n°. 2 : Matrice du Filtres de détection de linéaments</i>	<i>62</i>
<i>Tableau n°. 3 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Serrate</i>	<i>117</i>
<i>Tableau n°. 4 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Segdoud</i>	<i>118</i>
<i>Tableau n°. 5 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Aj-Jmal</i>	<i>118</i>
<i>Tableau n°. 6 : Valeurs des pentes du profil longitudinal du cône C3 et C2 de l'oued Hamda</i>	<i>119</i>
<i>Tableau n°. 7 : Chronostratigraphie quaternaire proposée pour la chaîne de Metlaoui et son piémont sud</i>	<i>172</i>
<i>Tableau n°. 8: corrélation des chronologies proposée pour la chaîne de Metlaoui et son piémont sud</i>	<i>173</i>
<i>Tableau n°. 9 : La pluviométrie à Metlaoui et à Tozeur</i>	<i>181</i>
<i>Tableau n°. 10: Caractéristique hydrographique de bassin versant des Oued Thèlja et Oued Foum el Khangua</i>	<i>181</i>
<i>Tableau n°. 11: Rejets fins des laveries de la C.P.G</i>	<i>193</i>

PLANCHE HORS TEXTE

Carte géomorphologique des piémonts méridionaux du chaînon de Metlaoui

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
PREMIÈRE PARTIE : LES CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU NATUREL	15
Introduction	16
CHAPITRE 1: LA TOPOGRAPHIE ET L'HYDROGRAPHIE	17
1. Les traits topographiques	19
1.1. Les unités montagneuses	19
1.1.1. La montagne de Zeref	19
1.1.2. La montagne de jbel Alima (Al Mhammil)	20
1.1.3. La montagne de jbel Chouabine	21
1.1.4. La montagne de jbel Al Blijou.....	22
1.2. Les piémonts	23
1.2.1. Les piémonts de Zeref.....	23
1.2.2. Les piémonts de Chouabine - Alima.....	24
1.2.3. Les piémonts d'Al Blijou.....	25
1.2.4. Les piémonts de Chebket El Hanek	25
1.3. La plaine	26
2. Le réseau hydrographique : Un réseau dense de type varié	29
Conclusion du premier chapitre	33
CHAPITRE 2: LES DONNÉES GÉOLOGIQUES	34
Introduction	34
2.1. Analyse litho-stratigraphique	34
2.1.1. Le Crétacé supérieur	37
2.1.1.1. Le Turonien-terminal (Ct) - Coniacien (Co).....	37
2.1.1.2 Le Santonien (Cs).....	37
2.1.1.3. Le Campanien inférieur (Cca).....	37
2.1.1.4. Campanien supérieur / Maastrichtien inférieur (Ccam).....	37

2.1.2. Les séries du Paléocène-Éocène	39
2.1.2.1. La formation d'El Haria	39
2.1.2.2. La formation Metlaoui	39
2.1.2.3. La formation Jebb	40
2.1.3. Le Néogène	41
2.1.3.1. La formation Séhib.....	41
2.1.3.2. La formation Beglia	41
2.1.3.3. La formation Ségui.....	41
2.2. Le contraste de résistance	43
2.3. Cadre structural	44
2.3.1. L'anticlinal de jbel Zeref	47
2.3.2. L'Anticlinal de jbel Alima-Chouabine	48
2.3.3. L'anticlinal de jbel Al Blijou	49
2.3.4. Le synclinal de Metlaoui.....	50
2.4. Les accidents tectoniques majeurs dominant le secteur d'étude	50
2.4.1. L'accident de Gafsa	51
2.4.2. Le couloir de décrochement de Chebika.....	51
2.4.3. Les accidents du chaînon de Metlaoui	52
A- La Faille de Metlaoui (Kef Echfaier) :.....	52
B- Les Accidents des Tables de Metlaoui :.....	53
2.5. Illustration à partir de quelques exemples de la néotectonique de la zone étudiée..	55
.....	55
2.6. Chronologie des déformations récentes dans la région de Metlaoui	59
Conclusion du deuxième chapitre	60
CHAPITRE 3: MÉTHODOLOGIE ADOPTÉE POUR L'ANALYSE ET LA	
CARTOGRAPHIE LINÉAMENTAIRE DU CHAÎNON DE METLAOUI ET SES	
PIÉMONT SUD	61
Introduction	61

3.1. Matériels utilisés pour la cartographie linéamentaire	61
3.2. Méthodes de traitement des données	62
3.2.1. Méthodes d'extraction des linéaments par filtres de convolution	62
3.2.2. Cartographie des structures linéamentaires à partir de supports cartographique, photographique et géologique.....	63
3.2.3. Cartographie des structures linéamentaires à partir des opérations de filtrage des images satellitaires.....	66
3.3. Observations et mesures de terrain	68
3.4. Analyse statistique des réseaux linéamentaires	69
3.5. Les familles linéamentaires tectoniques dominant le secteur d'étude.....	72
3.5.1. Les montagnes du chaînon de Metlaoui : unités fortement tectonisées.....	72
3.5.2. Les piémonts du chaînon de Metlaoui: unités tectonisées par l'influence de failles directionnelles N90	72
Conclusion du troisième chapitre.....	74
CHAPITRE 4: LES UNITÉS MORPHO-STRUCTURALES DU CHAÎNON DE METLAOUI.....	75
Introduction	75
4.1. Les formes anticlinales	77
4.1.1. Les monts du chaînon de Metlaoui	77
4.1.1.1. Le mont aigu de jbel Zeref	77
4.1.1.2. Le mont dérivé de jbel Alima-Chouabine.....	78
4.1.1.3. Le mont dérivé de jbel Al Blijou.....	79
4.1.2. Les combes du chaînon de Metlaoui.....	79
4.1.3. Les crêtes	83
4.1.4. Les barres	84
4.1.5. Les chevrons et les ruz.....	85
4.1.6. Les couloirs monoclinaux	86
4.1.7. Les cluses	87
4.1.7.1. La cluse d'Oued Thèlja	89

4.1.7.2. La cluse de l'oued Foug El Khangua	90
4.2. Le val de l'oued El Miit - Thèlja	91
Conclusion du quatrième chapitre	92
Conclusion de la première partie	93
DEUXIÈME PARTIE: LES UNITES GEOMORPHOLOGIQUES	
QUATERNAIRES LIEES A L'ACTION HYDRIQUE.....	95
Introduction.....	96
CHAPITRE 1 : LES GLACIS D'ÉROSION.....	98
Introduction	98
1.1. Le glacis d'érosion supérieur	100
1.2. Le glacis d'érosion moyen	108
1.3. Le glacis d'érosion inférieur	113
Conclusion du premier chapitre	116
CHAPITRE 2 : LES CÔNES DE DÉJECTION	117
Introduction	117
2.1. Le cône de déjection supérieur (C3).....	124
2.2. Le cône de déjection inférieur (C2).....	138
Conclusion du deuxième chapitre	147
CHAPITRE 3: UN CÔNE-TERRASSE ET UNE BASSE TERRASSE	148
3.1. Le cône-terrasse.....	148
3.2. La basse terrasse	151
3.2.1. Cas de l'oued Mabrouk.....	151
3.2.2. Le cas de l'oued Thèlja.....	154
3.2.3. Le cas de l'oued El Miit.....	156
3.2.4. Le cas d'Ain Zimra-Oued Segdoud et Ain Aneur	159
3.2.5. Le cas de l'oued Boussayeb.....	161
Conclusion du troisième chapitre	163

CHAPITRE 4: SYNTHÈSE DES FORMES ET DÉPÔTS QUATERNAIRES ET ESSAI D'ATTRIBUTION CHRONOLOGIQUE	164
Introduction :	164
4.1. Synthèse des formes et dépôts quaternaires liés au ruissellement.....	164
4.2. Essai d'attribution chronologique des formes et dépôts quaternaires	169_Toc491008990
4. 2. 1. Le niveau 5 :	169
4. 2. 2. Le niveau 4:	170
4. 2. 3. Le niveau 3:	170
4. 2. 4. Le niveau 2:	171
4. 2. 5. Le niveau 1:	172
Conclusion du quatrième chapitre.....	176
Conclusion de la deuxième partie	177
TROISIÈME PARTIE : LES TENDANCES DE LA DYNAMIQUE MORPHOLOGIQUE ACTUELLE.....	179
CHAPITRE 1: LES FACTEURS MORPHOGÉNIQUES.....	180
Introduction	180
1.1. Aperçu climatique.....	180
Introduction	180
1.1.1. Températures élevées et contrastées	180
1.1.2. Précipitations faibles et irrégulières.....	182
1.1.3. Le vent	188
1.2. Le couvert végétal.....	191
1.3. Architecture du réseau hydrographique.....	192
Introduction	192
1.3.1. Les principaux axes d'écoulement.....	192
1.3.1.1. Oued Thèlja.....	192
1.3.1.2. Oued Foug El Khangua.....	196

1.3.2. Le réseau hydrographique secondaire: Un réseau dense aux configurations variées	199
Conclusion du premier chapitre	200
CHAPITRE 2 : LES DYNAMIQUES DE L’ACTION HYDRIQUE ACTUELLE	201
Introduction	201
2.1. Les principaux traits de l’activité morpho-dynamique dans les principaux axes d’écoulement	201
2.1.1. Au niveau d’oued d’Oued Thèlja.....	201
A- Le ravinement	202
B- Évolution par sapement des berges et élargissement des lits	204
C- Débordements et migrations latérales du lit du cours d'eau	208
D- L’accumulation	209
2.1.2. Au niveau d’Oued El Miit: évolution par sapement et élargissement du lit.	209
2.1.3. Au niveau d’Oued Fom El Khangua.....	212
A- Sapement des berges	212
B- Accumulation	213
2.2. Les principaux traits de l’activité morphodynamique du réseau des affluents secondaires	213
2.2.1. Le ravinement est le mode le plus actif dans le système montagneux	213
2.2.2. Sapement, ravinement et incision linéaire: une dynamique intense d’érosion au niveau des piémonts	214
2.2.3. Le processus d'alluvionnement prédomine en plaine	216
Conclusion du deuxième chapitre	217
CHAPITRE 3 : LES FORMES ÉOLIENNES ACTUELLES: IDENTIFICATION, AGENCEMENT ET DYNAMIQUE.....	218
Introduction	218
3.1. Identification de paysage éoliens et agencement des formes éoliennes	219
3.1.1. Répartition géographique.....	219

3.1.1.1. Sur le piémont méridional: un ensablement assez important caractérise la sortie des gorges des grands collecteurs.....	219
3.1.1.2. Le plateau d'El Hanek : surfaces pavées par des regs	220
3.1.1.3. La plaine de Metlaoui: une nappe éolienne caractéristique	220
3.2. Les formes éoliennes actuelles: caractéristiques géomorphologiques et dynamique	221
3.2.1. Les formes d'érosion: les regs, une forme considérablement étendue	221
3.2.1.1. Les regs sur croûte gypseuse.....	222
3.2.1.2. Les regs sur les affleurements Néogènes	224
3.2.2. Formes d'accumulation.....	225
3.2.2.1. Les Nebkas :.....	226
3.2.2.2. Les nebkas buissonnantes	237
3.2.2.3. Les formes de placages éoliens sur le versant du front de Chebkhel El Hanek	240
Conclusion du troisième chapitre.....	243
Conclusion de la troisième partie.....	244
CONCLUSION GÉNÉRALE	246
BIBLIOGRAPHIE.....	250
LISTE DES FIGURES	259
LISTE DES PHOTOS	264
LISTE TABLEAUX	268
PLANCHE HORS TEXTE.....	268
TABLE DES MATIÈRES.....	269