



Université Mohamed Seddik Ben Yahia- Jijel
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

جامعة محمد الصديق بن يحيى-جيجل
كلية علوم الطبيعة و الحياة
قسم علوم الأرض و الكون

Mémoire

Présenté par :

Nihad BOUROUDI

Pour l'obtention du diplôme de

Magister

Filière : Géologie

Option : Géologie appliquée

Thème

Caractérisation du réservoir carbonaté fracturé éocène du Djebel Dyr (Tébessa, Algérie Nord Orientale)

Soutenu publiquement le 17 / 11 / 2014

devant le jury composé de :

Président :	DEBIECHE Taha-Hocine	Maître de conférences A	Université de Jijel
Rapporteur :	BOUZENOUNE Azzedine	Professeur	Université de Jijel
Examineurs :	BENABBAS Chaouki	Professeur	Université de Constantine 3
	BAALI Fethi	Professeur	Université de Tébessa
Invité :	MERCIER Eric	Professeur	Université de Nantes

Remerciements

C'est grâce à Dieu Le Tout Puissant qui m'a donné l'aide, la patience et le courage que j'ai pu accomplir ce travail.

Je tiens à formuler ma profonde gratitude et reconnaissance à l'égard de mon encadrant Mr. BOUZENOUNE Azzedine pour son effort, sa disponibilité et son suivi continu. Merci de m'avoir donné toutes les possibilités pour mener à terme ce travail passionnant.

Mes remerciements s'adressent aussi aux membres du jury Messieurs :DEBIECHE Taha Hocine, BENABBAS Chaouki et BAALI Fateh, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail.

Je tiens à remercier tous mes enseignants, pour leur participation à ma formation, qu'ils trouvent ici l'expression de mes sentiments les plus respectueux et ma profonde gratitude pour leur gentillesse, disponibilité et soutien durant les années de ma formation.

Je tiens également à remercier Mr. BOUFAA Kamel pour les séances de travail sur la télédétection qu'il m'a accordées ainsi que pour les journées de terrain que nous avons effectué en compagnie des autres membres de l'équipe chargée de la réalisation du projet Tassili-CMEP.

Toujours dans le cadre de ce projet, je tiens à exprimer mes vifs remerciements à Monsieur MERCIER Eric du laboratoire de Géodynamique et Planétologie de Nantes (France) pour son accueil chaleureux lors de mes stages effectués au LPGN, ainsi que pour les fructueuses discussions qu'on a eu en présence des collègues tunisiens et marocains messieurs sans oublier Monsieur GUEFAIFIA Omar. Que les collègues, Messieurs HIRECHE Saad et BOUTI Djelil, également membres du projet Tassili, trouvent ici mes remerciements.

Je veux remercier toute personne qui a contribué de près ou de loin à faire parvenir ce mémoire à sa fin, et exceptionnellement Messieurs HAMOUD Omar pour son aide et. HARKAT Ismail ingénieur au niveau de la Sonatrach pour sa contribution dans l'élaboration de la carte linéamentaire à partir des images Landsat.

Mes meilleurs remerciements vont pour toute ma famille, ma mère, mon père, mes frères et sœurs parce qu'ils m'ont supporté toute cette période, m'ont encouragé et aidé pour la réalisation de ce travail. Merci Wissam pour tous les beaux sourires dans ma vie, tu es restée à côté de moi pour me donner de l'air fraîche, me soutenir quand le moral était au plus bas.

Mes remerciements vont également pour mes amies Sabrina, Houda, Nadira, Fatima, pour les bons moments passés ensemble.

Merci pour tous !

Nihad

Le fleuve est grand, mais il a toujours besoin d'une goutte d'eau.

(Proverbe africain)

Résumé

La présente étude a été menée dans l'objectif d'une caractérisation multi-scalaire des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr (Tébessa, Algérie Nord orientale). La structure de ce massif est un synclinal ou « val perché », il est situé à 40 Km au NNE de la ville de Tébessa et à 15 km des confins algéro-tunisiens. C'est un pli plurikilométrique de direction atlasique (NE-SW), appartenant au domaine de l'Atlas saharien oriental. La série stratigraphique, relativement simple et continue s'étend de l'Aptien à l'Eocène moyen. Le Trias apparaissant dans la région au cœur de certaines structures anticlinales. Les seuls dépôts tertiaires postérieurs à l'émersion éocène ; sables continentaux miocènes, sont localisés au cœur du synclinal où ils surmontent, sans discordance apparente, les calcaires du Lutétien inférieur. L'ossature du pli est assurée par les calcaires de l'Yprésien.

L'étude microfaciologique menée sur des échantillons prélevés du massif du Dyr nous a permis d'identifier trois types de microfaciès : un microfaciès à grosses Nummulites, un microfaciès bioclastique à débris de Mollusques non dissouts et un microfaciès bioclastique à débris de Mollusques dissouts. Du point de vue paléogéographique ces formations correspondent à des dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde.

L'analyse de la porosité par logiciel JMicroVision a montré que l'ensemble des microfaciès présentent des valeurs de porosité relativement faibles ne dépassant pas les 15%. Cette porosité varie avec les types de microfaciès et avec la structure du synclinal.

L'analyse de la fracturation du massif du Dyr à partir des mesures de terrain nous a permis de mettre en évidence un réseau de trois familles de fractures : proche E-W, NW-SE et NE-SW.

Ces trois familles de fractures ont été retrouvées à différentes échelles d'analyse : photo-aériennes, images « Google Earth », images Landsat.

Une analyse comparative avec les massifs tunisiens (Ousselat et Jébil) nous a permis de retrouver des différences dans les directions de fracturation entre les trois massifs. Les deux massifs tunisiens montrent également trois familles de fractures distinctes et différentes de celle du Dyr et dont les fréquences varient aussi, comme au Dyr, avec l'échelle d'observation et la position structurale

ملخص

هذه الدراسة اجريت بهدف وصف "ايوسان" الكربونية لجبل الديربولاية تبسة () .
هو ذو بنية يوجد 40 الشرقي لمدينة تبسة 15 من الحدود الجزائرية التونسية. هذا الجبل
عن طية ذات عدة كيلومترات أطلسي، يحمل - وينتمي الى
"الابسين" "الايوسين" . الترياس يظهر في بعض المناطق في وسط بعض التركيبات
الجيولوجية، الرسوبيات الوحيدة بعد "الايوسين". ميوسين متواجد في قلب جبل الدير، حيث يتوضع فوق الصخور الرسوبية
هيكل كلسيه "الابريسيان".

مهرية التي قمنا بها على مجموعة من العينات من جبل الدير حت لنا بتحديد التركيبة البنيوية
هي عبارة عن ثلاثة : "النومليت" كلس مكون من بقايا الكائنات المفصليّة الغير
من بقايا الكائنات المفصليّة . من وجهة النظر المستحاثية تمثل ترسبات من مسطحات كربوناتيّة متوسطة العمق.

تحاليل المسامية ببرنامج"ج ميكرو فيزيو" اظهرت لنا بان مجموعة المي
تمثل قيمة مسامية منخفضة حيث لا
15% هذه النسبة تتغير مع نوع الميكرومستحث ومحل العينة بالنسبة الطية.

التحاليل التصديعية لجبل الدير الناتجة عن المعايرة التي قمنا بها

هذه المجموعة من التصدعات تتواجد على مختلف الجوية،
» " " " .

تحاليل المقارنة مع جبال تونسية " وجبيل" مكنتنا من ايجاد اختلافات في اتجاه التصدعات بين الثلاث جبال. حيث ان
الجبليين التونسيين اظهروا لنا مجموعات من التصدعات مختلفة وجدنا في جبل الدير مختلفة مثل جبل الدير.

Summary

This study was conducted in the target multi-scale characterization of Eocene massif carbonate rock of the Dyr (Tebessa, Northeastern Algeria). The structure's massive is a syncline or "perched val". It's located at 40 Km from the North of Tébéssa city, and at 15 km from the Algerian-Tunisian border. It has many kilometers of dimensions. The fold has an Atlas direction (NE-SW), belonging to the domain of the Saharian Atlas. Stratigraphic serie is relatively simple and continue, it extends from Aptian to Middle Eocene. Triassic appearing in the region at the heart of some anticlinal structures. The only tertiary deposits post-emergence Eocene; are formed from Miocene continental sands and they are located in the heart of Dyr syncline where they overcome without apparent discord Lutetian limestones. The limestones of the Ypresian provide the backbone fold.

The microfaciological study conducted on samples taken massif Dyr allowed us to identify three types of microfacies: a coarse Nummulites microfacies, a bioclastic undissolved microfacies of Mollusks clasts and bioclastic dissolved microfacies of Mollusks. From the paleogeographic perspective these formations correspond to shallow carbonate platform deposits.

In the analysis shown by the porosity JMicroVision software rocks have relatively low values of the porosity not exceeding 15%. Porosity varies with the microfacies types and syncline structure.

Analysis of Dyr's massif fracturing from field measurements allowed us to identify a network of three families of fractures near EW, NW-SE and NE-SW.

These three fractures families were found at different scales of analysis: aerial photo-images "Google Earth", Landsat.

A comparative analysis with Tunisian massive (Ousselat and Jebil) allowed us to find differences in the fracturing directions between the three massive. The two ones Tunisians show three distinct and different from that of Dyr, frequencies fractures also vary, as to Dyr, with the scale observation and structural position.

Liste des figures

<i>Figure.I.1. Situation géographique du massif du Dyr.....</i>	4
<i>Figure.I.2. Répartition des altitudes dans le massif du Dyr.....</i>	5
<i>Figure.I.3. Modèle numérique de terrain du Djebel Dyr.....</i>	6
<i>Figure.I.4. Réseau hydrographique de drainage aux alentours de Djebel Dyr.....</i>	7
<i>Figure.II.1. Stress hydrique en 2025 (Conseil mondial de l'eau, 2000).....</i>	8
<i>Figure.II.2. Répartition mondiale des affleurements calcaires (Ford et Williams, 1989).....</i>	9
<i>Figure.II.3. Les différents types de porosité (Bazalgette, 2004).....</i>	11
<i>Figure II.4. Modèle de circulations de fluide dans un réservoir à double porosité de fracture (Bruel, 1997).....</i>	12
<i>Figure.II.5. Modes de propagation de fractures (Zazoun, 2007).....</i>	14
<i>Figure.II. 6. Différents types de réseau de fractures (Macé, 2006).....</i>	15
<i>Figure.II.7. Orientation dans l'espace d'un plan de fracture défini par la direction/pendage et plongement (Macé, 2006. modifié).....</i>	16
<i>Figure.II.8. Diagrammes conceptuels montrant l'effet de la densification des joints (Bazalgette, 2004).....</i>	18
<i>Figure III.1. Carte géologique de la feuille de Mosrsott 1/50 000 (Bles et Fleury, 1971. modifiée).....</i>	23
<i>Figure III.2. Log lithostratigraphique (Bles et Fleury, 1971. modifié).....</i>	26
<i>Figure III.3. Coupes géologiques dans la région d'étude.....</i>	28
<i>Figure III.4. Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens (Vila, 1980).....</i>	30
<i>Figure IV.1. Représentation schématique des différents types de porosité définis dans la classification de Choquette et Pray (1970).....</i>	37
<i>Figure IV.2. Illustrations photographiques de quelques types de porosité définis dans la classification de Choquette et Pray (1970) [Photographie extraits de Sholle et al., 2003].....</i>	38
<i>Figure IV.3– Illustrations photographiques de quelques types de microfaciès et de la porosité associée observés dans les roches carbonatées du massif du Dyr.....</i>	41
<i>Figure.IV.4. Extrait de la carte géologique d'Algérie au 500.000e montrant la répartition spatiale actuelle des formations éocènes en Algérie Nord-orientale.....</i>	44
<i>Figure IV.5. Paléogéographie éocène et répartition des différents faciès en Tunisie (d'après Beavington-Penney et al., 2008).....</i>	44
<i>Figure IV.6- Modèle d'environnements de dépôts d'échelle régionale des roches carbonatées éocènes du groupe Metlaoui (Tunisie). (d'après Louks et al., 1998).....</i>	44
<i>Figure IV.7- Processus diagénétiques observées dans les roches carbonatées du massif du Dyr.....</i>	46
<i>Figure IV.8- Segmentation par seuillage de l'histogramme sur logiciel JMicroVision.....</i>	48

<i>Figure IV. 9. Porosités moyennes des roches carbonatées éocènes des flancs NW et SE et de la charnière du synclinal du Dyr.....</i>	50
<i>Figure IV.10. Variation de la porosité des roches carbonatées éocènes en fonction de la position structurale dans le synclinal du Dyr.....</i>	50
<i>Figure IV.11. Allure à l’affleurement des fractures, des faciès et des figures de dissolutions affectant les calcaires éocènes de la partie nord-orientale du massif du Dyr.</i>	53
<i>Figure IV.12. Rosaces des fréquences des plans de fracturation dans la partie nord-orientale du synclinal du Dyr (une centaine de mesures).....</i>	55
<i>Figure IV.13. Diagramme d’iso-densité des pôles des plans de fracturation et des plans de stratification du synclinal du Dyr.....</i>	56
<i>Figure IV.14. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.....</i>	58
<i>Figure IV.15. Carte des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes (Benabbas, 2006).....</i>	59
<i>Figure IV.16. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.....</i>	60
<i>Figure IV.17. Etude statistique des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.....</i>	62
<i>Figure IV.18. Méthode de la densité du noyau (Silverman, 1986).....</i>	63
<i>Figure IV.19. Carte de densité du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.....</i>	63
<i>Figure IV.20. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du synclinal du Dyr établies à partir des images Google Earth.....</i>	65
<i>Figure IV.21. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du synclinal du Dyr établies à partir des images Google Earth.....</i>	66
<i>Figure IV.22. Etude statistique des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des images Google Earth.....</i>	68
<i>Figure IV.23. Rosaces des fréquences directionnelles et longueurs cumulées des linéaments du synclinal du Dyr établies à partir des scènes Landsat.....</i>	69
<i>Figure IV.24. Etude statistique des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des images scènes Landsat.....</i>	71
<i>Figure IV.25. Rosaces des fréquences directionnelles et longueurs cumulées des failles du synclinal du Dyr établies à partir de la carte géologique 1/50.000.....</i>	72
<i>Figure IV.26. Situation géographique des sites de comparaison.....</i>	75
<i>Figure IV.27. Cadre géologique des sites de comparaison (Boukadi et al., 2000).....</i>	75
<i>Figure IV.28. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/25.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié.....</i>	77

<i>Figure IV.29. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/25.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).....</i>	78
<i>Figure IV.30. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/60.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).....</i>	79
<i>Figure IV.31. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/60.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).....</i>	80
<i>Figure IV.32. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/80.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).....</i>	81
<i>Figure IV.33. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/80.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).....</i>	82
<i>Figure IV.34. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des images Google Earth.....</i>	83
<i>Figure IV.35. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/80.000).....</i>	84
<i>Figure IV.36. Rosaces des fréquences directionnelles des fractures du djebel Jébil établies à partir des données de terrain (Dubois, 2008 repris et modifié).....</i>	86
<i>Figure IV.37. Rosaces des longueurs cumulées des fractures du djebel Jébil établies à partir des données de terrain (Dubois, 2000 repris et modifié).....</i>	87
<i>Figure IV.38. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Jébil établie à partir des photo-aériennes (Dubois, 2000 repris et modifié).....</i>	88
<i>Figure IV.39. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Jébil établies à partir des photo-aériennes (Dubois, 2000 repris et modifié).....</i>	89
<i>Figure IV.40. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Jébil établies à partir des images Google Earth.....</i>	90
<i>Figure IV.41. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Jébil établies à partir des images Google Earth.....</i>	91

Liste des tableaux

<i>Tableau IV.1. Porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.....</i>	<i>48</i>
<i>Tableau IV.2. Porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.....</i>	<i>49</i>
<i>Tableau IV.3. Porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.....</i>	<i>49</i>
<i>Tableau IV.4. Etude statistique des linéaments du Djebel Dyr extraits des photo-aériennes.....</i>	<i>61</i>
<i>Tableau IV.5. Etude statistique des linéaments du Djebel Dyr extraits des images Google Earth.....</i>	<i>67</i>
<i>Tableau IV.6. Etude statistique des linéaments du Djebel Dyr extraits des scènes Landsat.....</i>	<i>70</i>
<i>Tableau IV.7. Tableau récapitulatif de l'analyse de la fracturation sur les massifs étudiés.....</i>	<i>93</i>

Table des matières

Chapitre I

Introduction générale et objectif du travail

I.1. INTRODUCTION.....	1
I.2. PROBLEMATIQUE.....	2
I.3. SITUATION GEOGRAPHIQUE.....	3
I.4. APERÇU GEOMORPHOLOGIQUE.....	4
I.5. RESEAU HYDROGRAPHIQUE.....	6

Chapitre II

Paramètres de caractérisation des réservoirs carbonatés fracturés

II.1. INTRODUCTION.....	8
II.2. DEFINITION DU RESERVOIR.....	10
II.3. PROPRIETES PETROPHYSIQUES.....	10
II.3.1. Porosité.....	11
II.3.1.1. Porosité matricielle.....	11
II.3.1.2. Porosité de fracture.....	11
II.3.1.3. Double porosité matricielle/fracture.....	12
II.3.2. Fractures.....	12
II.3.2.1. Types de fractures.....	13
II.3.2.2. Notions de famille, système et réseau de fractures.....	14
II.3.2.3. Méthodes d'étude de la fracturation.....	15
II.3.2.4. Influence de la fracturation sur la qualité du réservoir.....	16
II.4. DIFFERENTES ECHELLES D'ETUDE.....	18
II.4.1. Echelle de terrain.....	19
II.4.2. Echelle des photo-aériennes.....	20
II.4.3. Echelle des images satellitaires.....	21

Chapitre III

Cadre lithostratigraphique et tectonique du Djebel Dyr

III.1. INTRODUCTION.....	22
III.2. DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	22

III.2.1. Trias.....	24
III.2.2. Aptien.....	24
III.2.3. Albien.....	24
III.2.4. Cénomaniens.....	24
III.2.5. Turonien inférieur.....	24
III.2.6. Turonien supérieur.....	25
III.2.7. Coniacien-Santonien-Companien inférieur.....	25
III.2.8. Companien moyen et supérieur.....	25
III.2.9. Maestrichtien.....	25
III.2.10. Danien.....	25
III.2.11. Montien.....	25
III.2.12. Thanétien.....	27
III.2.13. Yprésien- Lutétien inférieur.....	27
III.2.14. Miocène.....	27
III.2.15. Plio-Quaternaire.....	27
III.3. CADRE TECTONIQUE.....	29
III.3.1. Subsidence.....	29
III.3.2. Diapirisme des formations triasiques.....	29
III.3.3. Phase de plissement	30
III.3.4. Fossés tectoniques.....	31

Chapitre IV

Analyse de la porosité et de la fracturation des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr

IV.1. INTRODUCTION.....	32
IV.2. ANALYSE DE LA POROSITE.....	32
IV.2.1. Introduction.....	32
IV.2.2. Principaux microfaciès des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.....	34
IV.2.2.1. <i>Méthodologie et conditions d'échantillonnage</i>	34
IV.2.2.2. <i>Principaux microfaciès rencontrés et description de la porosité associée</i>	39
IV.2.2.2.1. <i>Microfaciès à grosses Nummulites</i>	39
IV.2.2.2.2. <i>Microfaciès bioclastiques</i>	39
<i>a. Microfaciès bioclastique à débris de Mollusques non dissouts</i>	40
<i>b. Microfaciès bioclastique à débris de Mollusques dissouts</i>	40
IV.2.3. Cadre paléogéographique succinct des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr	42

IV.2.4. Processus diagénétiques observés dans les roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.....	45
IV.2.4.1. <i>Lithification et compaction précoce et tardive</i>.....	45
IV.2.4.2. <i>Précipitation chimique</i>.....	45
IV.2.4.3. <i>Dissolution</i>.....	45
IV.2.4.4. <i>Compaction-fracturation</i>.....	45
IV.2.5. Evaluation de la porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.....	47
IV.2.5.1. <i>Méthodologie</i>.....	48
IV.2.5.2. <i>Evaluation de la porosité</i>.....	48
IV.2.5.2.1. <i>Approche globale</i>.....	48
IV.2.5.2.2. <i>Variation de la porosité en fonction des microfaciès</i>.....	48
IV.2.5.2.3. <i>Variation de la porosité en fonction de la position structurale</i>.....	49
IV.3. ANALYSE DE LA FRACTURATION.....	51
IV.3.1. <i>Méthodologie</i>.....	51
IV.3.2. <i>Analyse de la fracturation à partir des mesures de terrain</i>.....	51
IV.3.2.1. <i>Description générale</i>.....	51
IV.3.2.2. <i>Directions des fractures</i>.....	54
IV.3.3. <i>Analyse de la fracturation à partir des photo-aériennes</i>.....	57
IV.3.3.1. <i>Description générale</i>.....	57
IV.3.3.2. <i>Directions des linéaments</i>.....	57
IV.3.3.3. <i>Longueurs des linéaments</i>.....	59
IV.3.3.4. <i>Analyse statistique des linéaments</i>.....	60
IV.3.3.5. <i>Densité de fracturation</i>.....	62
IV.3.4. <i>Analyse de la fracturation à partir des images satellitaires</i>.....	64
IV.3.4.1. <i>Approche globale</i>.....	64
IV.3.4.2. <i>Analyse de la fracturation à partir des images Google Earth</i>.....	64
IV.3.4.2.1. <i>Directions des linéaments</i>.....	64
IV.3.4.2.2. <i>Longueurs des linéaments</i>.....	64
IV.3.4.2.3. <i>Analyse statistique des linéaments</i>.....	67
IV.3.4.3. <i>Analyse des linéaments à partir des scènes Landsat</i>.....	68
IV.3.4.3.1. <i>Directions des linéaments</i>.....	68
IV.3.4.3.2. <i>Longueurs des linéaments</i>.....	68
IV.3.4.3.3. <i>Analyse statistique des linéaments</i>.....	69
IV.3.5. <i>Analyse de la fracturation à partir de la carte géologique 1/50.000</i>.....	71
IV.3.6. <i>Conclusion</i>.....	73

IV.4. ANALYSE COMPARATIVE.....	74
IV.4.1. Approche globale.....	74
IV.4.2. Aperçu géographique et géologique succinct.....	74
IV.4.3 Description générale du Djebel Ousselat.....	76
IV.4.3.1. Analyse des linéaments à partir des photo-aériennes.....	76
IV.4.3.1.1. Photo-aériennes à échelle 1/25 000.....	76
<i>a. Directions des linéaments.....</i>	<i>76</i>
<i>b. Longueurs des linéaments.....</i>	<i>78</i>
IV.4.3.1.2. Photo-aériennes à échelle 1/60 000.....	79
<i>a. Directions des linéaments.....</i>	<i>79</i>
<i>b. Longueurs des linéaments.....</i>	<i>80</i>
IV.4.3.1.3. Photo-aériennes à échelle 1/80 000.....	81
<i>a. Directions des linéaments.....</i>	<i>81</i>
<i>b. Longueurs des linéaments.....</i>	<i>82</i>
IV.4.3.2. Analyse des linéaments à partir des images satellitaires (images Google Earth)...	83
<i>a. Directions des linéaments.....</i>	<i>83</i>
<i>b. Longueurs des linéaments.....</i>	<i>84</i>
IV.4.4. Description générale du Djebel Jébil.....	85
IV.4.4.1. Analyse de la fracturation à partir des données de terrain.....	85
<i>a. Directions des fractures.....</i>	<i>85</i>
<i>b. Longueurs des fractures.....</i>	<i>86</i>
IV.4.4.2. Analyse de la fracturation à partir des photo-aériennes.....	87
<i>a. Directions des linéaments.....</i>	<i>87</i>
<i>b. Longueurs des linéaments.....</i>	<i>88</i>
IV.4.4.3. Analyse de la fracturation à partir des images satellitaires (Google Earth).....	90
<i>a. Directions des linéaments.....</i>	<i>90</i>
<i>b. Longueurs des linéaments.....</i>	<i>91</i>
IV.5. CONCLUSION.....	92
	94
 Conclusions générales.....	
 Références bibliographiques.....	96

Chapitre I

Introduction générale et objectif du travail

Chapitre I

Introduction générale et objectif du travail

I.1. INTRODUCTION

La région de Tébessa est caractérisée par un climat semi-aride de type continental. Elle a connu au cours des dernières années une sécheresse très intense, avec un déficit pluviométrique important. L'accroissement démographique et les diverses activités industrielles et agricoles, de plus en plus accrues ont induit une hausse constante de la consommation d'eau pour les différents usages. Ceci a pour corollaire une baisse très significative des réserves en eau.

Cette exploitation intensive a fait que l'un des plus importants aquifères poreux superficiels (formations plio-quaternaires) est devenu localement sans importance hydrogéologique (Baali, 2007).

En raison de ce déficit hydrique et pour répondre aux besoins en eau de la région, l'exploitation des eaux souterraines emmagasinées dans les réservoirs carbonatés (crétacés et éocènes) est devenue une nécessité (Baali, 2007).

Ce travail, s'inscrit dans le cadre du projet Tassili-CMEP 11MDU850 multilatéral entre l'Algérie, la Tunisie, le Maroc et la France, et vise à caractériser les roches carbonatés fracturés éocènes du massif du Dyr, considérées comme aquifères. Cette caractérisation multi-échelle concernera principalement les deux paramètres régissant la qualité du réservoir : la porosité et la fracturation.

Le mémoire est construit en introduisant d'abord dans le premier chapitre la problématique du sujet étudié, un aperçu succinct sur l'aspect géographique, géomorphologique et hydrologique de la région.

Le deuxième chapitre essentiellement descriptif, présente une synthèse des aspects théoriques des réservoirs carbonatés fracturés pour servir de base et de fond aux descriptions suivantes.

Le troisième chapitre met l'accent dans une première partie sur la stratigraphie du Djebel Dyr, faite à partir des références bibliographiques ainsi que nos propres observations de terrain. La deuxième partie place le massif étudié dans son cadre tectonique.

Le quatrième chapitre présente la méthodologie utilisée pour l'étude du réservoir carbonaté fracturé du Dyr, objet de ce mémoire. Dans une première partie, une description de l'approche multi-scalaire adoptée qui passe par une analyse microscopique de la porosité en lames minces colorées au bleu de méthylène, une analyse à partir des mesures de terrain de la fracturation, des données de linéaments extraits des photo-aériennes ainsi que celles extraites des images satellitaires (images Google Earth et scènes Landsat). Après avoir établi une analyse multi-échelle relative au massif du Dyr, une comparaison spatiale des données obtenues avec celles d'autres massifs de contextes lithostratigraphique et structural similaires est traitée dans la deuxième partie.

En guise de conclusion, on évoquera les principales synthèses et interprétations retenues.

I.2. PROBLEMATIQUE

Les réservoirs de type carbonatés fracturés sont des ensembles sédimentaires présentant des propriétés pétrophysiques très hétérogènes, par exemple la porosité, la fracturation et par conséquent la perméabilité, ce qui les rend difficiles à caractériser.

L'exploitation optimale des ressources contenues dans ce type de réservoir nécessite une approche ciblée pour mieux comprendre la nature hétérogène de la roche réservoir contenant les fluides. Cela implique une compréhension détaillée de l'état de porosité et les réseaux de fractures naturelles à différentes échelles.

Ces hétérogénéités dont on observe actuellement seulement l'état final sont le résultat de différents mécanismes et processus mis en jeu à différentes échelles de temps et d'espace. Deux facteurs sont à l'origine de ces hétérogénéités : la nature lithologique (héritage sédimentaire) de la roche réservoir, ainsi que l'histoire tectonique.

Ces deux facteurs déterminent la variabilité de l'état de porosité et de l'état de fracturation. En effet, la porosité dépend des paramètres tels que la disposition

géométrique des grains, leur taille, leur classement, qui traduisent l'environnement de dépôt. Quant à la fracturation, en outre de ces paramètres, elle dépend aussi des évènements et processus tectoniques à l'échelle régionale.

Cette variabilité de l'état de porosité et de fracturation régit fortement les capacités de stockage et de production de matière au sein d'un réservoir.

Pour cela, cette étude a été menée dans l'ambition de comprendre la relation existante entre la distribution des hétérogénéités de porosité et de fracturation existante dans le réservoir carbonaté fracturé éocène du massif du Dyr et les échelles d'observation. A savoir, l'échelle microscopique, l'échelle du terrain, l'échelle des photo-aériennes et l'échelle des images satellitaires (images Google Earth et scènes Landsat).

I.3. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le massif du Dyr s'étend sur une superficie de 32 km², et se localise au Nord-Est du territoire algérien, entre les parallèles 35°30' et 35°36' et les méridiens 8°07' et 8°16', précisément à 40 km du Nord de la ville de Tébessa et à 15 km de la frontière algéro-tunisienne (figure.I.1).

Administrativement, le massif du Dyr est rattaché aux deux communes de Boulhaf Dyr et Ain Zerga, limitée au Nord par la commune de Morsott et Boukhadra, au Sud par Tébessa, à l'Ouest par El Hammamet (Youks Les Bains) et à l'Est par la frontière algéro-tunisienne.

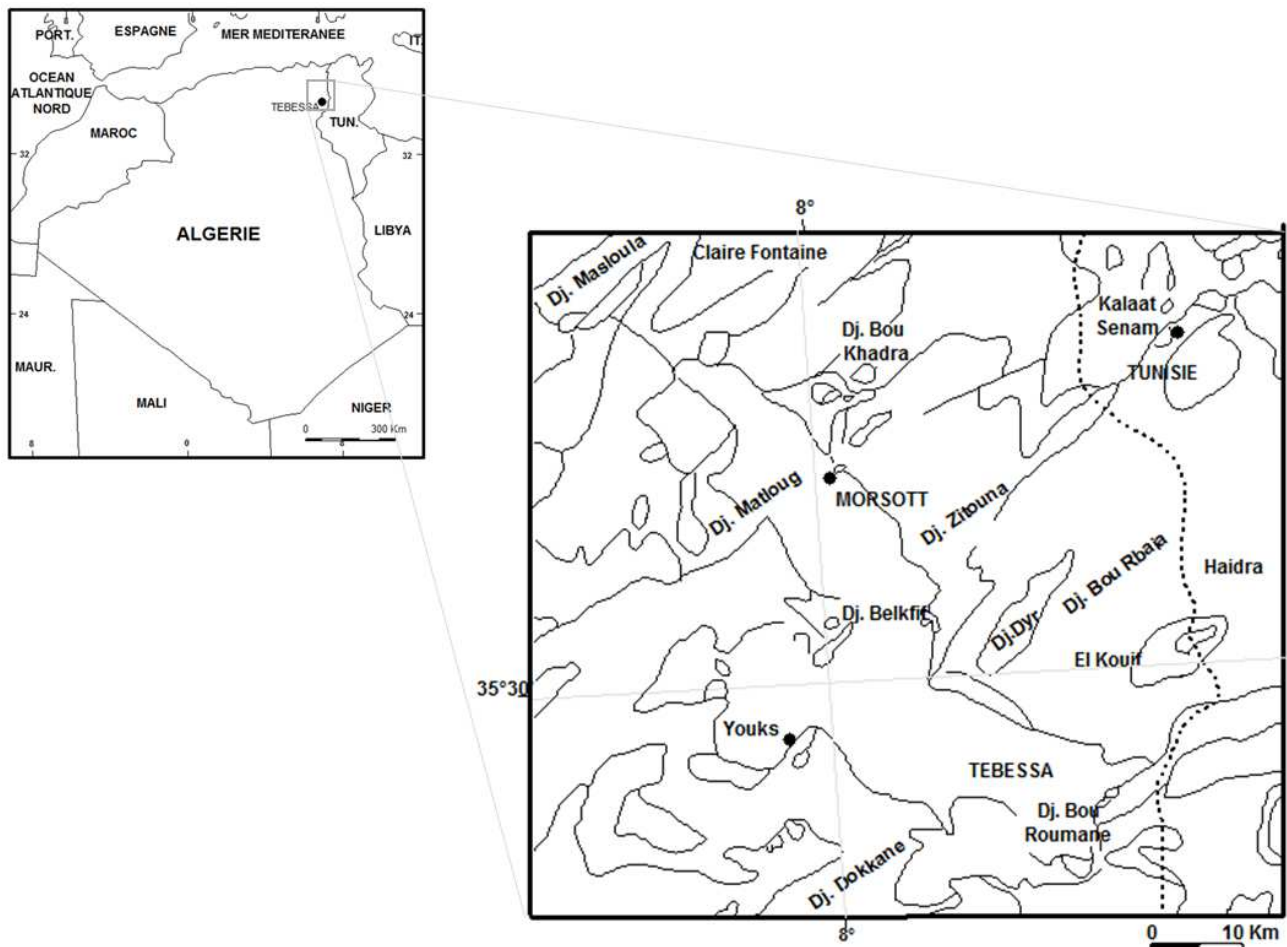


Figure.I.1. Situation géographique du massif du Dyr

I.4. APERÇU GEOMORPHOLOGIQUE

D'un point de vue géomorphologique, le massif du Dyr se présente sous forme d'une cuvette perchée allongée du SW au NE, 11,25 Km en long et 3,5 Km de large. Les altitudes oscillent entre 900 et 1450 m (figure.I.2), avec une pente qui s'adoucit en allant vers le cœur de la cuvette ce qui favorise le ruissellement des eaux de surface vers les dépressions. Il se distingue de par sa forme asymétrique, par un long versant NE et un court versant SW. On note par ailleurs, un relèvement important de l'axe de la structure vers le SW et un abaissement vers le NE (Benabbas, 2006).

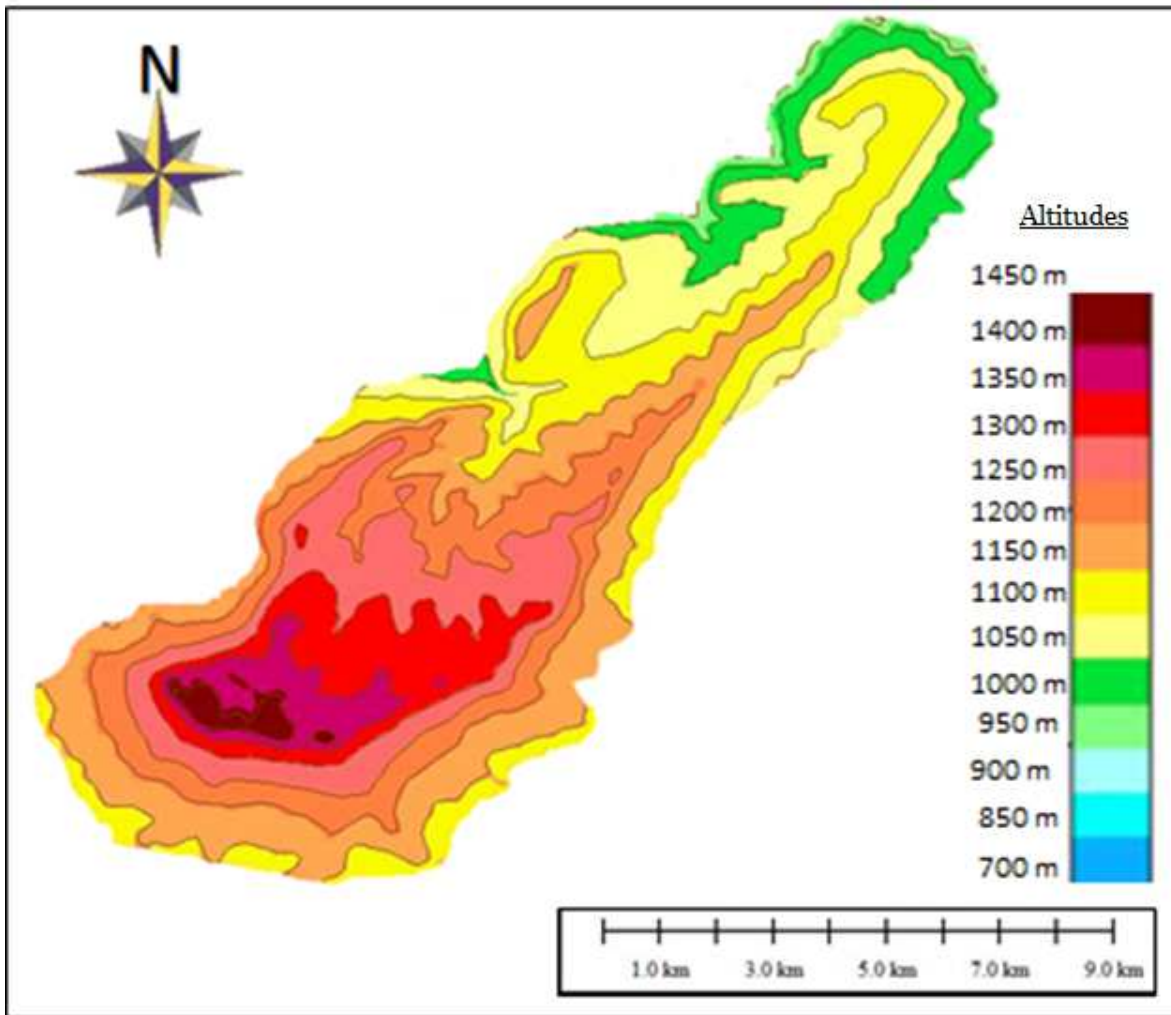


Figure.I.2. Répartition des altitudes dans le massif du Dyr

La physionomie du Djebel Dyr, héritée de l'orogénie maghrébine montre un paysage en forme d'un entablement escarpé qui s'élève au-dessus d'une vaste plaine, faiblement ondulée ou rigoureusement uniforme (figure.I.3). Sur le plan structural, ce paysage constitue le reste des principales structures tectoniques de la région où une alternance de calcaires et de marnes d'une épaisseur considérable favorise le dégagement des formes structurales par le processus d'érosion.

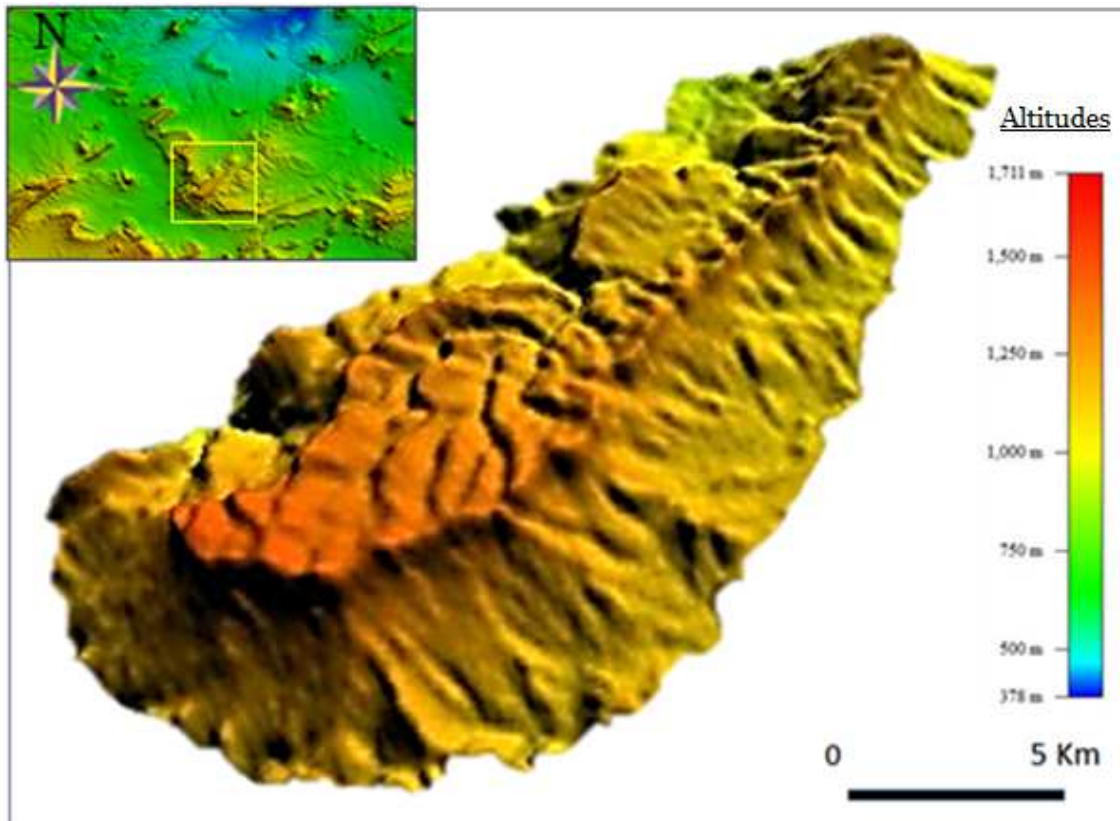


Figure.I.3. Modèle numérique de terrain du Djebel Dyr

I.5. RESEAU HYDROGRAPHIQUE

La rareté des précipitations, le caractère souvent orageux de celles-ci, ainsi que la chaleur de la saison d'été expliquent les faibles ressources en eaux de la région. Le réseau hydrographique de drainage est représenté dans la partie NW du Dyr par l'Oued Gastel et l'Oued Erkel et leurs affluents. La partie SE est drainée par l'Oued Ain el Baïda, l'Oued el Falta et l'Oued Ras el Aïoun (figure.I.4).

Bien que les eaux ruisselées proviennent des pluies surtout lors des grandes averses et après la fonte des neiges, une part importante d'eau est assurée par les nombreuses suintements sur les bordures du massif, à la faveur de nombreuses failles qui le découpent.

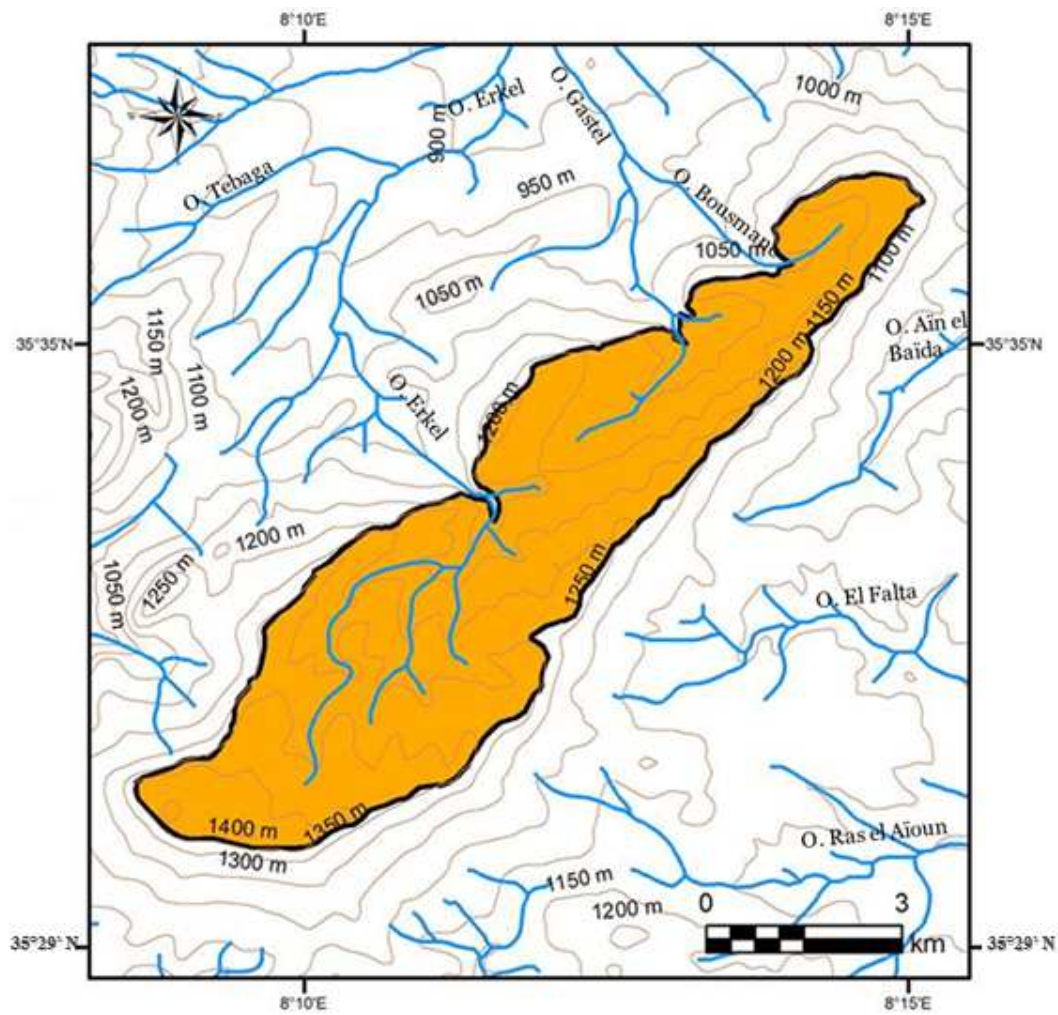


Figure.I.4. Réseau hydrographique de drainage aux alentours de Djebel Dyr

Légende

- Réseau hydrographique de drainage
- Courbes de niveau
- Limites du massif de Djebel Dyr

Chapitre II

Paramètres de caractérisation des réservoirs carbonatés fracturés

Chapitre II

Paramètres de caractérisation des réservoirs carbonatés fracturés

II.1. INTRODUCTION

Selon une étude récente qui a été menée par le Conseil Mondial de l'Eau, les pays qui subiront un fort stress hydrique en 2025 sont essentiellement situés sur le pourtour méditerranéen, Asie du Sud-Est, Afrique australe, Sud-Ouest australien et le pourtour du golfe du Mexique, des Caraïbes, du Proche et du Moyen-Orient (figure II.1). Sur ces régions, 4 milliards de personnes, soit la moitié de la population mondiale vont souffrir de la sécheresse.

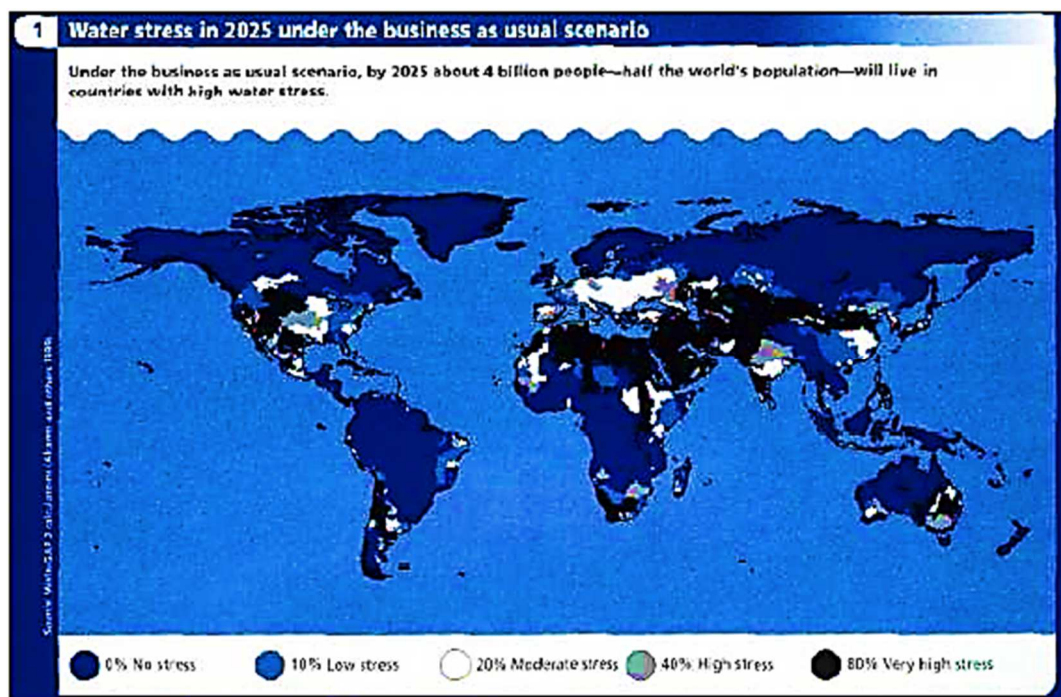


Figure.II.1. Stress hydrique en 2025 (Conseil Mondial de l'Eau, 2000)

Cependant, bien que les carbonates constituent à l'affleurement 12% des terres émergées (Ford et Williams, 1989), Bakalowicz (2005) signale la présence des

formations carbonatées karstifiées en profondeur ; ce qui fait des réservoirs carbonatés fracturés une des formations aquifères les plus importantes après les aquifères poreux.

La carte de la répartition mondiale des affleurements carbonatés (figure II.2), proposée par Ford et Williams (1989) montre des recouvrements géographiques avec celle du stress hydrique (figure II.1). Mais ces réservoirs carbonatés sont sous-exploités. Or viendra un jour où la demande croissante en eau (+93 milliards de m³/an en 2025 pour les pays méditerranéens selon Margat et Treyer (2004) rendra nécessaire leur exploitation. Il faudra alors bien connaître tous ces systèmes afin de définir les conditions d'exploitation et de protection de leurs ressources.

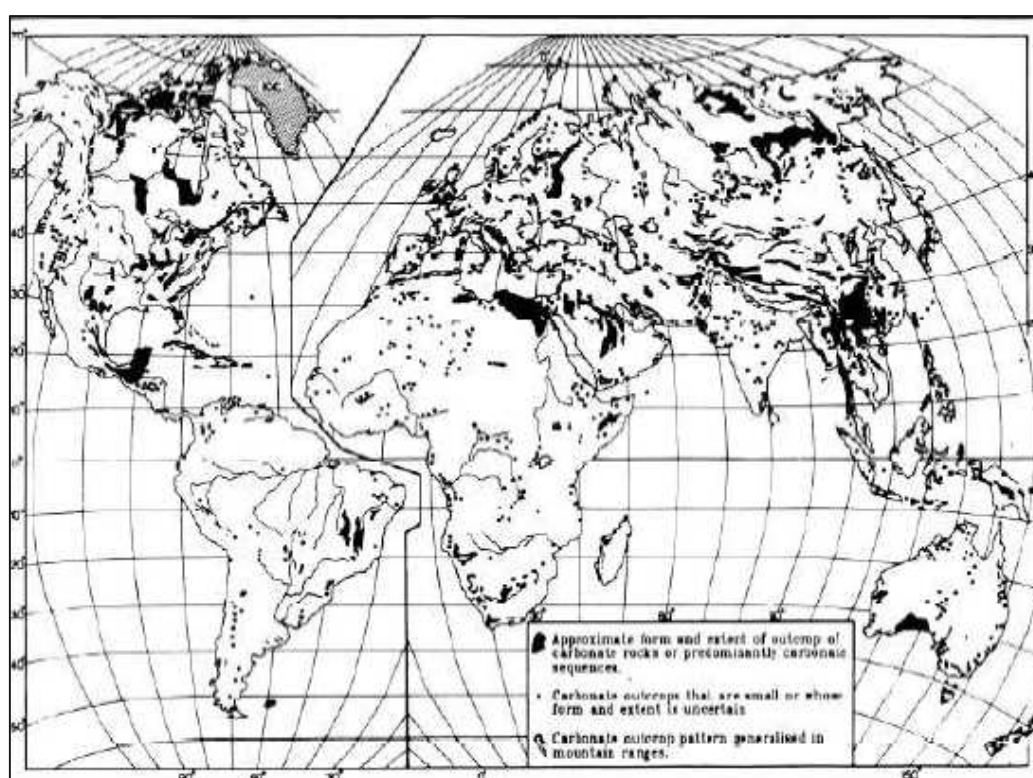


Figure.II.2. Répartition mondiale des affleurements calcaires (Ford et Williams, 1989)

L'étude des réservoirs carbonatés fracturés nécessite une compréhension des qualités réservoirs à travers une caractérisation des deux principaux composants ; matrice et réseau de fractures.

Nous donnons dans ce qui suit des définitions qui seront utiles lors de la lecture des chapitres suivants.

II.2. DEFINITION DU RESERVOIR

On appelle réservoir carbonaté fracturé, un massif de roches calcaires suffisamment poreux et perméable pour rendre capable d'emmagasinier et de transférer de manière significative la matière (eau, pétrole, gaz). L'importance économique du réservoir est fonction des propriétés pétrophysiques de la roche. Ces propriétés sont influencées par de nombreux facteurs sédimentaires et tectoniques. Les principaux facteurs sédimentaires régissant les propriétés pétrophysiques sont la disposition géométrique des grains, leur taille et leur classement. Ces propriétés sont modifiées par des dissolutions locales de la matière dues à des circulations de fluides. L'ensemble des mouvements et déformations tectoniques ayant affecté les terrains géologiques postérieurement à leur formation sont dus à des forces internes et sont responsables de modifier la structure géologique du massif. Il en résulte des fractures qui vont de l'échelle microscopique à l'échelle régionale.

II.3. PARAMETRES DE CARACTERISATION

Un des domaines les plus étudiés pour l'exploitation des ressources en eau est la caractérisation du réservoir fracturé carbonaté ; dans ce cas, bien que le rôle de la porosité est à prendre en compte puisqu'elle contrôle le stockage de l'eau, les fractures aient un rôle essentiel puisque ce sont elles qui acheminent l'eau et déterminent la production du réservoir.

Dans le cas d'une matrice de faible porosité, où l'on peut imaginer que le stockage sera faible, il faut garder à l'esprit que les microfissures présentes dans la roche ne doivent alors pas être négligées.

Dans les paragraphes suivants, nous distinguons les différents types de porosité et fractures, nous donnons sommairement leur impact sur la qualité du réservoir et nous expliquons l'apport de l'étude multi-scalaire dans la caractérisation des réservoirs carbonatés fracturés.

II.3.1. Porosité

La porosité est définie comme le rapport entre le volume des vides contenus dans la roche au volume total. Elle conditionne les capacités d'emménagement des fluides (eau, pétrole, gaz). Classiquement on distingue trois principaux types de porosités :

II.3.1.1. Porosité matricielle

La porosité matricielle pour laquelle les pores (vides) peuvent se trouver au sein des éléments constitutifs de la roche carbonatée comme pour les carbonates, les ooïdes, les lithoclastes, les grains minéraux, ou bien les pores peuvent être d'origine primaire générées par la nature de l'élément poreux (loges d'origine secondaire produit par des processus diagénétiques ultérieure tels que la dissolution).

II.3.1.2. Porosité de fracture

La porosité de fractures ou la porosité de fissures, générée par le développement de fractures au sein de la roche depuis sa lithification jusqu'à sa fusion. Dans la majorité des cas, c'est une porosité secondaire qui peut évoluer par élargissement suite à des dissolutions.

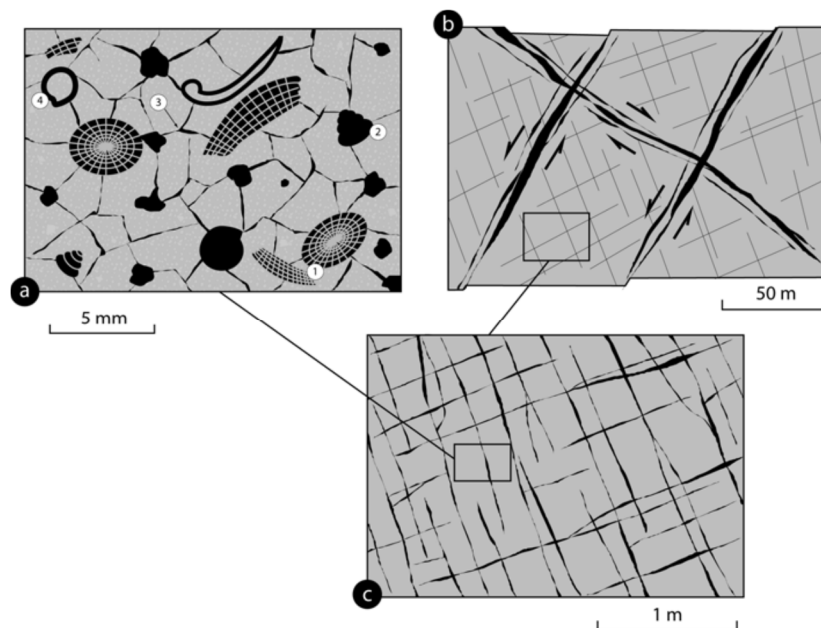


Figure II.3. Les différents types de porosité (Bazalgette, 2004).

(a) porosité matricielle, 1-porosité intragranulaire, 2-porosité de moulage, 3-porosité intergranulaire, 4-porosité périgranulaire, b-porosité de fractures, c-double porosité

II.3.1.3. Double porosité matricielle/fracture

La double porosité matricielle/fractures : c'est le cas le plus fréquent pour lequel les deux premiers types de porosité co-existent au sein de la roche.

Une double porosité de fracture peut, elle aussi, être rencontrée, dans le cas où le réservoir étudié est affecté par deux réseaux de fractures distincts et d'échelles différentes. La figure (II.4) montre un modèle de circulation de fluide représentant un réservoir à double porosité de fracture inspiré par le bassin permien fracturé de Lodève (Bruehl, 1997).

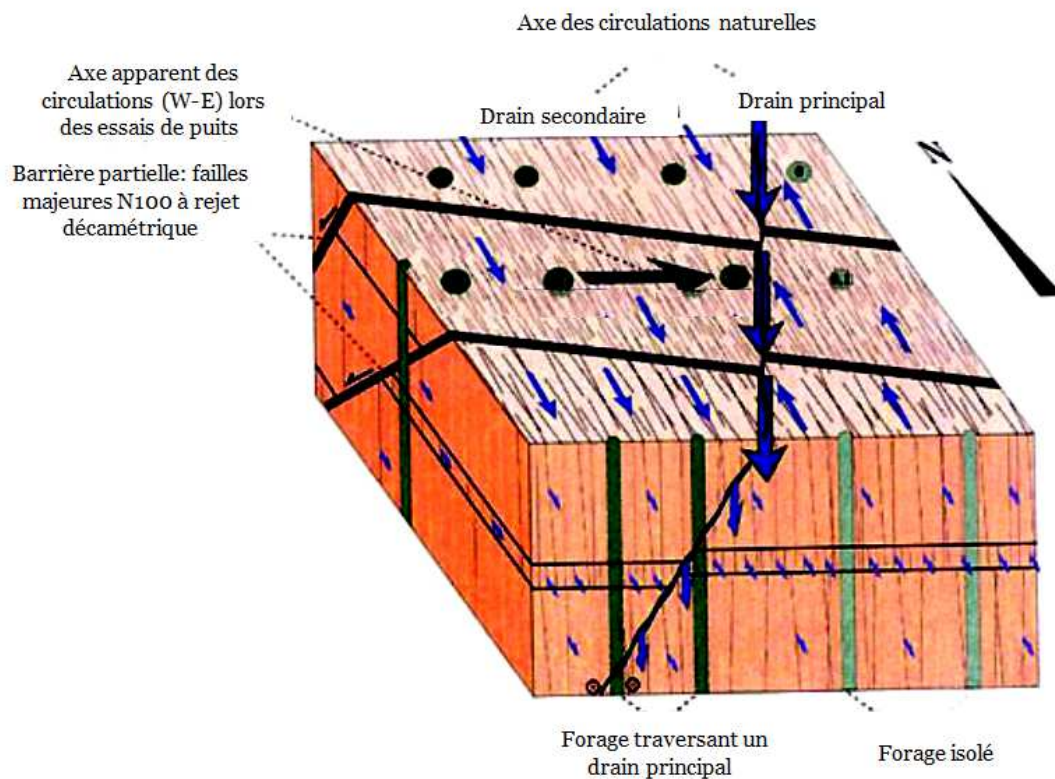


Figure II.4 : Modèle de circulations de fluide dans un réservoir à double porosité de fracture (Bruehl, 1997).

II.3.2. Fractures

En terme général, ce sont les surfaces de discontinuités mécaniques qui se trouvent dans la roche. Les fractures se trouvent de l'échelle microscopique à l'échelle régionale. Elles comportent deux lèvres et une ouverture. L'ouverture est soit libre, dans les

fractures ouvertes, soit colmatées par un remplissage. L'étude des fractures est d'une importance capitale quant à la caractérisation des réservoirs carbonatés fracturés.

II.3.2.1. Types de fractures

Classiquement on distingue deux grands groupes de fractures : des fractures sans déplacement visibles qui sont les joints, et des fractures avec déplacement ou rejet qui sont les failles.

– les joints : ce sont des fissures en régime d'extension, dites fissures en mode I (figure II.5) qui délimitent une surface de discontinuité au sein d'une roche, souvent droite, d'ouverture perpendiculaire aux lèvres de la cassure (Price, 1966 ; Pollard et Aydin, 1988 ; National Research Council, 1996). Dans ce cas, les compartiments de part et d'autre de la cassure ne présentent pas de déplacement l'un par rapport à l'autre.

– les failles : désigne un plan de rupture le long duquel deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre qui se traduit par un rejet dont la grandeur peut varier de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres (National Research Council, 1996).

Lorsque le déplacement est en régime de glissement en translation, les surfaces de la fracture se déplacent parallèlement au plan de rupture, on dit que la propagation est en mode II (figure II.5).

Lorsque le déplacement est en régime de cisaillement et déchirement antiplan, on dit que la propagation est en mode III (figure II.5).

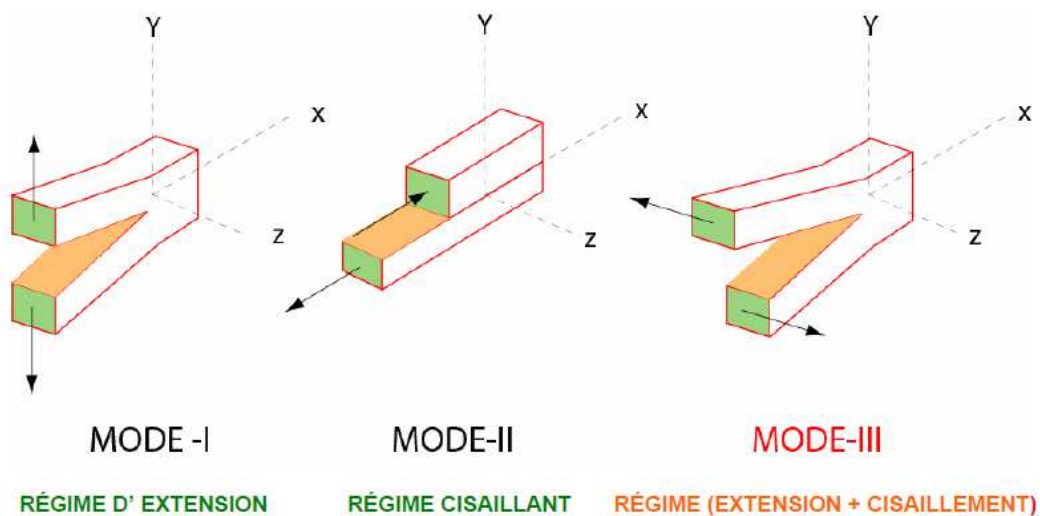


Figure II.5. Modes de propagation de fractures (Zazoun, 2007)

II.3.2.2. Notions de famille, système et réseau de fractures

Une famille de fractures est un ensemble structuré de fractures partageant nécessairement une origine génétique commune ainsi que des caractéristiques de fracturation similaires (telles que l'orientation, les dimensions, l'espacement, etc.). Ces dernières peuvent être décrites quantitativement par des lois de distribution dont le type dépend directement de la caractéristique (National Research Council, 1996).

Un système de fractures est constitué de l'ensemble des familles de fractures ayant une origine génétique commune (i.e. consécutives d'un même épisode tectonique ou sédimentaire), mais ne partageant pas nécessairement des caractéristiques de fracturation similaires. Les fractures d'un même système sont la conséquence de l'application d'un champ de contrainte commun (National Research Council, 1996).

Un réseau de fractures (figure 2.6) peut être formé de différents systèmes (National Research Council, 1996):

- systématiques, dont la chronologie relative est évidente : les joints arrêtés appartiennent à un épisode tardif ;
- et/ou conjugués, dont la chronologie relative est parfois plus délicate à déterminer, les systèmes conjugués pouvant être formés durant un ou plusieurs épisodes

géologiques (Pollard et Aydin, 1988 ; Ruf et al., 1998 ; Bourne et Willemse, 2001; Eyal et al., 2001; Fabbri et al., 2001) ;

– et/ou orthogonaux, les fractures de ces systèmes présentent une chronologie similaire.

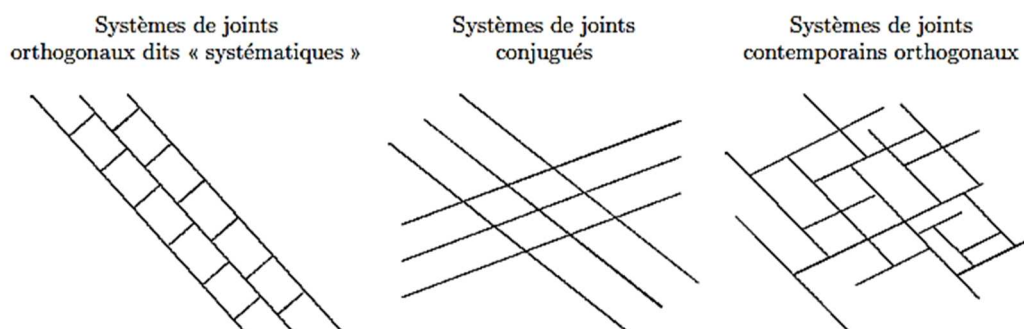


Figure. II. 6. Différents types de réseau de fractures (Macé, 2006)

II.3.2.3. Méthodes d'étude de la fracturation

L'étude de la fracturation en terme général repose sur la mesure de ses caractéristiques géométriques son orientation dans l'espace, sa longueur et son ouverture, ainsi que son type de remplissage.

L'orientation : Plusieurs moyens de notation sont possibles. Soit utiliser la direction et le pendage, soit l'azimut et le pendage (figure II.7). La direction du plan est l'angle mesuré dans le sens dextre entre l'horizontale du plan et la direction du Nord. Le pendage est l'angle mesuré dans le sens dextre entre la ligne de plus grande pente et le plan horizontal. L'azimut désigne par convention, l'angle entre la projection de la ligne de plus grande pente sur le plan horizontal et la direction du Nord.

La longueur : les fractures existent à toutes les échelles, leurs longueurs peuvent être millimétriques (micro-fracture), décimétriques (fracture mineure), hectométriques voire kilométriques (fracture majeure).

L'ouverture : la présence de fractures ouvertes détermine la capacité de transfert de la matière au sein du réservoir carbonaté fracturé. Dans le cas général, les ouvertures de fractures varient de l'échelle millimétrique à l'échelle centimétrique.

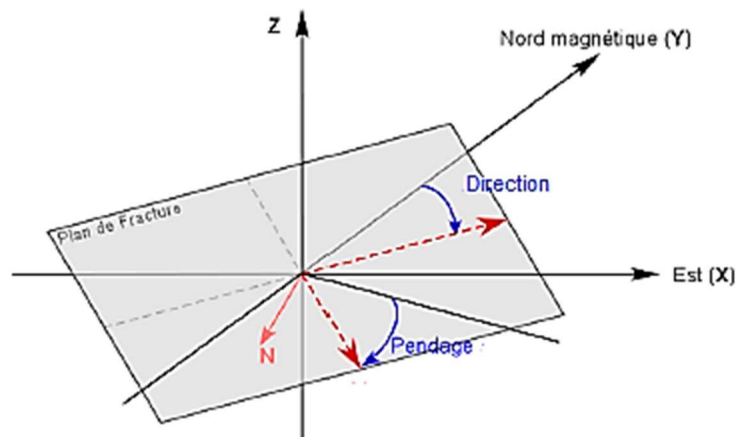


Figure.II.7. Orientation dans l'espace d'un plan de fracture défini par la direction/pendage et plongement (Macé, 2006. modifié).

A l'affleurement, les fractures naturelles présentent des surfaces généralement régulières, planes et souvent couvertes d'une patine d'altération, tandis qu'en subsurface les surfaces de fractures sont généralement irrégulières (Macé, 2006).

Le type de remplissage : lorsque les fractures ne contiennent aucun remplissage provoquant le colmatage vis-à-vis de l'écoulement, on dit que les fractures sont béantes. Le cas contraire, au sein des fractures peuvent y avoir des précipitations telles que les précipitations de la calcite, des oxydes de fer ou de l'argile. Il existe également des fractures partiellement cimentées, dites « semi-ouvertes » au sein desquelles un écoulement de fluide peut se produire.

II.3.2.4. Influence de la fracturation sur la qualité du réservoir

Certaines propriétés pétrophysiques telles que la porosité et la perméabilité sont étroitement liées à l'histoire diagénétique de la roche et à la fracturation naturelle qu'elles ont subies. En effet, ces deux derniers processus ont une influence considérable sur le type des propriétés. Cette influence peut être positive en améliorant les capacités de stockage et de transfert notamment des fluides, lorsque le taux de connectivité des pores et des fractures est important. Elle peut être négative dans le cas contraire en colmatant les pores et fractures par précipitation chimique ou mécanique de matière ou par réduction de volume sous l'effet de contraintes in-situ. Dans le premier cas, les fractures joueraient le rôle de barrière et dans le second cas, celui de conductrices.

- La porosité : constitue un paramètre déterminant au niveau de la capacité de stockage d'une formation réservoir. Dans le cas de la porosité de fractures : on parle de porosité efficace quand les fractures sont suffisamment ouvertes et interconnectées. Notons toutefois que la présence de réseaux de fractures denses ne suffit pas à accroître de façon significative la porosité. En effet, la fracturation peut s'avérer «fermée» en sub-surface, le colmatage des fractures ou leur non connectivité peuvent leur enlever tout intérêt.

- La perméabilité : est un paramètre essentiel dans le comportement hydrodynamique du réservoir. Comme pour la porosité, on distingue classiquement une perméabilité matricielle et une perméabilité de fractures. Selon Shön (2004), la perméabilité de fractures est fortement dépendante de nombreux paramètres tels que le degré de fracturation des roches, l'état d'ouverture des fractures, le type de remplissage des roches, la connectivité des fractures et à un degré moindre la porosité.

On note aussi que la perméabilité peut s'avérer fortement anisotrope dans le cas où il n'existe qu'une seule famille directionnelle de fractures au sein du réservoir. Cette anisotropie s'atténue progressivement lorsque vient se surimposer à la première famille, une deuxième famille de fractures de direction nettement distincte (figure II.8). Cette surimposition favorise la perméabilité, en assurant une bonne connectivité entre les fractures. Du point de vue des écoulements, les flux sont anisotropes et suivent une direction préférentielle lorsqu'une famille de fractures est seule ou dominante dans le réservoir. Au contraire, la surimposition de fractures sécantes à la première famille atténue cette anisotropie et peut même induire une isotropie totale des écoulements dans le cas idéal où deux (ou plus) familles de fractures de densité et d'ouverture similaire sont superposées (Bazalgette, 2004).

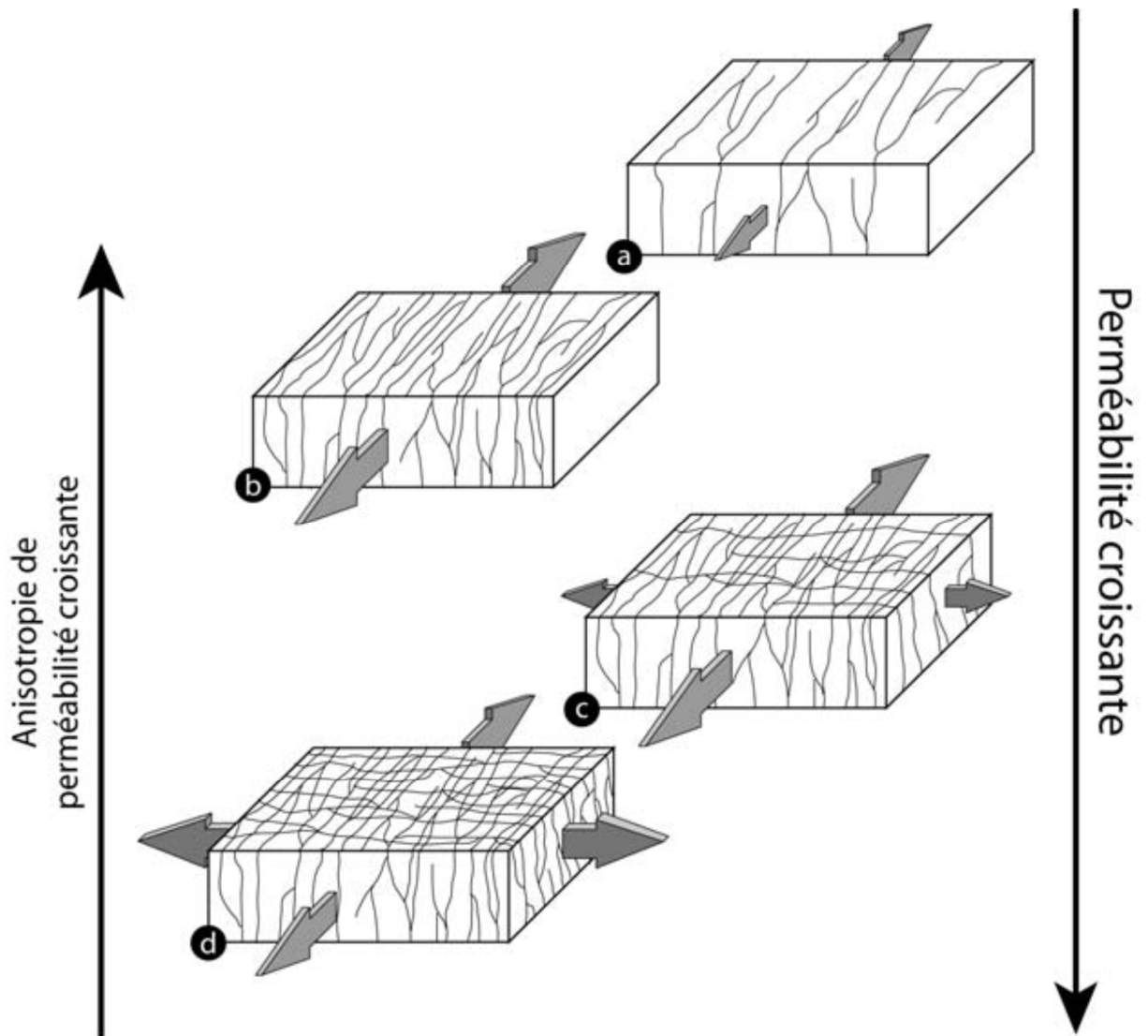


Figure II.8 : Diagrammes conceptuels montrant l'effet de la densification des joints
(Bazzalgette, 2004)

a- bloc traversé par une seule famille de joint peu dense donne une faible perméabilité anisotrope, b-bloc traversé par une seule famille de joint dense donne une moyenne perméabilité anisotrope. c- bloc traversé par une première famille de joint dense sécante avec une deuxième famille de joint peu dense donne une perméabilité moyenne dont l'anisotropie est atténuée par la présence de la deuxième famille de joints. d- bloc traversé par deux familles de joint denses donne une forte perméabilité isotrope. Les flèches grises donnent les axes préférentiels des écoulements (Plus la flèche est grande, plus l'écoulement est facilité dans sa direction).

II.4. DIFFERENTES ECHELLES D'ETUDE

La première des bases de l'analyse structurale repose sur la notion d'échelle. En effet, si certains objets ou phénomènes tectoniques gardent leurs propriétés quelle que soit leur échelle, d'autres sont liés de façon intime à leur dimension (Henry, 1976).

De ce fait, l'analyse quantitative des fractures se heurte au problème majeur du changement d'échelle.

Il n'est pas démontré que la distribution spatiale des fractures répond à une loi d'échelle obéissant à un caractère fractal. En effet, depuis les premiers concepts apportés par Mandelbrot (1975) sur les notions de la géométrie fractale, de nombreux auteurs ont utilisé les techniques de l'analyse fractale pour tenter de caractériser la géométrie 2D des réseaux de fractures (Zazoun, 2006).

L'objectif de faire une étude multi-scalaire de la fracturation est de comparer les résultats trouvés. Si la fracturation est similaire sur toutes les échelles et ne dépend pas de celles-ci, on pourra par la suite glisser simplement les propriétés géométriques de la fracturation d'une échelle à l'autre sans nécessairement passer par toutes les échelles. Dans le cas contraire, ou l'on trouve que les résultats varient en fonction d'échelle, ceci a pour conséquence de ne pas pouvoir extrapoler les résultats obtenus avec les autres échelles.

II.4.1. Echelle de terrain

Le travail du terrain est une étape indispensable dans la caractérisation des réservoirs carbonatés fracturés. On procède par sélection de stations de mesure et d'échantillonnage à partir de fond topographique ou de fond géologique.

Les stations de mesure seront réparties sur le massif de manière représentative de l'ensemble. En fonction des objectifs recherchés, l'aire d'étude doit être divisée en plusieurs zones en fonction de la position structurale et de la nature lithologique, dans le cas où l'on trouve plusieurs types de faciès.

Quatre méthodes de prélèvements de mesure de la fracturation existent, on distingue la méthode sélective, la méthode quantitative, la méthode par inventaire et la méthode par traverse. Le choix de la méthode dépend des objectifs de la campagne. Nous donnons dans ce qui suit une brève description de ces méthodes.

1- Méthode sélective

Consiste à sélectionner et mesurer l'orientation des familles principales. L'avantage de la méthode réside dans sa rapidité. En revanche, elle n'est pas efficace que pour des régions où le réseau de fracturation est relativement simple.

2- Méthode quantitative

Consiste à mesurer sur une même station le plus grand nombre d'orientations de toutes les fractures existantes. Cette méthode permet de distinguer les principales familles de fractures systématiques. Par contre une abondance de fractures non systématiques aura comme effet de masquer les orientations préférentielles des familles.

3- Méthode par inventaire

On définit une station par exemple carré de 10 m² ou circulaire de 10m de rayon, à l'intérieur de laquelle on détermine les orientations de fractures ainsi que la densité de fracturation.

4- Méthode par traverse

Dite aussi méthode par « scanline », vise à définir une ligne de traverse sur l'affleurement et de mesurer toutes les fractures sécantes à cette ligne. Cette méthode donne les résultats les plus complets. En effet, on pourra mesurer les orientations, les espacements, la fréquence, la densité, mais elle est relativement coûteuse en temps

II.4.2. Echelle des photo-aériennes

Bien que les observations de terrain sont d'une importance capitale et sont incontournables dans le domaine de la caractérisation des réservoirs carbonatés fracturés, il est cependant fastidieux de faire un nombre suffisant de prélèvements qui couvrent toute la région, surtout dans des grandes superficies. Notons toutefois les difficultés d'accès au terrain, telles que l'absence de pistes, le couvert végétal, les rivières. Il est alors indispensable de mettre en évidence d'autres compléments d'observations telle que l'interprétation des photo-aériennes. Ceci offre la possibilité de donner une vision globale sur tout le massif, à partir desquels on peut déterminer les linéaments.

Les linéaments sont définis comme toute structure linéaire de forme plus ou moins rectiligne. Il pourrait être une ligne de faille, des fractures, un axe de plissement ou des contacts anormaux.

Plusieurs indices indirectes existent et peuvent traduire la présence de linéaments comme les alignements de la végétation, changements brusques de pente, les profils linéaires du réseau hydrographique (Normand, 1976 in Dubois, 1999).

II.4.3. Echelle des images satellitaires

L'utilisation des images satellitaires a pour but de faciliter le travail de cartographie des linéaments grâce à l'utilisation d'outils informatiques. Les images satellitaires présentent l'avantage d'analyser des grandes superficies dans un temps minime. Les corrections effectuées sur ces images ont pour effet d'augmenter le contraste et d'appliquer des filtres qui rendent l'extraction de linéaments possibles.

Depuis l'invention du premier satellite, le nombre d'images en provenance des satellites ne cesse d'augmenter. Le grand éloignement entre le satellite et la cible permet une vue synoptique de la surface terrestre. En effet certains objets qui ont pu s'échapper à l'observateur en raison de leur grande étendue, deviennent aisément perceptibles par cet outil. Cependant, l'identification des linéaments à partir des images satellitaires est tributaire de la capacité du capteur à détecter les légères variations.

Chapitre III

Cadre lithostratigraphique et tectonique du
Djebel Dyr

Chapitre III

Cadre lithostratigraphique et tectonique du Djebel Dyr

III.1. INTRODUCTION

La région étudiée jouxtant la frontière algéro-tunisienne, fait partie de l'Atlas saharien. Le relief, très contrasté est constitué, dans les trois quarts orientaux du territoire, par un ensemble de crêtes calcaires allongées selon un axe SW-NE (figure III.1), séparant d'étroites dépressions marneuses cultivées. La partie occidentale est occupée par une grande plaine basse (aux environs de l'Oued ksob). Les crêtes s'étagent entre 1000 et 1500 m, sauf au djebel Dyr, où se trouvent le point culminant de la région (1472 m) à la pointe sud (Fleury, 1969).

III.2. DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Une description détaillée de la lithostratigraphie du Djebel Dyr est indispensable car les propriétés des roches contrôlent la porosité et la fracturation.

La série stratigraphique rencontrée dans la région d'étude s'étend du Trias jusqu'au Quaternaire. Elle se présente sous forme d'alternance de formations carbonatées calcaires, des marno-calcaires et de marnes argileuses dont l'épaisseur totale peut atteindre les 5000 m. L'ossature du Djebel Dyr est assurée par les formations calcaires de l'Eocène. Les terrains quaternaires se trouvent principalement dans la dépression de Morsott et dans les parties basses entourant le massif. Ils sont constitués par des croûtes calcaires, des alluvions actuelles et récentes, des dépôts fluviatiles anciens etc.

Les descriptions suivantes sont faites principalement d'après les travaux de Dubourdieu (1956), Morel (1957), Bles (1969), Fleury (1969), Bles et Fleury (1970).

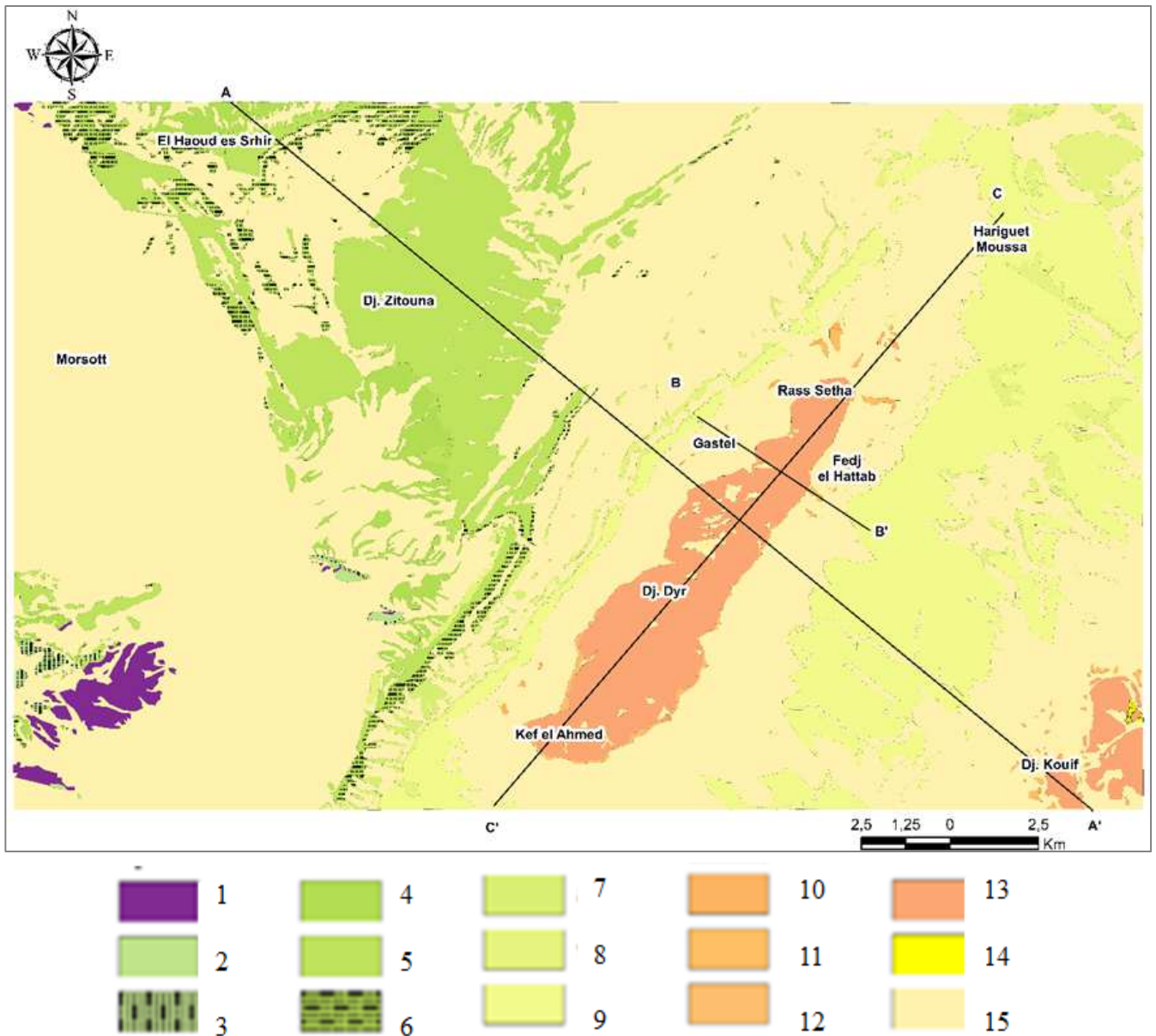


Figure III.1. Carte géologique de la feuille de Mosrsott 1/50 000 (Bles et Fleury, 1970. modifiée)

1- Trias, 2- Aptien, 3- Albien-Vraconien, 4-Cénomaniens, 5- Turonien inférieur, 6- Turonien supérieur, 7- Coniacien- Santonien- Campanien inférieur, 8- Campanien moyen et supérieur, 9- Maestrictien, 10- Daniens, 11- Montien, 12- Thanétien, 13- Yprésien- Lutétien inférieur, 14- Miocène, 15- Plio-Quaternaire.

AA', BB' et CC' sont les traits de coupes géologiques illustrées dans la figure III.3

III.2.1. Trias

Des argiles bigarrées à quartz enfumés bipyramides et à gypse, dolomies bréchiques jaunâtres, calcaires dolomitiques et cargneules jaunes à quartz bipyramides, constituent les formations attribuées au Trias.

L'affleurement le plus étendu du Trias se trouve à plusieurs kilomètres du Sud-ouest de Djebel Dyr, au contact du Djebel Belkif. D'autres affleurements d'extension réduite se trouvent dispersés au milieu du Quaternaire de Djebel Hameimat Nord, le long des contacts anormaux bordant l'Aptien du Djebel Hameimat Sud, dans l'angle nord-ouest de la carte (figure.III.1 ; III.2).

III.2.2. Aptien

L'Aptien de la région, peu présent, caractérisé par la présence d'au moins cent mètres de calcaires massifs en gros bancs, de calcaires bréchiques à ciment dolomitique, de calcaires graveleux et bioclastiques à Orbitolines, à débris d'Echinodermes, de Mollusques et de Madrépores, de dolomies fines, de calcaires gréseux et de grès fins à ciment calcaréo-argileux entre lesquels s'intercalent quelques niveaux de marnes feuilletées de couleur rouge-violacé ou verte, ou de marno-calcaires blanchâtres (figure.III.1 ; III.2).

III.2.3. Albien-Vraconien

L'Albien-Vraconien constitué d'une série calcaire argileuse de couleur gris foncé en petits bancs dans lesquels s'intercalent des marnes noires souvent très calcaires, à Ammonites pyriteuses. L'épaisseur totale est de 50 m (figure.III.1 ; III.2).

III.2.4. Cénomanién

La série cénomaniénne débute par des marnes gris verdâtres, à plaquettes de calcite fibreuse et à empreintes d'Echinodermes, auxquelles se succèdent des marnes grises à nombreuses passées de calcaires lumachelliques à huitres. Le Cénomanién totalise une épaisseur de 600 m (figure.III.1 ; III.2).

III.2.5. Turonien inférieur

A la base s'observe un mince niveau marno-calcaire à débit en plaquettes, gris foncé, à patine claire, remarqué déjà au Djebel Belkif et marquant ainsi le passage Cénomanién-Turonien (Morel, 1957: « calcaires en plaquettes »). Ce niveau est surmonté par environ 300 m d'épaisseur, de calcaires en gros bancs, gris-clair à patine rousse, souvent, sublithographiques, à grands Gastéropodes et rares Madrépores, alternant avec des niveaux

de calcaires plus argileux en bancs moins épais, à surfaces ondulées et de marnes grises assez calcaires (figure.III.1 ; III.2).

III.2.6. Turonien supérieur

Le Turonien supérieur est constitué par 300 m de marnes sombres à rares intercalations de calcaires lumachelliques à la base qui s'enrichissent dans les 50 m supérieures (figure.III.1 ; III.2).

III.2.7. Coniacien-Santonien-Campanien inférieur

Représenté par 600 m de marnes sombres riches en lumachelles dans la moitié inférieure, qui disparaissent progressivement vers le sommet (figure.III.1 ; III.2).

III.2.8. Campanien moyen et supérieur

Calcaires crayeux, en gros bancs, formant 75m d'épaisseur en moyenne alternant avec de petits niveaux de marnes claires, grises, parfois verdâtres, surmontés par 170 m de marnes gris clairs à patine vert-jaunâtre admettant dans le tiers inférieur de nombreuses petites intercalations de calcaire argileux gris qui forment la transition avec les calcaires crayeux sous-jacents et dans les 20 derniers mètres, avec les calcaires maestrichtiens supérieurs (figure.III.1 ; III.2).

III.2.9. Maestrichtien

La série maestrichtienne débute par environ 170 m de calcaires massifs grisâtres, en gros bancs, renfermant parfois de nombreuses empreintes d'Inocerâmes, surmontés par 150 m de marnes grises. Typiquement, l'altération de ces calcaires produit des plaquettes anguleuses très sonores qui recouvrent la plupart des affleurements (figure.III.1 ; III.2).

III.2.10. Danien

Calcaires argileux à Globigérines gris clair, un peu crayeux, en petits bancs à surfaces ondulées, alternant avec des marnes grises. L'épaisseur totale comprise entre 75 et 100m (figure.III.1 ; III.2).

III.2.11. Montien

Il fait 200 m en moyenne de marnes grises, homogènes, admettant à leur sommet de rares bancs calcaires argileux gris et de minces niveaux phosphatés. Une riche lumachelle à Huîtres (selon J. Flandrin, 1948 in Fleury, 1969) se développe tout près de l'extrême sommet (figure.III.1 ; III.2).

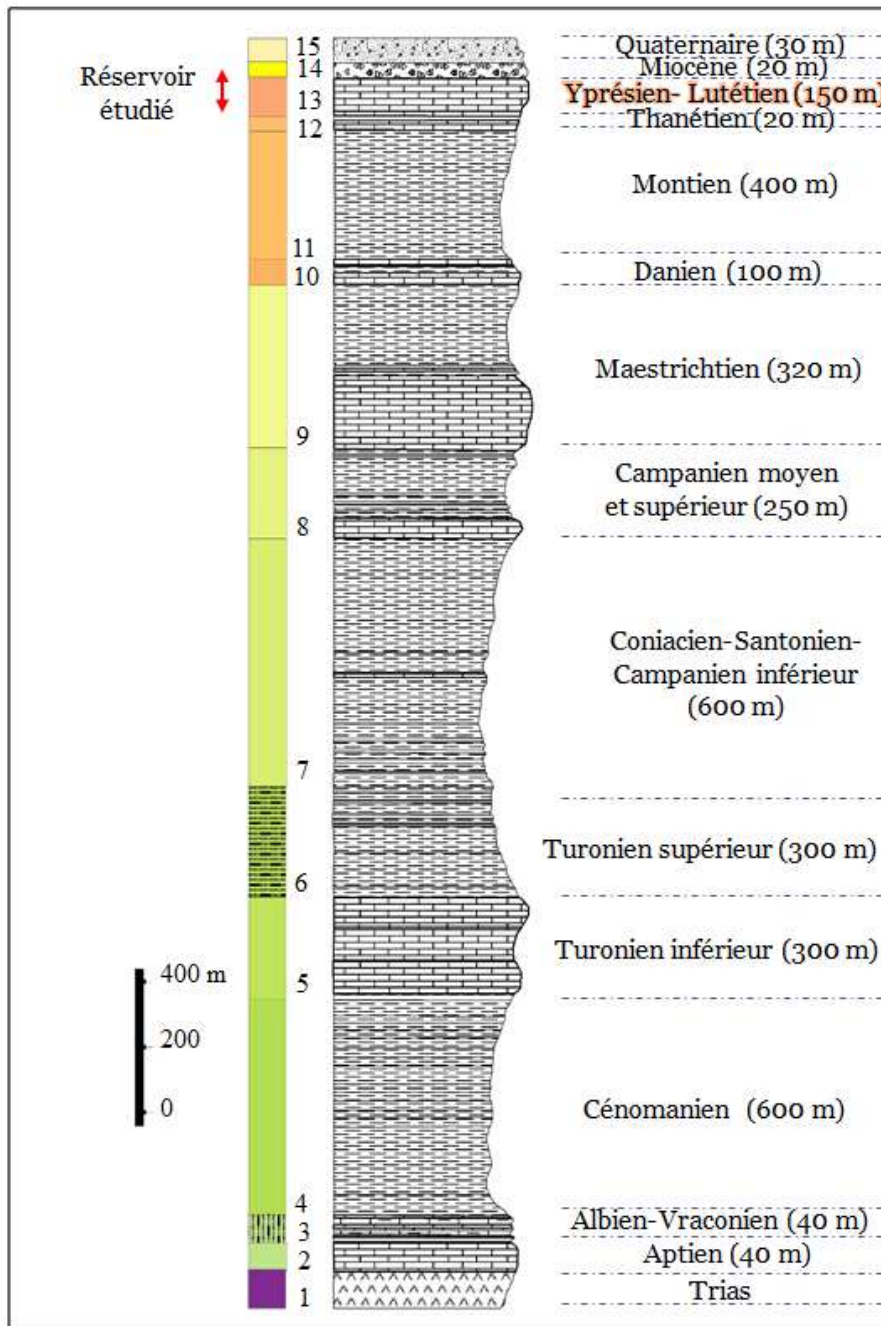


Figure III.2. Log lithostratigraphique (Bles et Fleury, 1970. modifié)

1- Trias exotique, argiles bigarrées et gypses, 2- Aptien calcaires massifs et dolomies, 3- Albien et Vraconien marneux riches en lumachelles à Huîtres et en Ammonites, 4- Cénomaniens marnes grises, 5- Turonien inférieur calcaire sublithographique, 6- Turonien supérieur marnes sombres à rares intercalations de calcaires lumachelliques, 7- Coniacien- Santonien- Campanien inférieur marnes sombres riches en lumachelles, 8- Campanien moyen et supérieur calcaires crayeux et marnes claires, 9- Maestrichtien calcaires massifs grisâtres et marnes grises, 10- Danien Calcaires argileux à Globigérines gris clair alternant avec des marnes, 11- Montien marnes grises, homogènes, 12- Thanétien Calcaires argileux phosphatés à la base, 13- Yprésien- Lutétien inférieur Calcaires massifs, à gros silex, Huîtres, lumachelles et des Nummulites abondantes, alternant avec des niveaux calcaires plus tendres, 14- Miocène sables, graviers quartzeux et conglomérats, 15- Plio- Quaternaire formations détritiques continentales. Les épaisseurs sont données à titre indicatif pour permettre une vision sur l'échelle.

III.2.12. Thanétien

Calcaires argileux faisant 20 m en moyenne (moins de 10 m au Kouif, plus de 40 m à la pointe sud du Djebel Dyr) en petits bancs souvent noduleux, à silex. Ces calcaires admettent à leur base une couche phosphatée.

III.2.13. Yprésien- Lutétien inférieur

Calcaires massifs, à gros silex, Huîtres, lumachelles et des Nummulites abondantes, alternant avec des niveaux calcaires plus tendres, formant l'ossature du Djebel Dyr. Leur épaisseur est de 150 m.

III.2.14. Miocène

Des sables et des graviers quartzeux blancs à traces ferrugineuses rousses et à stratifications entrecroisées ont été signalés par J. Flandrin (1948) in Bles et Fleury (1970) dans la partie centrale de la cuvette synclinale du Djebel Dyr (figure.III.3).

III.2.15. Plio-Quaternaire

Formations conglomératiques à éléments de bon arrondi et mauvaise sphéricité, à ciment argileux brun-rouge, dont les datations sont peu précises. Ces formations, se trouvent près des grandes fractures et montrent souvent des pendages tectoniques importants (45° à sub-verticaux) et sont parfois prises dans des calcaires pulvérulents de couleur rose saumon.

Les formations quaternaires, toutes d'origine continentale, occupent d'importantes surfaces sur la feuille de Morsott, distribués principalement dans les parties basses, aux pieds de montagne, les plaines et les vallées actuelles.). Ils sont formés de croûtes calcaires, limons éboulis, cailloutis et de poudingues. Le Quaternaire, d'origine continentale, est d'une puissance de 10 à 30 m (Dubourdieu, 1956).

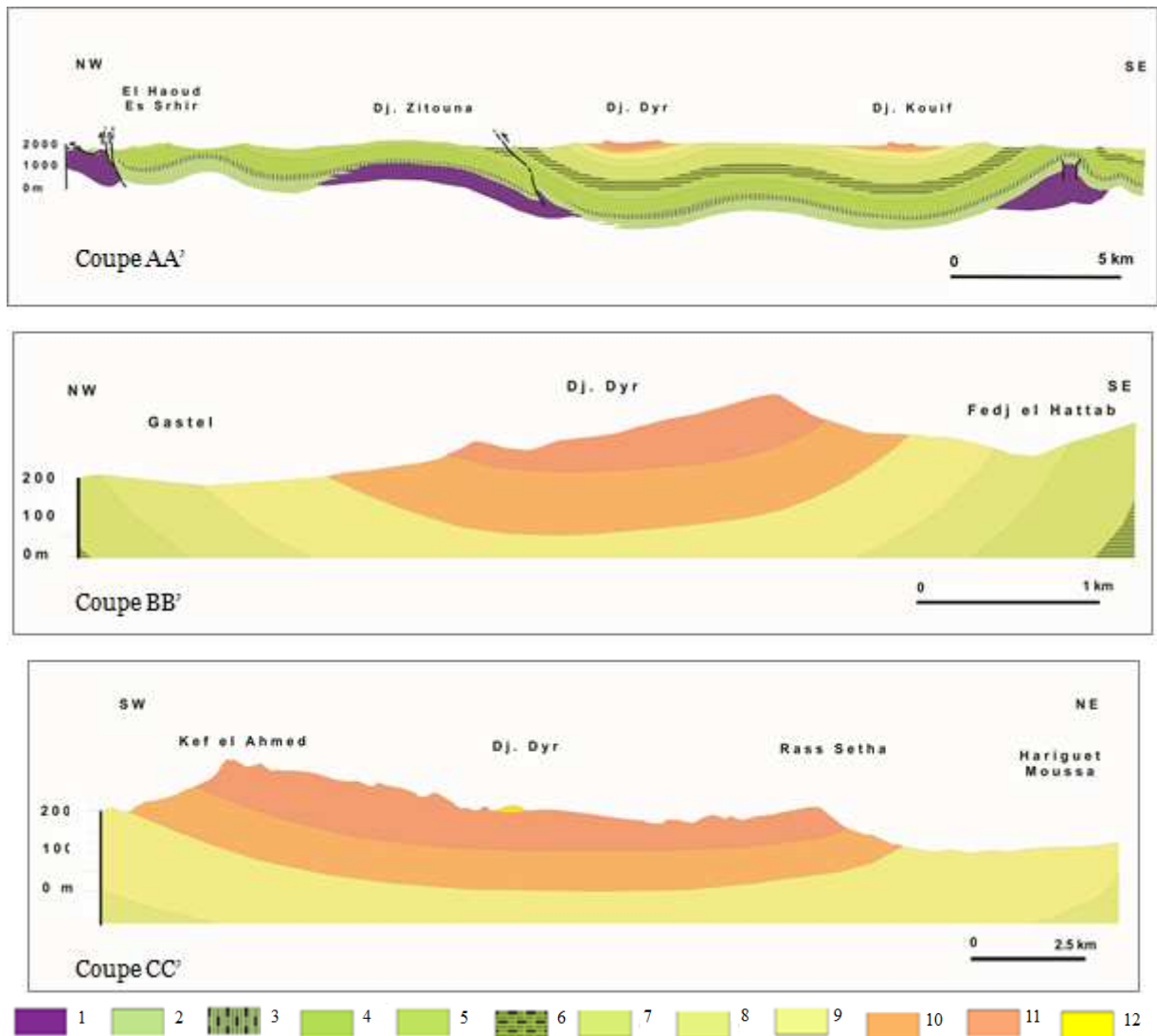


Figure III.3. Coupes géologiques dans la région d'étude

1- Trias, 2- Aptien, 3- Albien-Vraconien, 4-Cénomaniens, 5- Turonien inférieur, 6- Turonien supérieur, 7- Coniacien- Santonien- Campanien inférieur, 8- Campanien moyen et supérieur, 9- Maestrichtien, 10- Paléocène, 11- Yprésien- Lutétien inférieur, 12- Miocène.

Coupe AA'- coupe géologique dans la région de Tébessa (Bles et Fleury, 1970), Coupe BB'- Coupe géologique transversale dans le massif du Dyr, Coupe CC'- Coupe géologique longitudinale dans le massif du Dyr.

III.3. CADRE TECTONIQUE

L'histoire tectonique de cette partie de la feuille de Morsott correspond à une succession d'évènements dont chacun a laissé sa trace sur la physionomie actuelle de la région. Cette histoire s'est traduite par :

- une subsidence importante ;
- un diapirisme polyphasé des formations triasiques ;
- une phase de plissement paroxysmale ;
- la création des fossés tectoniques.

III.3.1. Subsidence

La période du Crétacé a été caractérisée par un enfoncement général du socle du Barrémien au Maestrichtien. Ceci a permis le dépôt d'une série épaisse de 4 à 5000 m environ. Or les estimations bathymétriques ne dépassaient pas quelques centaines de mètres (Dubourdiou, 1956).

Cet enfoncement a été perturbé à diverses reprises par de nombreuses phases de bombements sous-marins. Elles ont été traduites par la création de hauts-fonds sur lesquels s'est déposé un faciès récifal (Dubourdiou, 1965).

Ces hauts-fonds ont semble-t-il été induits par l'activité diapirique des formations triasiques qui a pu être initiée, pour certains auteurs, par le jeu des accidents du socle au moins dès l'Aptien (Thibieroz et al., 1976 ; Masse et Chouikhi-Aouimeur, 1982, in Bouzenoune, 1993).

III.3.2. Diapirisme des formations triasiques

Les diapirs triasiques constituent un fait marquant dans la géologie de l'Atlas saharien oriental. En effet, leur mise en place a été longtemps discuté (Termier, 1906, in Bouzenoune, 1993). Les masses d'évaporites triasiques prennent une orientation NE-SW (figure.III.4) et constituent une bande de 80 km environ de largeur (Bouzenoune, 1993). Le percement polyphasé des masses d'évaporites a été reconnu depuis longtemps, et les étapes de percement diachrones sont enregistrées dans différentes formations. D'après les travaux géologiques sur la région des Monts du Mellègue plusieurs phases diapiriques ont été décelées (Lessard, 1955 ; Dubourdiou, 1956 et 1959 ; David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Perthuisot, 1972 et 1978 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Rouvier, 1977 ; Laatar,

1980 ; Nedjari 1984 ; Chihi et al., 1984 ; Smati 1986 ; Otmanine 1987 ; Camoin et al., 1990 ; in Bouzenoune 1993). On distingue des indices d'activité diapirique retrouvés à l'Aptien, au Vraconien, au Cénomaniens, au Coniacien – Santonien, au Miocène et au Quaternaire. Ces différents épisodes de percement ne se limitent pas à un seul massif mais se retrouvent dans plusieurs sites (Bouzenoune, 1993).

Dans l'Atlas saharien oriental, les facteurs favorables au déclenchement du diapirisme, tel que l'existence d'un champ de fractures affectant les formations les plus anciennes « socle », ainsi qu'une grande épaisseur de la série sédimentaire existent (Tebib et Mahtali, 1997).

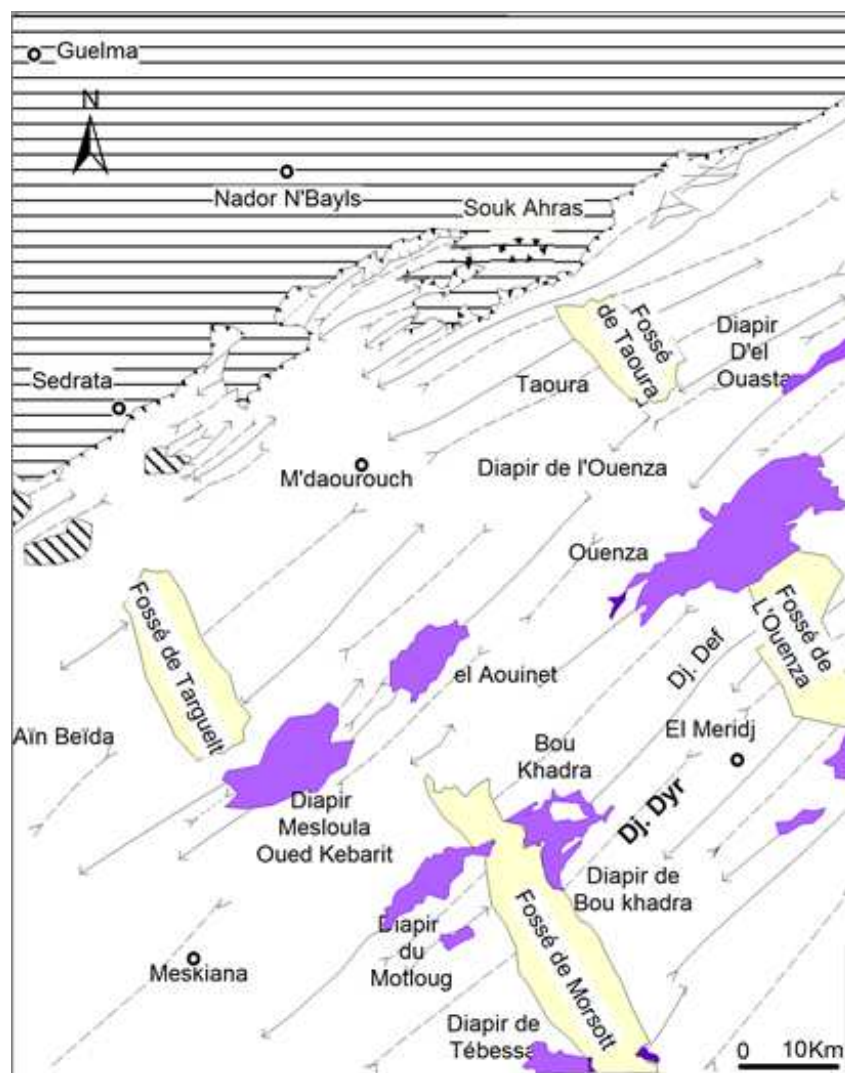


Figure III.4. Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens (Vila, 1980)

III.3.3. Phase de plissement

Le plissement général des assises crétacées a été longtemps discuté, il n'existe pas un indice concret qui permet une datation précise et générale de la phase compressive. En

Algérie, la phase majeure a été considérée comme étant comprise entre l'Eocène et le Miocène en raison de l'existence d'une discordance entre le Miocène marin et les terrains du Crétacé et de l'Eocène (Au cœur du Djebel Dyr on retrouve des dépôts détritiques attribués au Miocène, figure.III.3). En Tunisie centro-septentrionale, l'épisode compressif majeur a été daté du Miocène supérieur (in Bouzenoune, 1993 et références incluses).

Sur la feuille de Morsott, les niveaux compétents crétacés et éocènes permettent de distinguer une succession d'anticlinaux- synclinaux dont fait partie le synclinal du Dyr (figure.III.3). Leur orientation moyenne NE-SW qui peut varier de NNE-SSW à ENE-WSW, par suite, probablement de l'influence de directions structurales préexistantes (Bles et Fleury, 1970).

III.3.4. Fossés tectoniques

La région de l'Atlas saharien est marquée par des fossés d'effondrements, bordés par des accidents tectoniques NE-SW à E-W ayant joué en failles normales. Ils résultent d'une activité distensive Post-Miocène inférieur.

Le fossé tectonique de Morsott, d'orientation générale NNW-SSE, s'étend en grande partie sur le quart occidental de la feuille. Vers le Sud-Ouest, il s'articule avec celui de Tebessa dont l'orientation est WNW - ESE (Dubourdiou et Durozoy, 1950 in Bles et Fleury, 1970).

Ces fossés ont été comblés par des dépôts récents du Plio-Quaternaire. Le jeu de failles bordières a donc commencé à s'individualiser avant le dépôt du Plio-Quaternaire et a dû se continuer jusqu'à l'époque récente (Bles et Fleury, 1970).

Chapitre IV

Analyse de la porosité et de la fracturation des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr

Chapitre IV

Analyse de la porosité et de la fracturation des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr

IV.1. INTRODUCTION

En conséquence du contexte géologique et structural de la région de Tébessa, les roches carbonatées du massif du Dyr affleurent dans des situations qui laissent resurgir de nombreuses sources d'eau probablement en relation avec les qualités réservoirs très intéressantes de ces roches carbonatées. Ce chapitre donne une caractérisation de ces roches réservoir en évaluant leur porosité ainsi que leur état de fracturation à différentes échelles. Cette caractérisation s'est essentiellement basée sur l'analyse microscopique des lames minces (analyse microfaciologique) et sur l'analyse de la fracturation à partir des mesures de terrain, des photographies aériennes et des images satellitaires (images Google Earth et scènes Landsat). Nos résultats ont été comparés avec ceux existants dans la littérature obtenus à partir d'études réalisées sur d'autres massifs, notamment tunisiens, de contextes géologique et structural similaires.

IV.2. ANALYSE DE LA POROSITE

IV.2.1. Introduction

A l'échelle mondiale, plus de 50% des réservoirs naturels (eaux minérales et hydrothermales, fluides géothermiques, pétrole et gaz...etc) sont constitués de roches carbonatées (Schlumberger, 2007). Contrairement à d'autres types de roches réservoirs (par exemple, silicoclastiques), les carbonates comprennent une plus grande variété de faciès en raison de leur nature particulière biogénique et de leur réactivité aux fluides (modifications diagénétiques).

La genèse des roches carbonatées est, en effet, le résultat d'une multitude de processus biologiques et écologiques qui peuvent déterminer une grande variété de types, tailles, formes et milieux de production de sédiments, qui changent au fil du temps (évolution de la vie). Les processus biologiques et écologiques responsables de la production de carbonates produisent parfois des roches carbonatées à structures résistantes aux courants de vagues (par exemple, les récifs) et peuvent également affecter profondément les faciès de plates-formes. Dans les

roches silicoclastiques, malgré une composition minéralogique plus complexe, la taille des grains s'explique principalement par l'énergie de l'environnement de dépôt, alors que les sédiments et les grains sont moins variables dans le temps et ne dépendent pas de processus biologiques et écologiques.

La plus grande réactivité chimique des minéraux carbonatés, souvent métastables, implique que les propriétés sédimentologiques originales de la roche sont souvent modifiées par les processus diagénétiques tels que la compaction mécanique et chimique, la cimentation, la dissolution et les transformations minérales. Par conséquent, la nature, l'organisation et les formes des constituants carbonatés (grains, cristaux, ciments, pores) se traduisent dans les roches en leur conférant des propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité entre autres) des réservoirs très variables.

Il est donc essentiel, lorsqu'il s'agit d'étudier les réservoirs carbonatés, d'examiner les effets géologiques depuis l'histoire paléogéographique ayant présidé au dépôt de ces carbonates jusqu'à leur évolution diagénétique, sur la porosité, les types de pores, leurs formes, leurs tailles ainsi que sur la connectivité. Tous ces facteurs, en effet, peuvent fortement affecter la perméabilité et d'autres propriétés pétrophysiques des roches.

Les formations de l'Éocène inférieur de la frontière algéro-tunisienne sont beaucoup mieux connus en Tunisie qu'en Algérie. En effet, si du côté algérien très peu d'études leur ont été consacrées, au contraire du côté tunisien de nombreuses études ont permis de déterminer leur stratigraphie, leurs cadres paléogéographique et structural, leur paléoenvironnement de dépôt ainsi que leur histoire diagénétique (Castany, 1951, Burrolet, 1956, Comte et Lehmann, 1974, Boukadi et al., 2000, Beavington-Penney et al., 2008, Tlig et al., 2010).

L'intérêt qu'a suscité ces formations de l'Eocène inférieur du côté tunisien, notamment la formation carbonatée yprésienne d'El Garia qui fait partie du groupe Metlaoui, est lié au fait qu'elles contiennent des réserves de pétrole économiques prouvées particulièrement dans celles se trouvant dans l'offshore tunisien et libyen. En effet des volumes de l'ordre de 1000-3000 millions de barils dans le champ de Bourri, 350-400 millions de barils dans le champ de Ashtart, 30 millions de barils dans le champ de Didon sont rapportés par Racey et al., 2001 (in Beavington-Penney et al., 2008).

Malgré l'état d'avancement dans la connaissance de ces formations, elles continuent à constituer une cible d'exploration active. Le succès de cette exploration est d'ailleurs étroitement lié d'une part à une meilleure compréhension de son histoire paléogéographique

(milieu de dépôt, conditions ayant présidé à son dépôt, évolution diagénétique...) et d'autre part à une meilleure caractérisation des propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité entre autres). La détermination le plus précisément possible de ces deux conditions aidera certainement à estimer le risque de rencontrer des faciès ayant qualité de réservoir et de trouver les qualités du réservoir adéquat pour une production économique.

IV.2.2. Principaux microfaciès des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr

IV.2.2.1. Méthodologie et conditions d'échantillonnage

La détermination des principaux faciès des roches carbonatées rencontrées dans la partie nord orientale du synclinal du Dyr s'est faite sur la base d'un nombre réduit d'échantillons (une dizaine) prélevés le long d'une coupe NW-SE et traversant successivement le flanc NW, la charnière et le flanc SE. Les échantillons ont été prélevés sans nécessairement s'assurer de leur appartenance au même niveau lithostratigraphique. Ils ont été prélevés dans l'objectif d'une part d'avoir une idée sur les microfaciès de cette partie de l'Yprésien carbonaté du massif du Dyr qui d'ailleurs est loin d'être exhaustive et représentative de l'ensemble des faciès du massif, et d'autre part pour évaluer les facteurs sédimentologiques et diagénétiques les plus importants contrôlant la préservation et la modification des caractéristiques des pores (porosité, types de pores, tailles, formes et distribution). L'étude microscopique a également permis des estimations quantitatives de la porosité de ces roches carbonatées et de corrélérer son évolution spatiale en fonction de la structure du massif.

Pour ce faire, les échantillons prélevés ont d'abord été découpés en talons d'échantillons (sucres) au Laboratoire de Génie Géologique de l'Université de Jijel. A partir de ces talons, des lames minces imprégnées au bleu de méthylène ont été confectionnées au Laboratoire de Planétologie et de Géodynamique de Nantes (France).

Pour la dénomination des microfaciès et dans l'objectif d'avoir une qualification la plus précise possible, nous avons utilisé les nomenclatures les plus couramment utilisées dans la littérature, celle de Folk (1962) et celle de Dunham (1962). La première étant plus adaptée aux aspects descriptifs des faciès alors que la seconde constitue un complément notamment pour les aspects dynamiques relatifs aux milieux de dépôt.

Un défi majeur dans l'évaluation des réservoirs carbonatés est de comprendre la relation entre la porosité avec sa diversité et la perméabilité. Les informations relatives à ces deux paramètres sont parfois extraites de la description microscopique des lames minces de roches.

Le système de classification de porosité le plus largement utilisé par les pétrographes des roches carbonatées et par les géologues pétroliers est celui développé par Choquette et Pray (1970). Ce système est étroitement lié aux textures qui sont elles-mêmes dépendantes des propriétés sédimentologiques des roches, et les types de pores peuvent, dans une certaine mesure, être prédit en fonction de l'environnement de dépôt et/ou de l'évolution diagénétique. Ce système de classification est particulièrement utile pour les études de l'évolution de la porosité qui sont importantes pour l'exploration (figure.IV.1). C'est la classification qui a été utilisée dans le présent mémoire. Par contre, la classification de Archie (1952) et, dans une plus large mesure, celle de Lucia (1983, 1995, 1999) est préférée par les pétrophysiciens et les ingénieurs spécialisés dans l'étude des réservoirs parce que la classification des pores est plus directement liée à leurs géométries et aux propriétés d'écoulement des fluides.

La classification de Choquette et Pray (1970) subdivise la porosité en trois catégories et chaque catégorie regroupant plusieurs types (figure.IV.1) :

- Les types de porosités de la catégorie « Fabric Selective »
- Les types de porosités de la catégorie « Not Fabric Selective »
- Les types de porosités de la catégorie « Fabric Selective or Not Fabric Selective »

Dans la première catégorie (Fabric Selective), la nature des grains ou des cristaux de la roche définit les types de pores. Dans cette catégorie sont regroupés les types de porosité suivants :

* Intergranulaire / interparticulaire : c'est une porosité primaire qui existe entre les grains ou particules.

* Intraparticulaire : les pores sont localisés dans les grains ou particules (figure.IV.2, photo.1).

* Intercristalline : se produit entre les cristaux, cas d'un remplacement dolomitique par exemple (figure.IV.2, photo.3).

*Moldique (« Mouldic/Moldic ») : résulte principalement de l'élimination (dissolution) sélective des organismes fossiles (figure.IV.2, photo.2).

*« Fenestral » : petits pores (« birdseye ») se formant généralement suite à la dessiccation et/ou un dégazage associé à une décomposition de la matière organique ou d'autres causes.

* « Shelter » : porosité d'abri : c'est une porosité intergranulaire résultant de la présence de fragments coquilliers ou de particules sédimentaires de grande taille formant obstacle et empêchent le remplissage de l'espace des pores par des particules fines clastiques..

* « Growth framework » ou porosité de réseau de croissance : c'est une porosité primaire créée par la croissance in-situ des organismes constructeurs des roches carbonatées notamment récifales.

En revanche, dans la seconde catégorie (Not Fabric Selective) les pores sont sécants et recouper l'organisation texturale de la roche. Dans cette catégorie sont regroupés les types de porosité suivants :

* Fracture : porosité de fissuration formée suite à une déformation tectonique, glissement (slumping) ou à des « collapse » liés à des dissolutions (effondrement) (figure.IV.2, photo.4).

* « Channel » : porosité créée par dissolution, ce sont des pores allongés avec un rapport longueur sur largeur de 10/1 (figure.IV.2, photo.5).

* « Vug » ou porosité vacuolaire dans laquelle les pores ou vacuoles (vug) présentent un diamètre supérieur à 1/16 mm (figure.IV.2, photo.6).

* Caverne : le diamètre des vides est supérieur à 1 m détectable sur affleurement de terrain.

Dans la troisième catégorie (Fabric Selective or Not Fabric Selective), les types de pores peuvent être contrôlés ou non par l'organisation texturale de la roche. Les principaux types distingués dans la classification de Choquette and Pray (1970) sont :

* « Breccia » : porosité de brèche, c'est une porosité interparticulaire se trouvant particulièrement dans les roches bréchiques

* « Boring » : porosité de perforation liée à l'activité des organismes perforateurs.

* « Burrow » : porosité liée à l'activité des organismes fouisseurs.

* « Shrinkage » : porosité de dessiccation.



Figure IV.1. Représentation schématique des différents types de porosité définis dans la classification de Choquette et Pray (1970)[Scholle and Ulmer-Scholle (2006)]

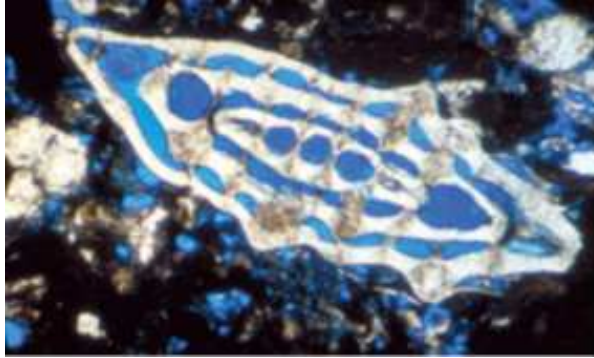


Photo 1- Porosité primaire intraparticulaire au sein d'un foraminifère benthique (Nummulite). Une porosité interparticulaire est également présente en dehors du test du foraminifère. Observation en Lumière Polarisée (LP). Porosité remplie en bleue (BSE). Axe Horizontal de la photo AH=2.4 mm.



Photo 4- Porosité de fracture dans un calcaire de plateforme. La porosité, représentée par plusieurs générations de fractures, est partiellement réduite suite à la précipitation d'un ciment calcitique.

LP, BSE, HA = 16 mm

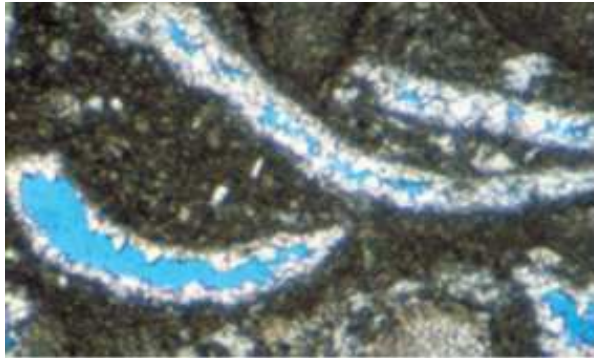


Photo 2- Porosité secondaire du type moldique résultant de la dissolution de débris de coquilles de mollusques dans un calcaire marin. Cette porosité a été partiellement réduite par cimentation suite à la précipitation d'un ciment calcitique. LP, BSE, HA = 1.6 mm

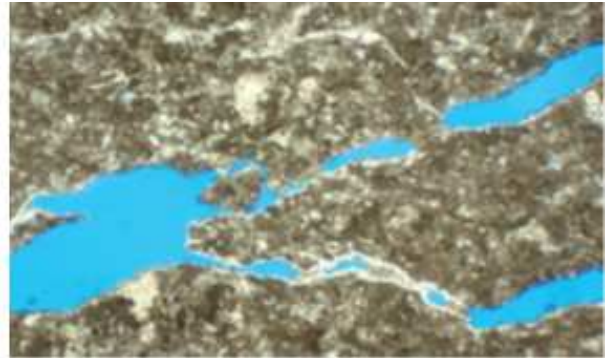


Photo 5- Porosité de chenal résultant de l'élargissement par dissolution de fractures préexistantes.

LP, BSE, HA = 5.1 mm

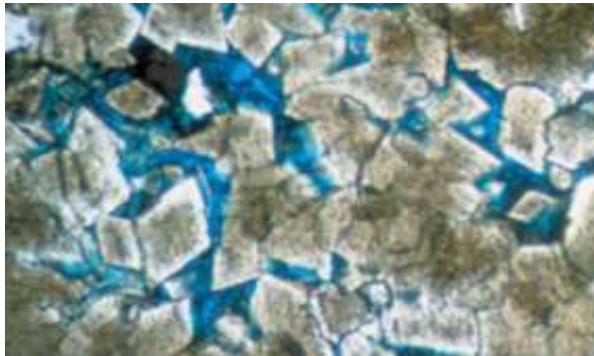


Photo 3- Porosité intercrystalline dans une dolomie cristalline. LP, BSE, HA = 2 mm

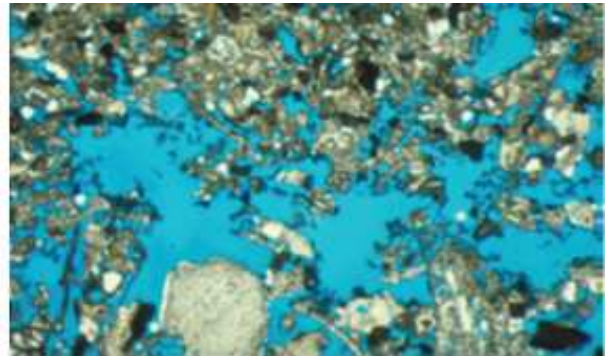


Photo 6- Porosité vacuolaire générée par la dissolution des grains dont les dimensions sont largement inférieures à celles des vacuoles. LP, BSE, HA = 5.1 mm

Figure IV.2. Illustrations photographiques de quelques types de porosité définis dans la classification de Choquette et Pray (1970) [Photographie extraits de Sholle et al., 2003].

IV.2.2.2. Principaux microfaciès rencontrés et description de la porosité associée

L'étude microfaciologique menée sur les quelques échantillons non exhaustifs, qui sont loin d'être représentatifs de l'ensemble du massif du Dyr, nous a permis d'identifier quelques microfaciès (figure IV.3).

IV.2.2.2.1. Microfaciès à grosses Nummulites

Le faciès le plus caractéristique est celui d'un calcaire massif, compact, cristallin, pétri de grandes Nummulites non brisées et jointives (figure IV.3, photo.1). De structure packestone, avec une matrice micritique très peu abondante, ce microfaciès renferme également quelques débris de Nummulites « nummulitoclastes » et de rares Discocyclines. Ce microfaciès a été également décrit dans le djebel Ousselat (Tunisie) où les principales Nummulites sont représentées par *Nummulites irregularis* DESHAYES, *N. irregularis* var. *douvillei* Flandrin, *N. Pomeli* Ficheur et *N. fraasi* DE LA HARPE (Comte et Lehmann, 1974).

Sur le plan paléoenvironnemental, ce type de microfaciès de l'Yprésien tunisien se serait déposé dans un milieu de plate-forme externe en bordure d'un milieu de bassin dominé par des microfaciès à Globigérines qui n'ont pas été identifiés à travers les échantillons étudiés.

Ce microfaciès a du posséder, à l'origine, une excellente porosité qui a pu être soit du type intraparticulaire (ou organique) quand elle est liée directement aux vides ou pores des tests de Nummulites, soit interparticulaire, ou d'« abri » (« Shelter ») porosité de Choquette and Pray, 1970) lorsqu'elle correspond aux enclos délimités par l'entassement des tests de Nummulites les uns sur les autres (figure IV.3). Cette porosité peut être parfois conservée, si le remplissage sparitique ultérieur l'épargne. Dans le cas des calcaires du Dyr, elle a été fortement modifiée par des actions de fissuration et de dissolution postérieures au dépôt (figure IV.3).

IV.2.2.2.2. Microfaciès bioclastiques

Il s'agit d'un calcaire coquillier formé d'innombrables débris de Lamellibranches, Echinodermes, Gastéropodes, Foraminifères, Ostracodes, radioles d'Echinides, Algues et d'abondants autres débris indéterminables (nummulitoclastes ?). De texture le plus souvent wackestone moins fréquemment packestones, ce microfaciès renferme également des grains de phosphates, de glauconite et du quartz. Deux types de microfaciès bioclastiques ont été distingués :

a. Microfaciès bioclastique à débris de Mollusques non dissouts

Ce microfaciès se distingue par le fait que l'ensemble des bioclastes ont conservé la nature calcitique micritique originelle et ne montrent pas de processus de dissolution et de précipitation de ciment sparitique.

La porosité de ce microfaciès est principalement représentée par une porosité secondaire interparticulaire. Les vides ou pores, de forme irrégulière et de dimension pouvant atteindre les 500 microns, montrent parfois une occlusion partielle par précipitation d'un ciment sparitique (figure IV.3). Une porosité secondaire intragranulaire, beaucoup moins abondante, a été également observée dans certains grains phosphatés (figure IV.3).

b. Microfaciès bioclastique à débris de Mollusques dissouts

Ce microfaciès se distingue du précédent par le fait que l'ensemble des bioclastes et plus particulièrement les tests de Lamellibranches ont subi un processus diagénétique de dissolution-précipitation.

La porosité est représentée par une porosité organique secondaire intraparticulaire matérialisée par des vides localisés à l'intérieur des différents bioclastes (Lamellibranches et Nummulites notamment) et résultant d'une dissolution partielle ou totale du bioclaste (figure IV.3). On note également la présence d'une porosité interparticulaire affectant principalement la matrice micritique mais pouvant parfois affecter aussi les bioclastes (figure IV.3).

Qu'elle soit intra- ou interparticulaire, la porosité est toujours oblitérée par précipitation d'un ciment sparitique entraînant sa réduction effective.

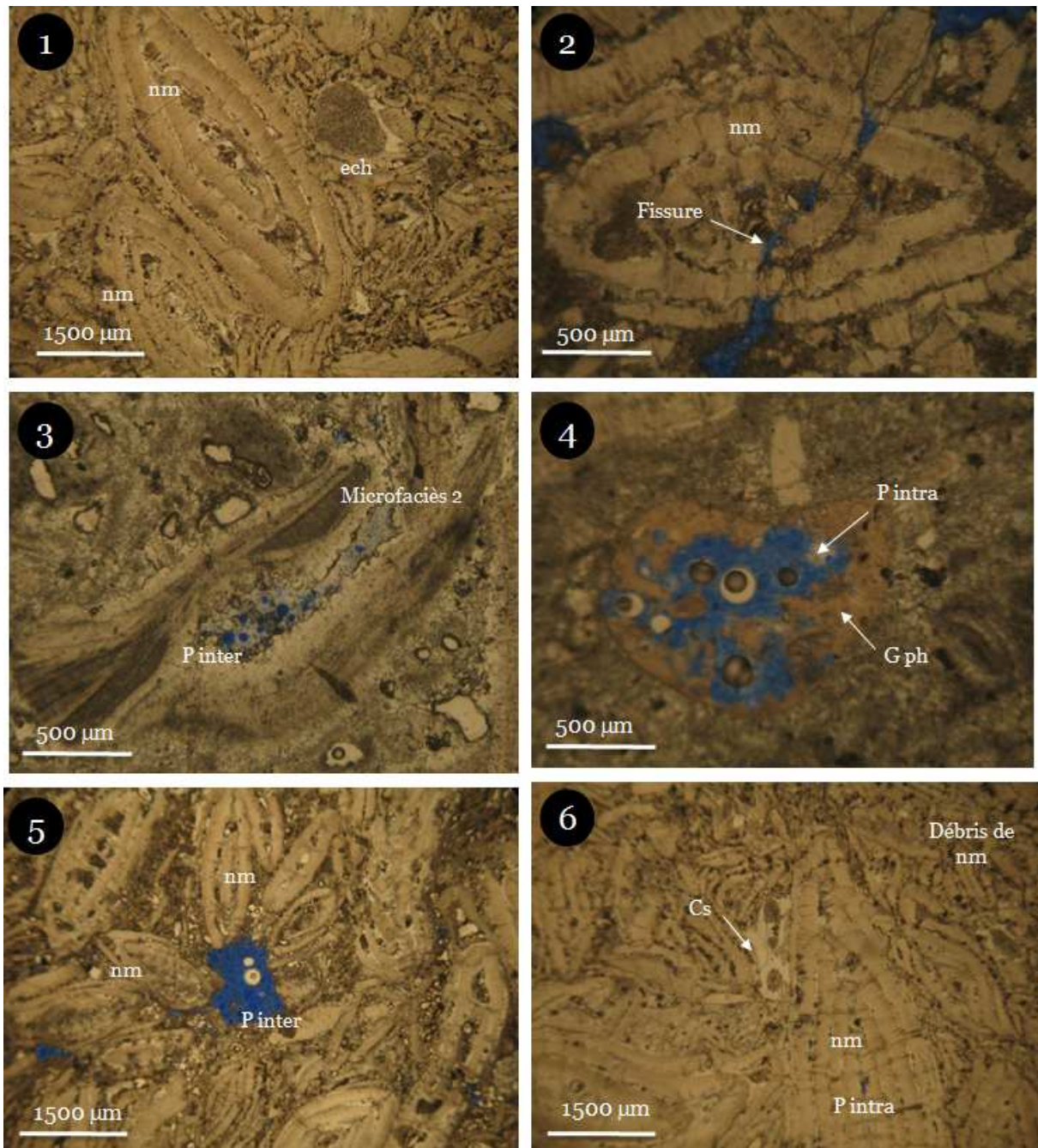


Figure IV.3– Illustrations photographiques de quelques types de microfaciès et de la porosité associée observés dans les roches carbonatées du massif du Dyr.

nm: Nummulite, *ech* : Echinoderme, *Pintra* : porosité intraparticulaire, *Pinter* : porosité interparticulaire, *Gph* : grain phosphaté, *Cs* : ciment syntaxial.

Photo. 1- Microfaciès à grosses Nummulites avec une porosité intraparticulaire (organique) et interparticulaire oblitérée par une cimentation sparitique. Photo. 2- Microfaciès à grosses Nummulites avec une porosité de fracture. Photo. 3- Porosité secondaire interparticulaire dans le microfaciès bioclastique à tests non dissouts. Photo. 4- Porosité secondaire intraparticulaire dans un grain phosphaté du microfaciès bioclastique à tests non dissouts. Photo. 5- Porosité organique secondaire interparticulaire matérialisée par des vides localisés entre les Nummulites du faciès à grosses Nummulites. Photo. 6- Ciment syntaxial en remplissage du vide dans le faciès à grosses Nummulites.

IV.2.3. Cadre paléogéographique succinct des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr

Les formations éocènes du massif du Dyr font partie d'un ensemble d'affleurements discontinus répartis selon une bande orientée selon la direction NE-SW (figure IV.4). Sur le plan paléogéographique, elles correspondraient à un large sillon ouvert vers le Nord et le Nord-Est sur la mer téthysienne (figure IV.5). Des îles de dimension plus ou moins grande, îles de Kasserine et de Jeffara en Tunisie entre autres, ont restreint du côté oriental, les influences téthysiennes sur la sédimentation éocène. Ces îles délimitaient des bassins (Gafsa, Metlaoui entre autres) qui recevaient une sédimentation localement fort intéressante sur le plan économique puisqu'elles constituent actuellement un réceptacle pour les gisements de phosphate de la région, des champs pétroliers et parfois elles représentent d'excellents aquifères.

Au-delà de ces paléoreliefs émergés qui présentaient une morphologie orientée NW-SE s'ouvrait vers le Nord-Est la mer téthysienne éocène dans laquelle se sont déposées, en Tunisie, les principales formations yprésiennes du groupe Metlaoui.

Les formations carbonatées de ce groupe, dont fait partie la formation d'El Garia et qui constitue approximativement l'équivalent des formations carbonatées éocènes du massif du Dyr, bien qu'elles aient été largement étudiées, leur environnement de dépôt est diversement interprété. Elles se seraient déposées dans un environnement de plate-forme peu profonde (Arni, 1965 ; Moody, 1987 ; Tlig et al., 2010) ou dans un environnement représenté par une « rampe » ouverte ou à pente inclinée vers le NE (Comte et Lehmann, 1974 ; Loucks et al., 1998 ; Beavington-Penney et al., 2008). Dans le second cas, les accumulations de Nummulites sont principalement localisées dans une position de « mid ramp » (figure IV.6).

Il est cependant évident que la qualité des roches réservoir est intimement dépendante d'une part de facteurs contrôlés par les conditions intrinsèques à l'environnement de dépôt tels que les types de particules, leur taille et classement, le type de pores et d'autre part de facteurs plutôt liés aux processus diagénétiques comme la cimentation et la compaction. En effet, que l'environnement de dépôt soit du type « ramp » ou de type plate-forme avec ou sans barrière, les biofaciès qui s'y forment vont être spécifiques de chaque milieu composant ces deux grands types d'environnements (plate-forme interne, barrière, plate-forme externe et bassin dans le premier cas et « inner ramp », « mid ramp » et « outer ramp » dans le second cas). Ainsi, les faciès à Nummulites, qui développent une bonne porosité organique du type moldique, beaucoup plus communs dans les milieux ouverts bien oxygénés et à énergie

modérée à élevée (plate-forme externe ou « mid-outer ramp ») sont souvent accompagnés par un cortège de faciès à « nummulitoclastes » dont les débris sont le résultat de conditions hydrodynamiques assez conséquentes. La taille et le classement (tri) de ces débris a une conséquence directe sur la qualité de la porosité des roches obtenues. Au contraire, les faciès de plate-forme interne ou de lagon, caractérisés par la présence d'organismes benthiques de milieux restreints et à salinité relativement élevée, verront leur porosité généralement occluse par le dépôt d'une matrice micritique.

Dans les deux cas, les processus diagénetiques ultérieurs peuvent avoir des effets positifs ou négatifs sur la porosité. Ces effets sont positifs dans le cas de dissolution et de recristallisation induisant des espaces, négatifs dans le cas de la compaction chimique et mécanique ou de la précipitation chimique de ciment sparitique.

Dans le cas des roches carbonatées du massif du Dyr, le nombre réduit des échantillons ne permet pas de mener, dans le cadre de ce mémoire de magister, une étude permettant d'obtenir une image de la répartition spatiale des différents faciès et de déterminer l'organisation paléoenvironnementale ayant régné lors de la formation de ces roches carbonatées éocènes. Cependant, les quelques microfaciès déterminés permettent déjà de concevoir un milieu de mer ouverte (plate-forme externe ou « mid-outer ramp ») pour les microfaciès à grosses Nummulites et un milieu plus restreint (plate-forme interne ou « inner ramp ») pour les faciès bioclastiques.



Figure IV.4. Extrait de la carte géologique d'Algérie au 500.000^e montrant la répartition spatiale actuelle des formations éocènes en Algérie Nord-orientale. La position du massif du Dyr est indiquée par une étoile.



Figure IV.5. Paléogéographie éocène et répartition des différents faciès en Tunisie (d'après Beavington-Penney et al., 2008). La localisation paléogéographique du massif du Dyr est approximativement matérialisée par l'étoile.

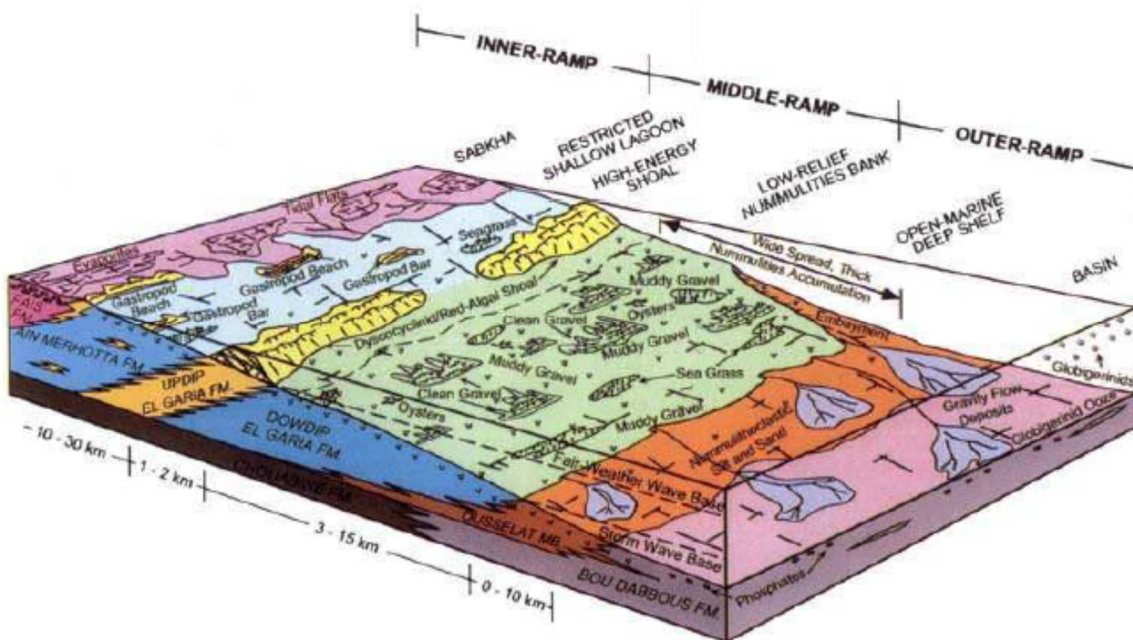


Figure IV.6- Modèle d'environnements de dépôts d'échelle régionale des roches carbonatées éocènes du groupe Metlaoui (Tunisie). Le modèle montre un environnement de dépôt du type « rampe » avec la localisation des accumulations riches en Nummulites dans une position de « mid-ramp » (d'après Loucks et al., 1998).

IV.2.4. Processus diagénetiques observés dans les roches carbonatées éocènes du massif du Dyr

La diagenèse c'est l'ensemble des changements et transformations physico-chimiques, mécaniques et biologiques que subit un dépôt sédimentaire pendant et après sa sédimentation. Ces processus sont nombreux et variés, nous n'évoquerons dans ce qui suit que les processus les plus importants ayant eu des effets négatifs ou positifs sur les propriétés pétro-physiques des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.

IV.2.4.1. Lithification et compaction précoce et tardive

La plupart des faciès identifiés montrent une texture packestone traduisant un degré de compaction assez poussé pour rapprocher les uns autres les différents constituants et également contribuer à réduire la porosité originelle de la roche. Le taux de compaction assez poussé est également matérialisé par les torsions qui affectent les grosses Nummulites (figure IV.7, photo. 1).

IV.2.4.2. Précipitation chimique

Il s'agit principalement de ciment sparitique ayant précipité dans les espaces générés par dissolution aussi bien intraparticulaire (porosité organique du type moldique totalement ou partiellement occluse) qu'interparticulaire dans les pores ayant affectés la phase de liaison le plus souvent micritique (figure IV.7, photo. 2).

IV.2.4.3. Dissolution

Au contraire du processus précédent, la dissolution a eu des effets positifs sur le développement de la porosité. Elle a également eu lieu au sein des différentes particules (Nummulites, bioclastes de Lamellibranches, grains de phosphate) et au sein de la phase de liaison (figure IV.7, photo. 3).

IV.2.4.4. Compaction-fracturation

Ce processus s'est traduit par la création de fissures secondaires béantes traversant et les particules bioclastiques et la phase de liaison (figure IV.7, photo. 4).

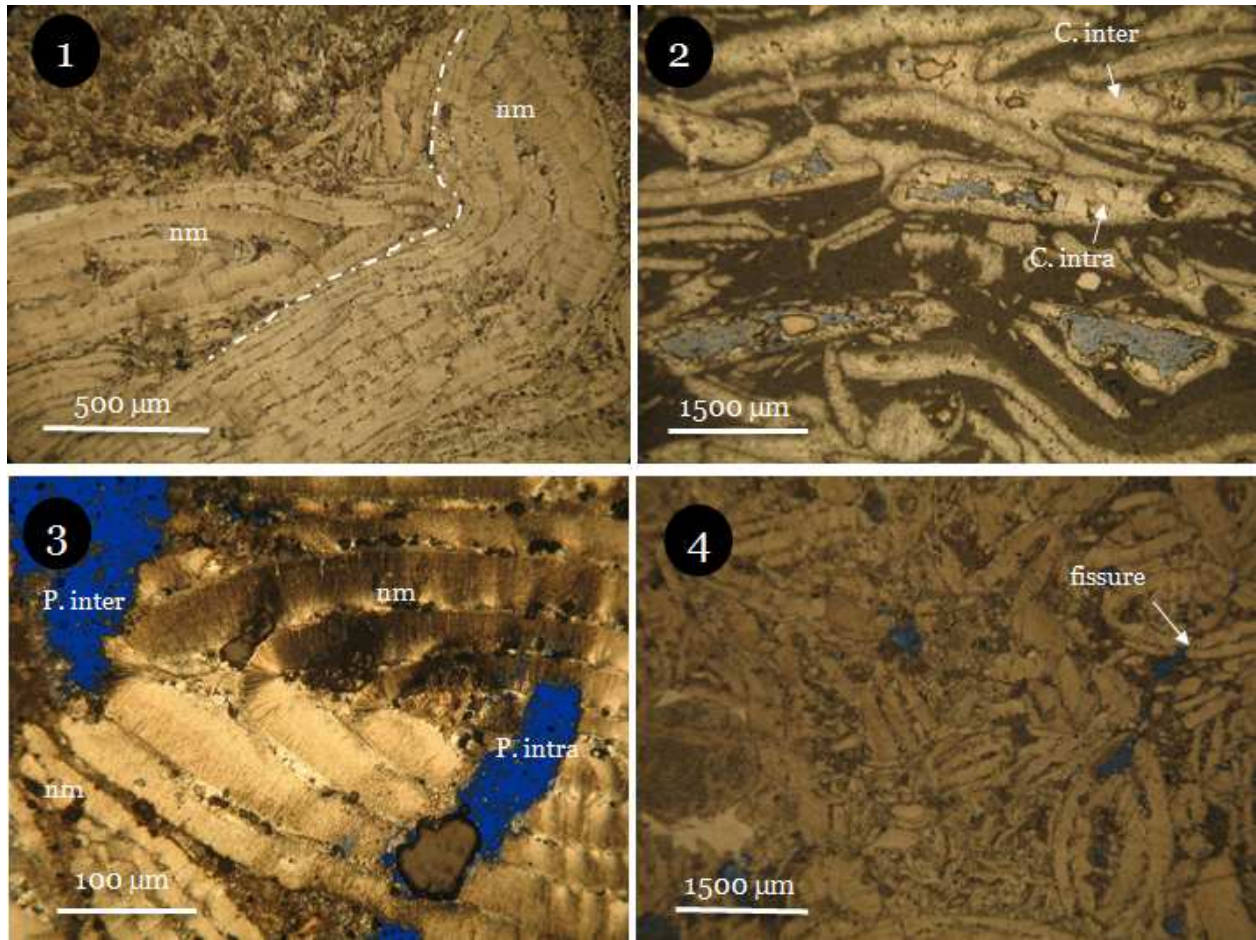


Figure IV.7- Processus diagénetiques observées dans les roches carbonatées du massif du Dyr.

Photo. 1- Texture packstone et torsions affectant les grosses Nummulites. Photo. 2- Précipitation chimique de ciment spatique intraparticulaire et interparticulaire. Photo. 3- Dissolution intra et interparticulaire. Photo. 4- Fracturation

IV.2.5. Evaluation de la porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr

IV.2.5.1. Méthodologie

Pour les estimations quantitatives de la porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr nous avons utilisé le logiciel « JMicroVision ». Les étapes suivies dans cette caractérisation peuvent être résumées comme suit :

Les lames minces ont été préparées au préalable par imprégnation de résine au bleu de méthylène au Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (France). L'objectif de cette tâche est de faciliter la distinction entre la porosité et les autres constituants de la roche sur les sections observées ;

L'acquisition des images de sections observées, en lumière polarisée analysée, a été faite sur un microscope optique doté d'un appareil photo numérique au Laboratoire de Génie Géologique et Département des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université de Jijel. L'acquisition ne fait pas proprement partie de l'analyse d'image, mais elle fournit les images qui alimentent le processus d'estimation du pourcentage de porosité ;

Une fois les images capturées, elles sont introduites dans le logiciel JMicroVision, on procède alors à un prétraitement d'images. Les prétraitements visent à améliorer la qualité des images brutes lorsqu'elles sont bruitées ou qu'elles contiennent des défauts (Roudit, 2007) ;

Dans JMicroVision, la porosité est généralement extraite par la méthode de segmentation par seuillage (figure.IV.8). Cette étape est la plus critique et sans doute la plus difficile. Puisque les images prises sont des images couleur (RGB), l'opérateur doit alors ajuster sur l'histogramme des deux seuils, minimum et maximum qui définissent l'étendue des valeurs d'intensité représentant au mieux une classe d'objets. Sur les images capturées, l'ajustement s'effectue en combinant les valeurs de l'histogramme, à savoir celles des canaux rouge, vert et bleu (Roudit, 2007) ;

Quand le seuillage est effectué ; les seuils minimum et maximum du canal rouge sont définis, les seuils correspondants aux canaux vert et bleu sont aussi définis, la combinaison des histogrammes des trois canaux permettra de délimiter la classe de porosité. Le pourcentage de la porosité est alors calculé facilement et d'une façon précise.

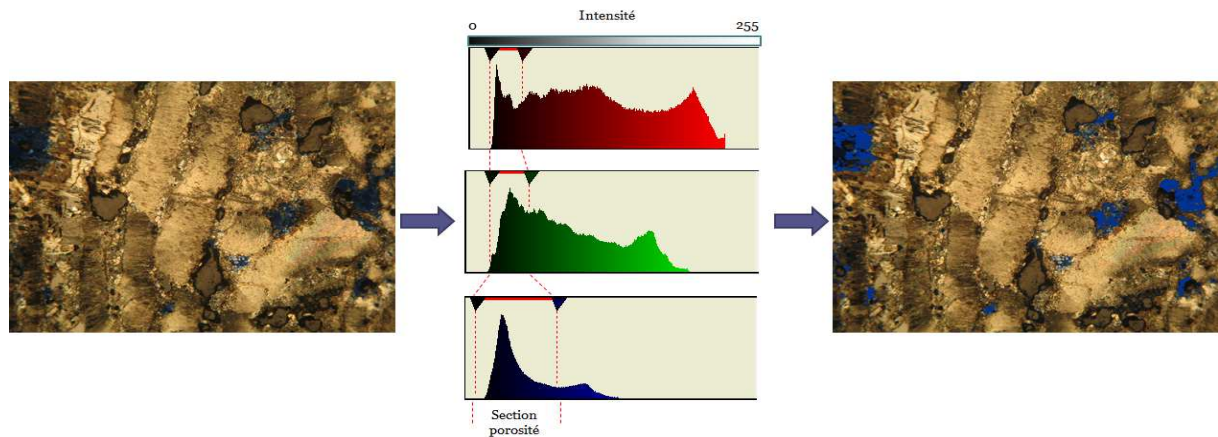


Figure IV.8- Segmentation par seuillage de l'histogramme sur logiciel JMicroVision

IV.2.5.2. Evaluation de la porosité

IV.2.5.2.1. Approche globale

Une centaine de sections de lames minces a été observée et analysée par logiciel JMicroVision, Ceci nous a permis d'estimer le pourcentage de la porosité pour chaque section. Une moyenne générale de la porosité sur toutes les sections a été calculée et a donné une valeur de 2.13%, cette valeur démontre un état de porosité faible dans les roches calcaires du Dyr qui présente des hétérogénéités spatiales.

Tableau IV.1. Porosité moyenne des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.

Porosité	Moyenne
totale	2.13%

IV.2.5.2.2. Variation de la porosité en fonction des microfaciès

L'observation microscopique des lames minces nous a permis de déterminer trois types de microfaciès : un microfaciès à grosses Nummulites, un microfaciès bioclastique à Mollusques non dissouts et un microfaciès à Mollusques dissouts.

Ainsi on a pu déterminer une porosité moyenne correspondante à chaque type de microfaciès (tableau IV.2). On note que le microfaciès bioclastique à Mollusques dissouts donne les valeurs de porosité les plus élevées et qui sont fortement hétérogènes. Les roches à microfaciès de grosses Nummulites et de bioclastes à Mollusques non dissouts sont moins poreuses et pratiquement homogènes (tableau IV.2).

Tableau IV.2. Porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.

Microfaciès et Porosité	Moyenne
Microfaciès à grosses Nummulites	2.27%
Microfaciès bioclastique à Mollusques non dissouts	1.59%
Microfaciès bioclastique à Mollusques dissouts	3.05%

IV.2.5.2.3. Variation de la porosité en fonction de la position structurale

A l'issue de l'analyse de la porosité sur les lames minces provenant du flanc NW, de la charnière et du flanc SE, on observe que la charnière présente les valeurs de porosité les plus élevées variant entre 0% et 15% avec une moyenne de 3,45 % (figure IV.9). Cependant ces valeurs montrent une anisotropie spatiale et de grandes fluctuations. Cette anisotropie s'explique par l'hétérogénéité de la taille des pores sur la charnière (figure IV.10).

Tableau IV.3. Porosité des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr.

Position structurale et Porosité	Moyenne
Flanc NW	1.15%
Charnière	3.45%
Flanc SE	1.78%

La porosité s'exprime timidement dans les deux Flanc mais elle est relativement moins variable. Elle varie de 0% à 4% avec une moyenne de 1.15% dans les calcaires du flanc NW et de 0% à 5% avec une moyenne de 1.78% dans ceux du flanc SE (tableau IV.3).

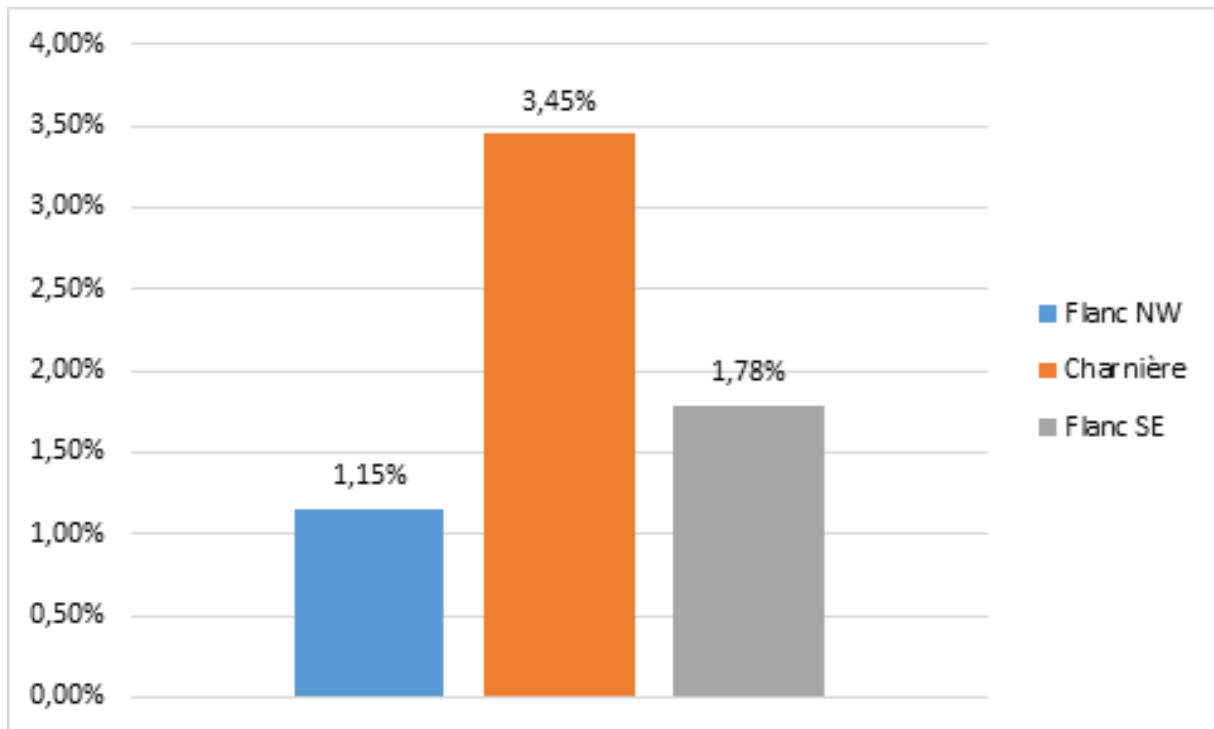


Figure IV. 9. Porosités moyennes des roches carbonatées éocènes des flancs NW et SE et de la charnière du synclinal du Dyr.

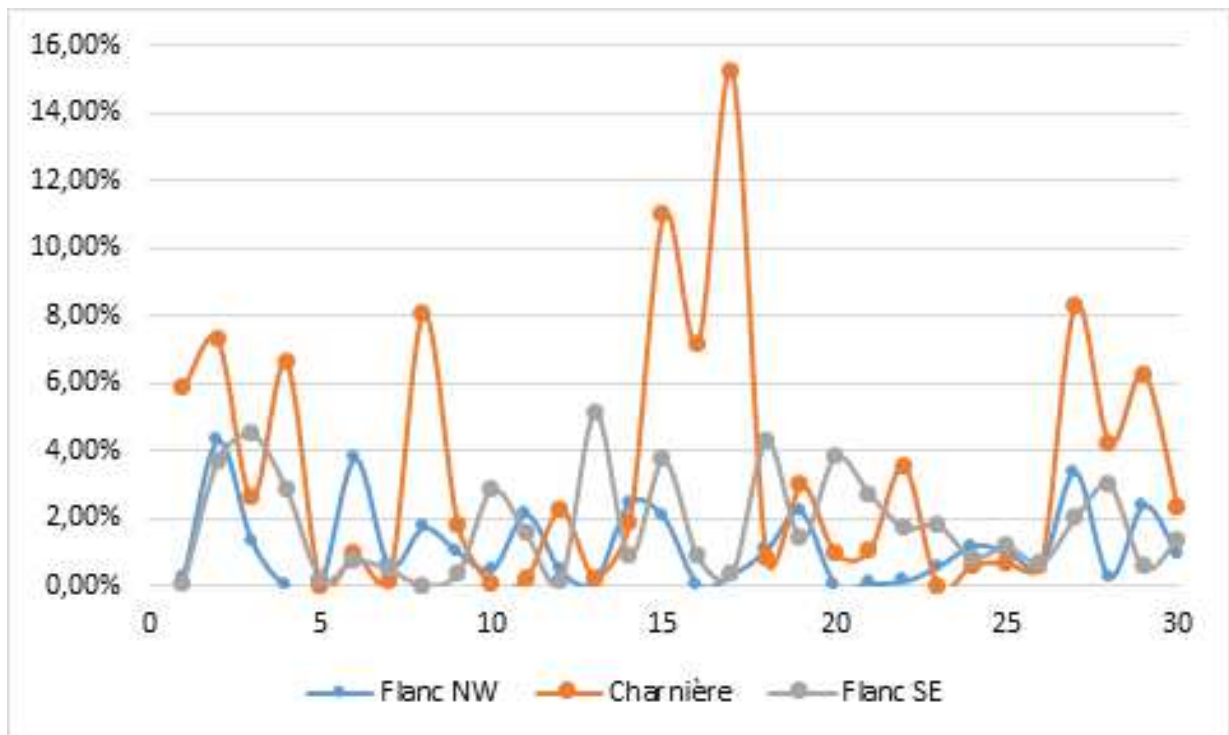


Figure IV.10. Variation de la porosité des roches carbonatées éocènes en fonction de la position structurale dans le synclinal du Dyr.

IV.3. ANALYSE DE LA FRACTURATION

IV.3.1. Méthodologie

L'analyse de la fracturation des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr a été réalisée à partir de mesures sur terrain et du traitement des photoaériennes et des images satellitaires (Googleearth et Landsat).

IV.3.2. Analyse de la fracturation à partir des mesures de terrain

IV.3.2.1. Description générale

La réalisation de cette analyse a nécessité deux difficiles missions de terrain qui ont eu lieu aux mois d'avril et juin 2013. Elles nous ont permis le prélèvement des mesures de la fracturation selon six stations réparties sur une coupe transversale NW-SE localisée dans la partie nord-orientale du massif.

Les stations de mesures ont été choisies sur la base des critères suivants :

1. L'accessibilité du site ;
2. L'absence relative des recouvrements (quaternaire, végétation...etc.) ;
3. Les mesures réalisées ne sont pas très éloignées de la faille de Gastel ;
4. Les dimensions de ces stations sont au niveau de 100 m² ;

Les mesures prélevées, qui sont loin d'être exhaustives, ne donnent qu'une image partielle de la fracturation qui affecte les calcaires éocènes dans la partie nord orientale du massif et ne représentent certainement pas toute la fracturation affectant ces calcaires sur l'ensemble du synclinal du Dyr.

La méthode utilisée pour prélèvement de mesures de terrain est la méthode dite quantitative. Elle consiste à déterminer une zone de dimension quelconque sur laquelle on mesure le plus grand nombre possible de toutes les directions et les pendages des fractures existantes. Cette méthode a l'avantage d'obtenir dans un court temps un grand nombre de mesures qui seront par la suite analysées par les méthodes statistiques.

Les bancs calcaires, d'épaisseur métrique, montrent souvent sur leur surface structurale de nombreuses figures de dissolution caractéristiques des paysages karstiques (figure.IV.11, photo. 5 et 6). Ces figures, de formes et de dimensions variées, peuvent être, lorsqu'elles épousent des morphologies allongées, parallèles, perpendiculaires ou obliques par rapport aux plans de stratification. Certaines de ces figures sont probablement liées à la dissolution de certains constituants de ces calcaires comme les rognons de silex ou les macroorganismes.

Ces derniers arrivent même parfois à former des faciès lumachelliques (figure IV.11, photo. 7 et 8).

Ces calcaires éocènes, en plus de la multitude de fractures subverticales, discontinues, interconnectées à ouvertures allant de quelques centimètres à une cinquantaine de centimètres, sont affectés par des failles hectométriques le plus souvent inverses à rejet métrique (figure IV.11, photo. 1 et 2).

Les bancs calcaires, montrent, en raison de la structure synclinale, des pendages centripètes avec des inclinaisons vers le centre de la structure ne dépassant pas les 20° au niveau des deux flancs.



Photo. 1- Bancs de calcaires éocènes d'épaisseur métrique affectés par une faille inverse.



Photo. 2- Bancs de calcaires éocènes d'épaisseur métrique affectés par une faille inverse.



Photo.3- Banc de calcaire éocène affecté par un système de fractures sensiblement orthogonales.



Photo.4- Banc de calcaire éocène affecté par un système de fractures sensiblement orthogonales.



Photo. 5- Figures de dissolution au sein des calcaires éocènes



Photo. 6- Figures de dissolution au sein des calcaires éocènes



Photo. 7- Calcaire éocène bioclastiques pétri de débris de Lamellibranches.



Photo. 8- Calcaire éocène bioclastiques pétri de débris de Lamellibranches.

Figure IV.11. Allure à l'affleurement des fractures, des faciès et des figures de dissolutions affectant les calcaires éocènes de la partie nord-orientale du massif du Dyr.

IV.3.2.2. Directions des fractures

La rosace globale des fréquences de directions des fractures prélevées sur le massif du Dyr montre la présence de trois familles de directions majeures (figure.IV.12) :

- La famille « d1 » de direction sensiblement E-W dont les orientations varient entre N80E et N110E.

- La famille « d2 » de direction NW-SE dont les fractures présentent des orientations comprises entre N130E et N170E.

- La famille « d3 » de direction NNE-SSW avec des orientations variant entre N10E et N30E et présentent des fréquences moins importantes.

En plus de ces trois familles, on note également des mesures d'orientations beaucoup plus discrètes n'appartenant pas aux trois familles distinguées.

La rosace des fréquences des fractures du flanc NW (figure IV.12) montre trois pics privilégiés, le premier de direction sensiblement E-W (famille d1) focalisé sur l'orientation N100E, le deuxième de direction NW-SE (famille d2) focalisé sur la direction N170E, un troisième de direction NE-SW (famille d3) focalisé sur l'orientation N20E.

La rosace des fréquences des fractures du flanc SE (figure IV.12) présente approximativement la même allure que celle du flanc NW avec deux directions privilégiées : la direction E-W et la direction NW-SE. En effet on remarque un pic privilégié du premier ordre de direction N110E, celui du second ordre est de direction N170°. La direction NNE-SSW s'exprime timidement et montre un pic orienté N10E.

Sur la rosace des fréquences de la charnière (figure IV.12) on note la présence de trois pics privilégiés. Cependant ici, c'est la direction NW-SE qui prédomine la direction E-W. En effet, on remarque un pic du premier ordre focalisé sur la direction N150E, un pic du deuxième ordre focalisé sur la direction N90°, un pic du troisième ordre orienté N20E

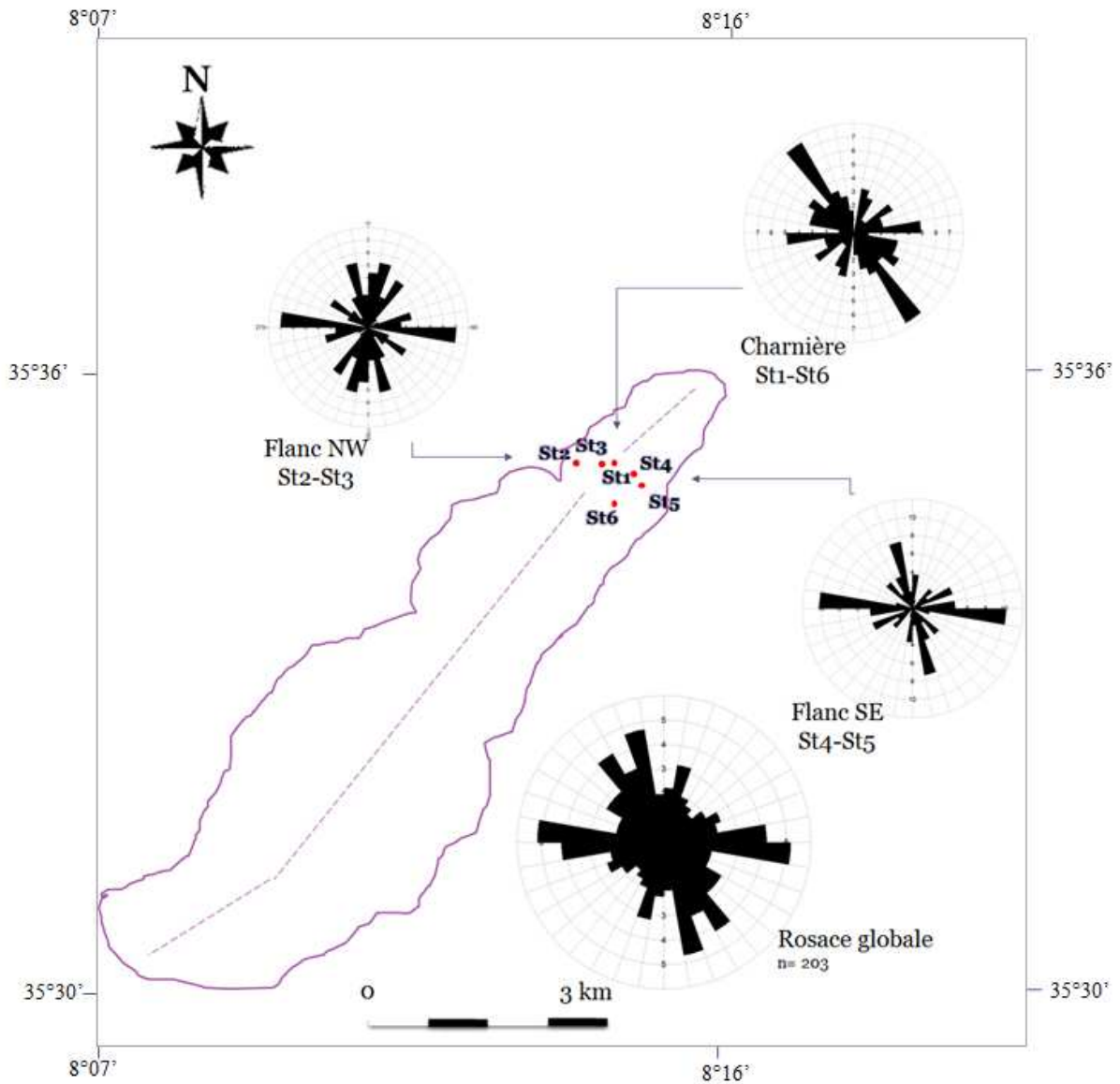


Figure IV.12. Rosaces des fréquences des plans de fracturation dans la partie nord-orientale du synclinal du Dyr (une centaine de mesures).

Les diagrammes d'iso-densité des pôles des plans de fracturation sur canevas de Schmidt révèlent une concentration des pôles au niveau des périmètres traduisant des fractures avec des inclinaisons assez fortes, ce sont des fractures verticales à subverticales (figure.IV.13).

La projection polaire des plans de stratification montrent une concentration des points au centre du canevas traduisant de faibles inclinaisons des plans de stratification des deux flancs ne dépassant pas les 20° (figure IV.13).

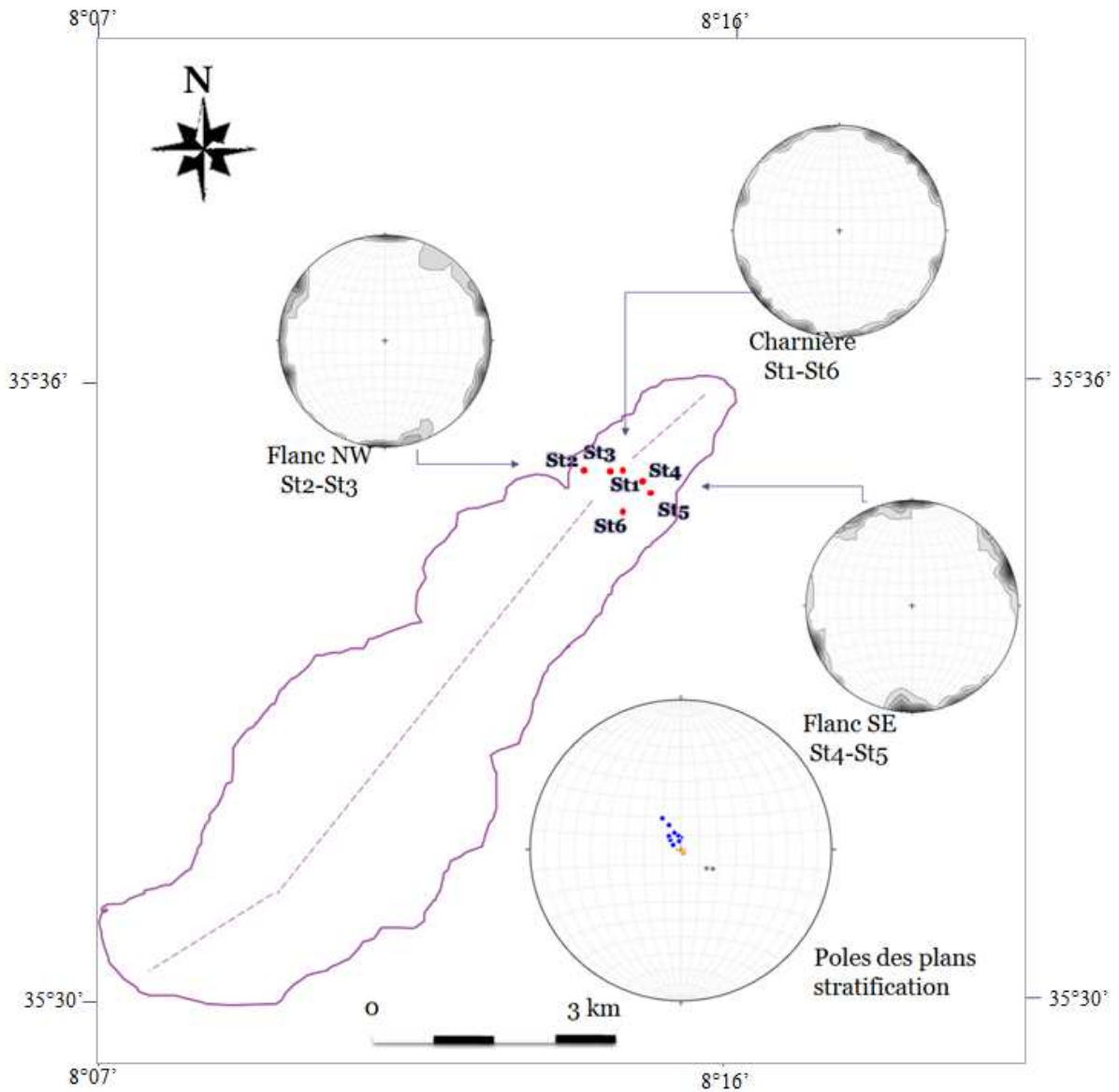


Figure IV.13. Diagramme d'iso-densité des pôles des plans de fracturation et des plans de stratification du synclinal du Dyr.

L'étude de la fracturation à partir des observations de terrain a été également faite par Bles (1969) mais en s'intéressant particulièrement aux formations crétacées.

En notre connaissance, aucune étude sur la fracturation des calcaires éocènes du massif du Dyr à partir des observations de terrain n'a été réalisée.

Les travaux de Bles (1969) ont mis en évidence les directions de fractures suivantes : E-W-, NW-SE, NNE-SSW à NE-SW

IV.3.3. Analyse de la fracturation à partir des photo-aériennes

IV.3.3.1. Description générale

Cette étude est basée sur l'examen des photographies aériennes (boite Morsott 178) à l'échelle 1/20.000.

Une carte linéamentaire de fractures (figure IV.14) au niveau des calcaires yprésiens de Djebel Dyr a été établie.

L'analyse de photographies aériennes a permis de mettre en évidence un réseau complexe de linéaments. Ces derniers sont généralement discontinus. Le réseau de linéaments est essentiellement constitué par des fractures rectilignes et d'autres curvilignes.

Ces fractures traversent les formations calcaires yprésiennes qui forment le synclinal. Sur les deux flancs du synclinal, ces fractures draineraient les cours d'eau vers le centre de la structure.

Une fois la carte linéamentaire est établie, on procède au traitement statistique par élaboration de diagrammes.

Deux méthodes sont envisageables :

- Rosaces des fréquences cumulées des linéaments par classes de 10° ;
- Rosaces des longueurs cumulées des linéaments par classes de 10°.

IV.3.3.2. Directions des linéaments

L'échelle des photo-aériennes fait bien apparaître les trois directions identifiées à partir des relevés de fracturation sur affleurement. Sur la rosace des fréquences globales, les mêmes orientations préférentielles se présentent aussi dans le même ordre d'importance : un maximum orienté E-W, puis dans un deuxième ordre vient la direction NW-SE. La direction NE-SW est faiblement représentée à cette échelle (figure IV.14).

La rosace des fréquences du flanc NW donne une dispersion plus large autour de l'orientation E-W focalisée sur la direction N90E. La direction N150E (NE-SW) est plus exprimée sur le flanc NW. L'orientation NE-SW (N30E) reste toujours de moindre importance (figure IV.14).

La rosace des fréquences du flanc SE est relativement simple, on remarque un pic du premier ordre orienté N80E, un pic du deuxième ordre orienté N150E. Tandis que la direction N30E n'est représentée que par un pic de faible ampleur (figure IV.14).

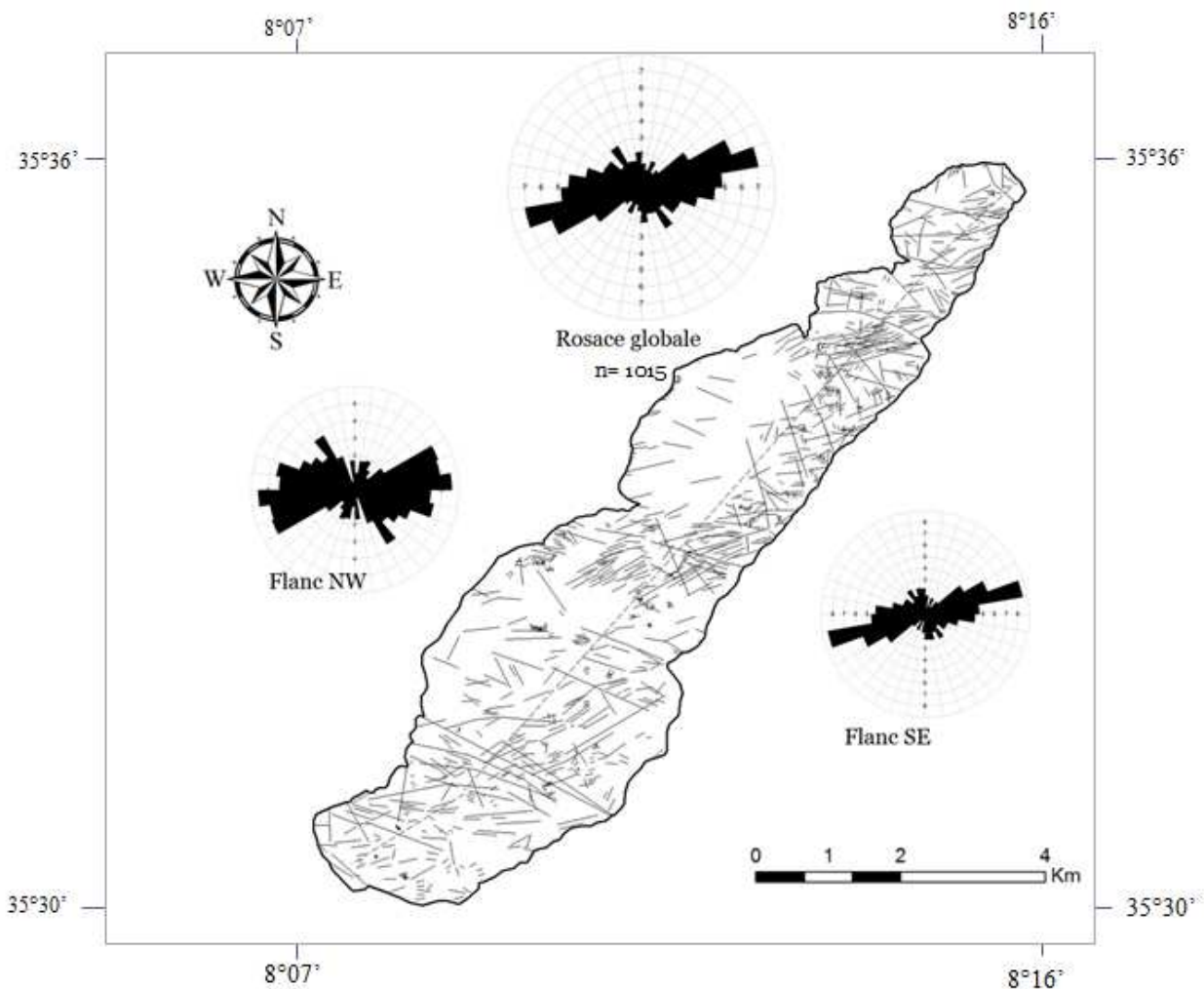


Figure IV.14. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.

A cette échelle très peu d'études ont été consacrées à l'analyse de la fracturation des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr. En notre connaissance, la seule carte de linéaments du massif (figure IV.15) est celle présentée par Benabbas (2006).

L'analyse linéamentaire au niveau du Djebel Dyr montre un nombre important de linéaments traversant les calcaires éocènes de ce Djebel (figure IV.15). On y retrouve essentiellement les accidents de direction NW-SE, E-W, NE-SW et N-S (Benabbas, 2006).

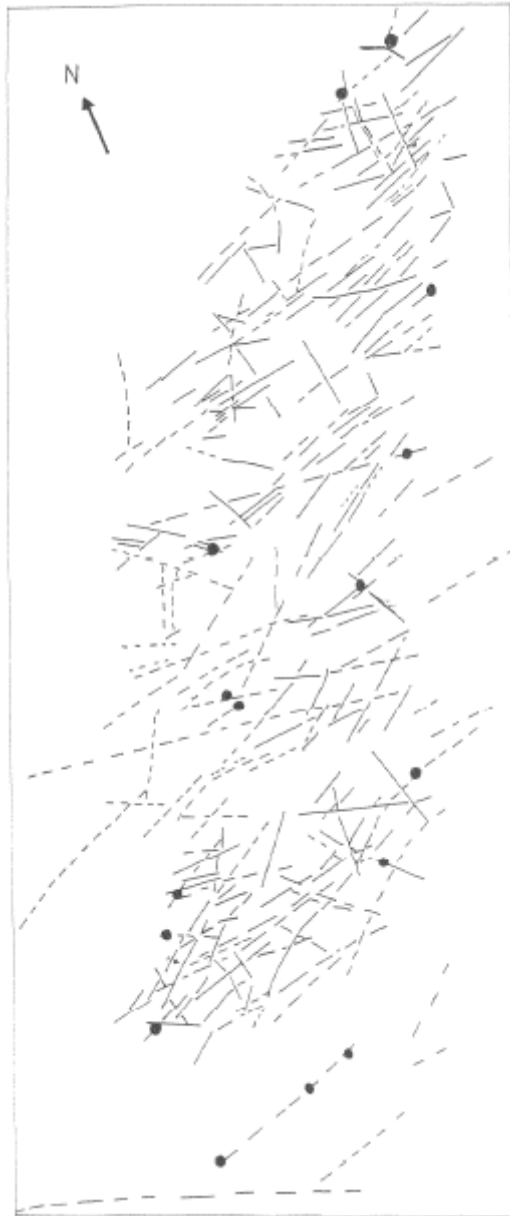


Figure IV.15. Carte des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes (Benabbas, 2006).

IV.3.3.3. Longueurs des linéaments

Sur la rosace globale des longueurs cumulées, les linéaments de direction N80E (famille d1) sont les plus longs, les autres directions N150E et N30E (famille d2 et d3 respectivement) représentent des linéaments relativement moins longs (figure IV.16).

Au flanc NW (figure IV.16), les linéaments les plus longs sont de direction N100E (famille d1), puis dans un deuxième ordre on retrouve les linéaments de direction N160E (famille d2). La direction N20E est très peu exprimée (famille d3).

Pour le flanc SE, les linéaments appartenant à la direction N80E (famille d1) sont toujours les plus longs. Les linéaments de familles d2 et d3 sont moins exprimées en termes de longueur (figure IV.16).

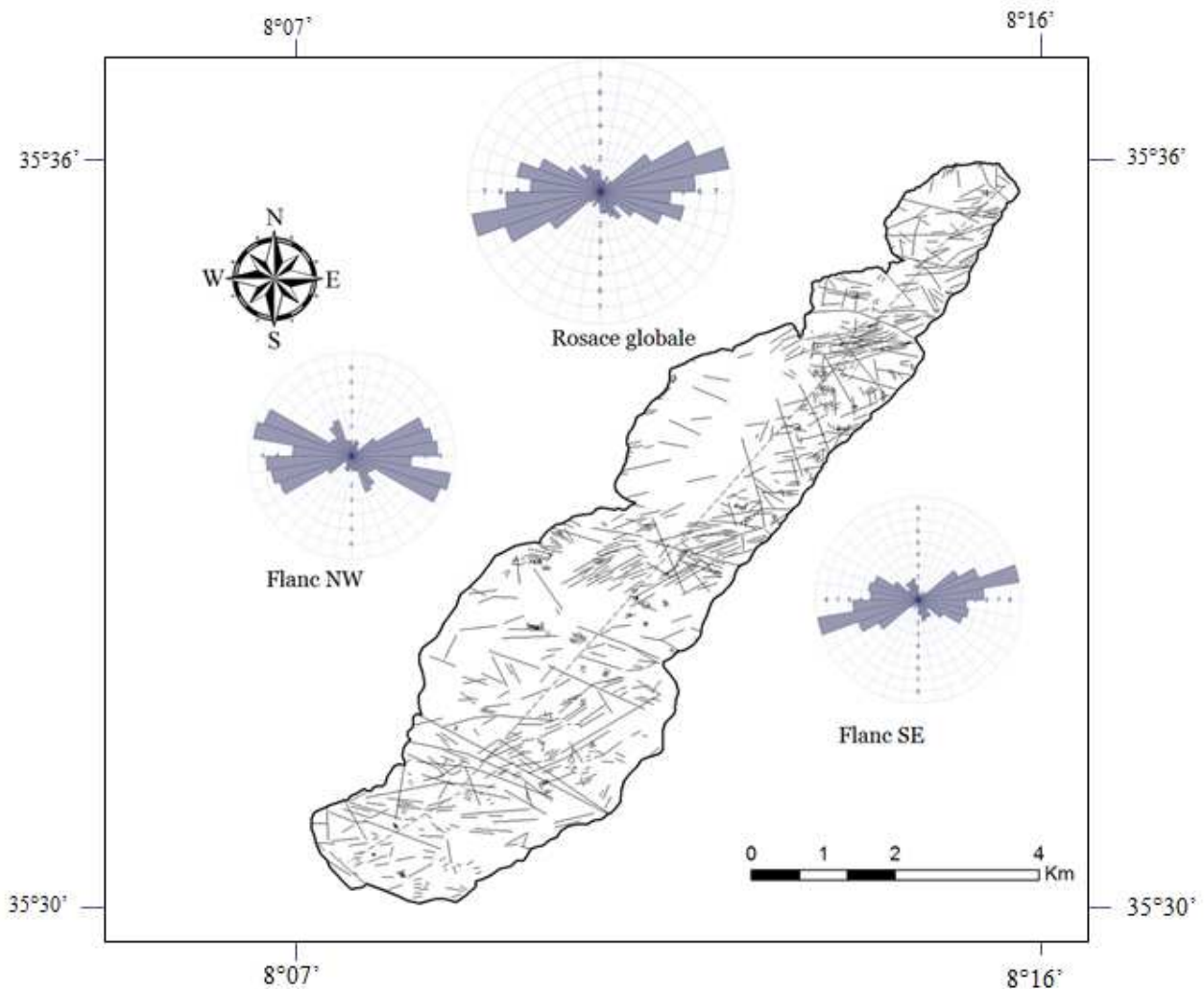


Figure IV.16. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.

IV.3.3.4. Analyse statistique des linéaments

Le dénombrement et le tracé des trames de fracturations sont rassemblés dans le tableau (Tableau IV.4) et la courbe (Figure IV.17), qui représentent le nombre de fractures et leurs longueurs correspondantes classées par intervalles de 10° . n = nombre de fractures selon l'orientation (intervalle de 10°) ; $n\%$ = valeur précédente prise par rapport au nombre total de linéaments ; L = longueur des fractures selon leur orientation (intervalle de 10°) ; $L\%$ = valeur précédente prise par rapport à la somme des longueurs des fractures. $m = L/n$: longueur moyenne des fractures en fonction des intervalles d'orientation.

Le diagramme n% montre que le système des fractures orienté N80E est largement dominant. Deux autres directions se distinguent également de ce diagramme : N150E et N30E.

Le diagramme L% présente pratiquement la même allure que le précédent avec trois pics privilégiés N80E, N150E et N30E.

On distingue donc que les linéaments majeurs ont les longueurs les plus importantes.

Tableau IV.4. Etude statistique des linéaments du Djebel Dyr extraits des photo-aériennes.

Direction	Nombre (n)	Longueur (m)	n(%)	L(%)	m=L/n
[0°-9°[21	286364	2,07	1,31	0,63
[10°-19°[19	253965	1,87	1,16	0,62
[20°-29°[36	419696	3,55	1,91	0,54
[30°-39°[19	216392	1,87	0,99	0,53
[40°-49°[28	366119	2,76	1,67	0,61
[50°-59°[62	1259736	6,11	5,74	0,94
[60°-69°[114	2875685	11,23	13,11	1,17
[70°-79°[144	3466103	14,19	15,80	1,11
[80°-89°[105	2638565	10,34	12,03	1,16
[90°-99°[88	1834817	8,67	8,36	0,96
[100°-109°[68	2236130	6,70	10,19	1,52
[110°-119°[52	1763427	5,12	8,04	1,57
[120°-129°[49	1007880	4,83	4,59	0,95
[130°-139°[32	548565	3,15	2,50	0,79
[140°-149°[57	806896	5,62	3,68	0,66
[150°-159°[36	749396	3,55	3,42	0,96
[160°-169°[34	589005	3,35	2,69	0,80
[170°-180°]	51	616569	5,02	2,81	0,56
Total	1015	21935309	100,00	100,00	16,08

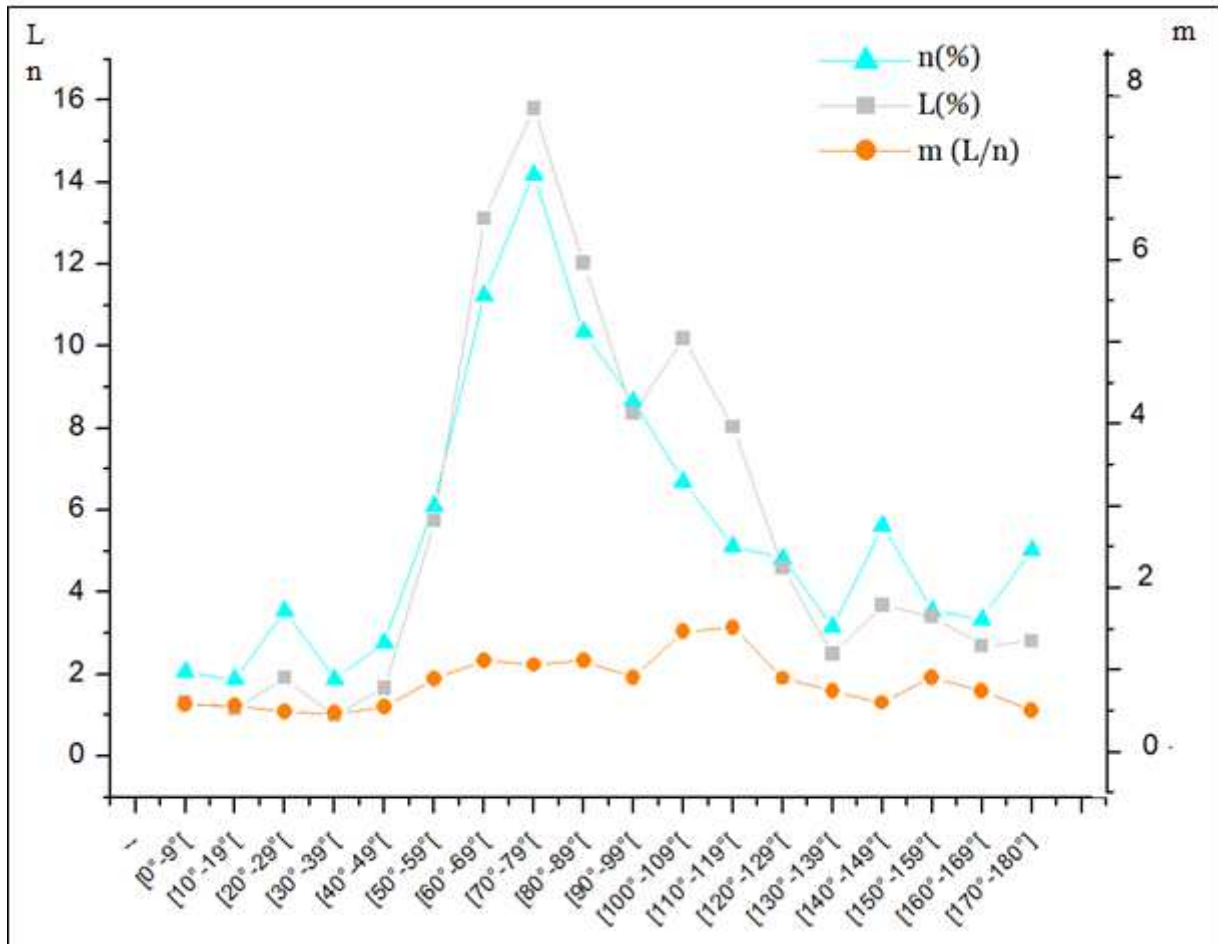


Figure IV.17. Etude statistique des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.

IV.3.3.5. Densité de fracturation

A l'issue de la carte linéamentaire faite à partir des photo-aériennes, une carte de densité de linéaments a été établie par la méthode de densité de noyau (Kernel density).

La méthode de la densité de noyau vise à calculer le nombre d'éléments linéaires (linéaments) par unité de surface en utilisant une fonction mathématique (Silverman, 1986).

Sur chaque ligne on délimite une zone de rayon « r » pour laquelle la valeur de la densité est plus grande sur la ligne et diminue à mesure que l'on s'éloigne de la ligne, pour atteindre zéro à la distance du rayon donné (figure IV.18.a).

A l'intersection de deux lignes ou plusieurs, la densité au niveau de l'intersection est calculée en additionnant les valeurs de toutes les densités individuelles (figure IV.18.b).

On a pu obtenir une carte qui illustre des plages de densités de linéaments. On observe que les zones les plus densément fracturés se retrouvent aux alentours des grands accidents tectoniques qui traversent le massif (figure IV.19).

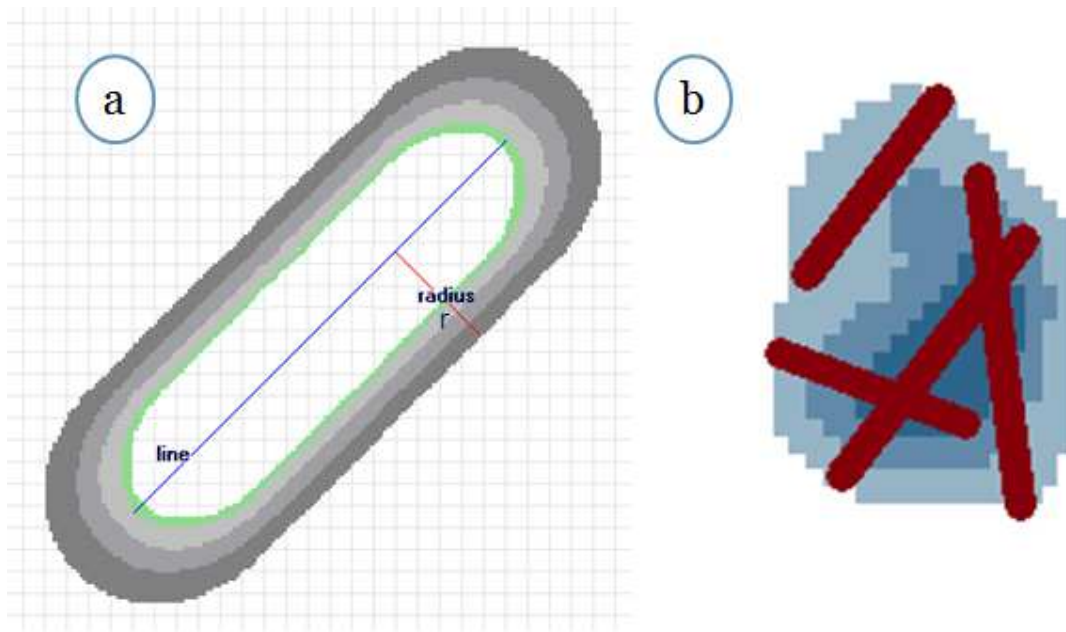


Figure IV.18. Méthode de la densité du noyau (Silverman, 1986)

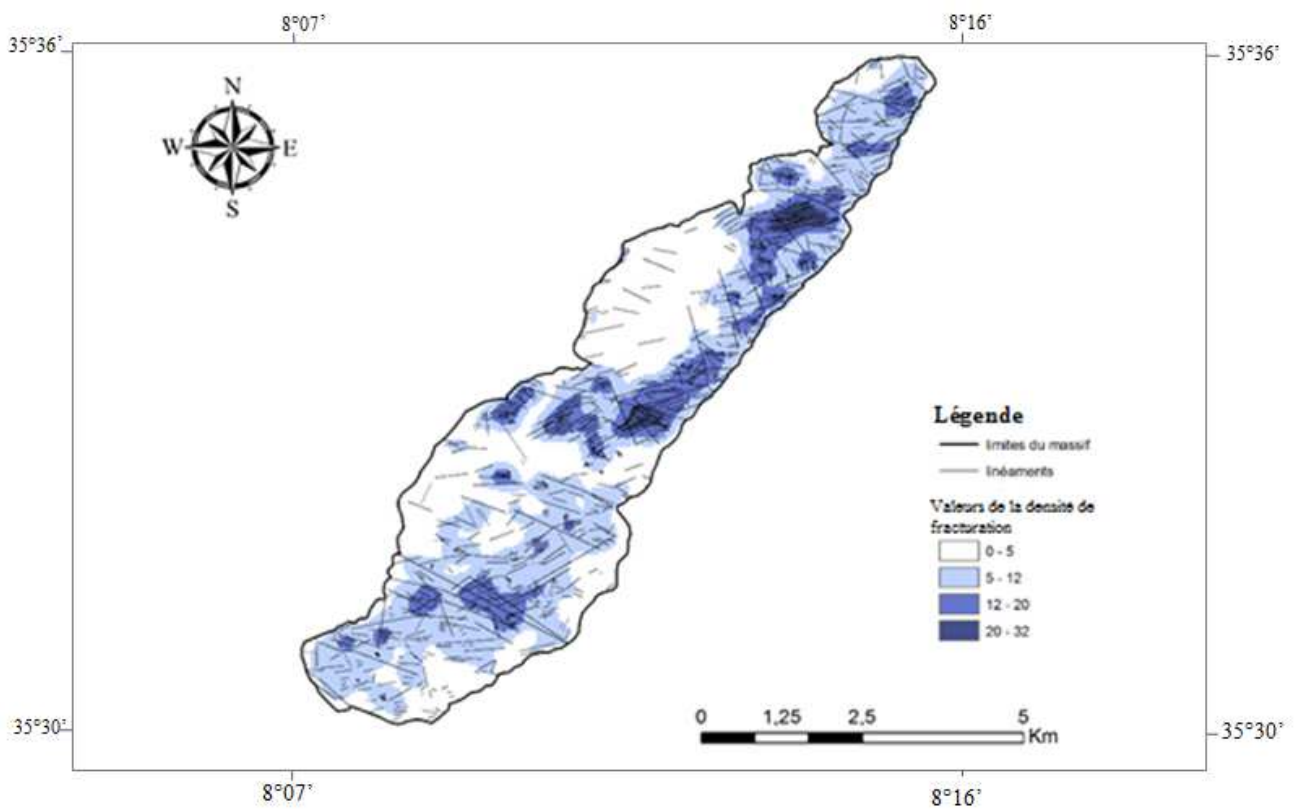


Figure IV.19. Carte de densité du synclinal du Dyr établie à partir des photo-aériennes.

IV.3.4. Analyse de la fracturation à partir des images satellitaires

IV.3.4.1. Approche globale

En raison de la complexité des structures et des variations en longueurs des linéaments, il est important d'utiliser des méthodes particulières pour la cartographie des linéaments. C'est pourquoi on a fait recours aux images satellitaires (Google Earth et scènes Landsat).

Cette analyse s'appuie essentiellement sur la cartographie des linéaments, l'établissement de rosaces de directions et de rosaces de longueurs ainsi que le traitement statistique des linéaments.

IV.3.4.2. Analyse de la fracturation à partir des images Google Earth

IV.3.4.2.1. Directions des linéaments

La rosace globale des linéaments prélevés à partir des images Google Earth donne des précisions à la fois, sur les données de terrain et les données de photo-aériennes.

Sur la rosace globale on note que la direction dominante est toujours la d1 (EW) avec deux pics privilégiés, la N80E et la N100E. La direction d2 (NW-SE) focalisée sur la N160E. Puis la direction d3 (NNE-SSW), focalisée sur la N10E et est toujours de faible fréquence (figure IV.20).

Sur le flanc NW on observe pratiquement les mêmes directions que celles de la rosace globale, cependant avec un pic plus accentué dans la direction N100°E (figure IV.20).

Au flanc SE, la direction d1 montre un pic privilégié orienté N80E, la direction N100°E diminue de fréquence. La direction d2 est focalisée sur la N150°E. On observe toujours que la direction NNE-SSW est faible en fréquence (figure IV.20).

IV.3.4.2.2. Longueurs des linéaments

Sur la rosace globale des longueurs cumulées, on fait ressortir de directions majeures en termes de longueur : la direction N80E (famille d1) et la direction N150E (famille d2). A cette échelle la direction N30E (famille d1) n'apparaît que très faiblement (figure IV.21).

Au flanc NW, la direction N100E (famille d1) est fortement apparente, la direction N150E est du deuxième ordre (figure IV.21).

Au flanc SE (figure IV.21), les longueurs les plus importants se trouvent dans les directions N90E (famille d1) et N150E (famille d2).

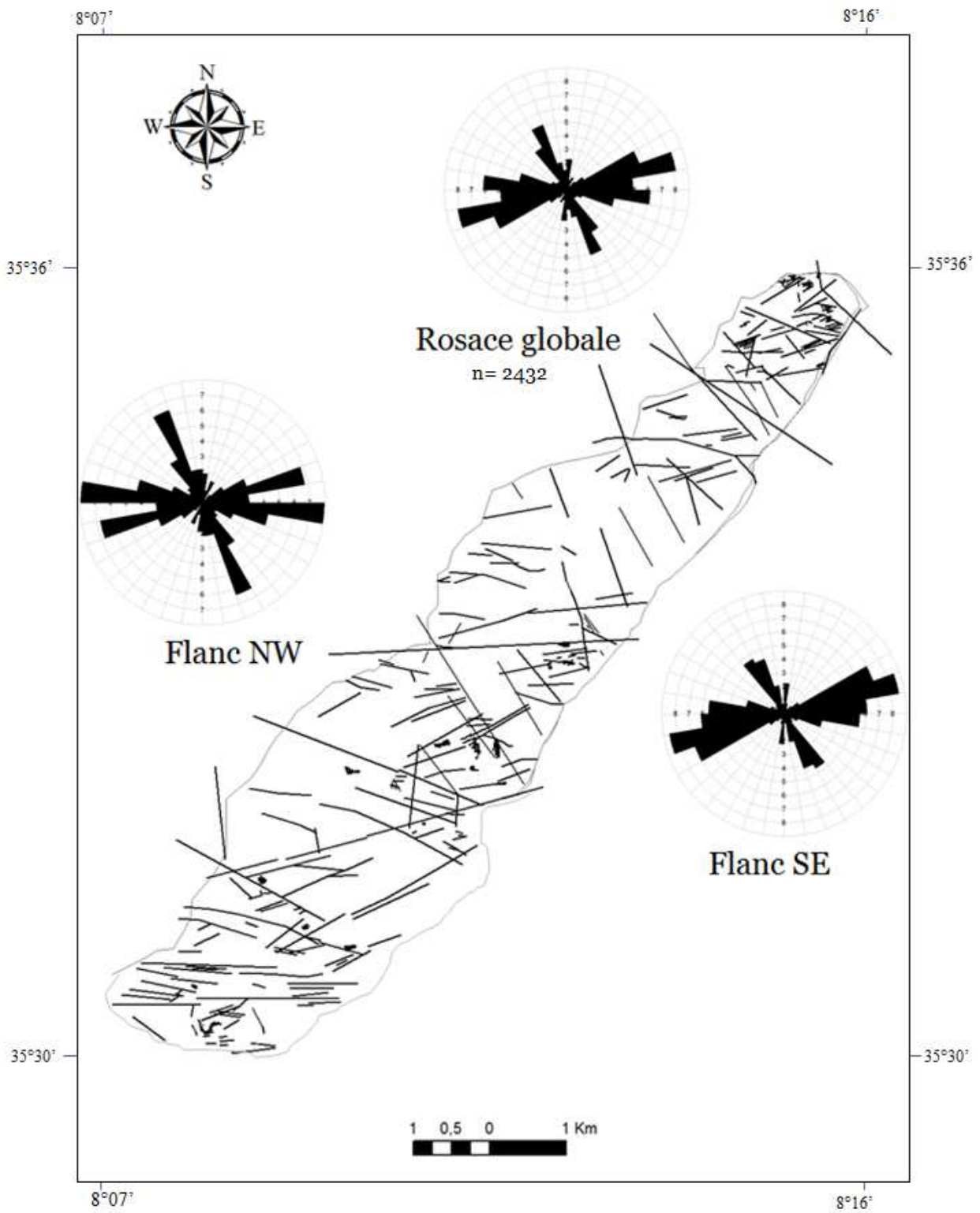


Figure IV.20. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du synclinal du Dyr établies à partir des images Google Earth.

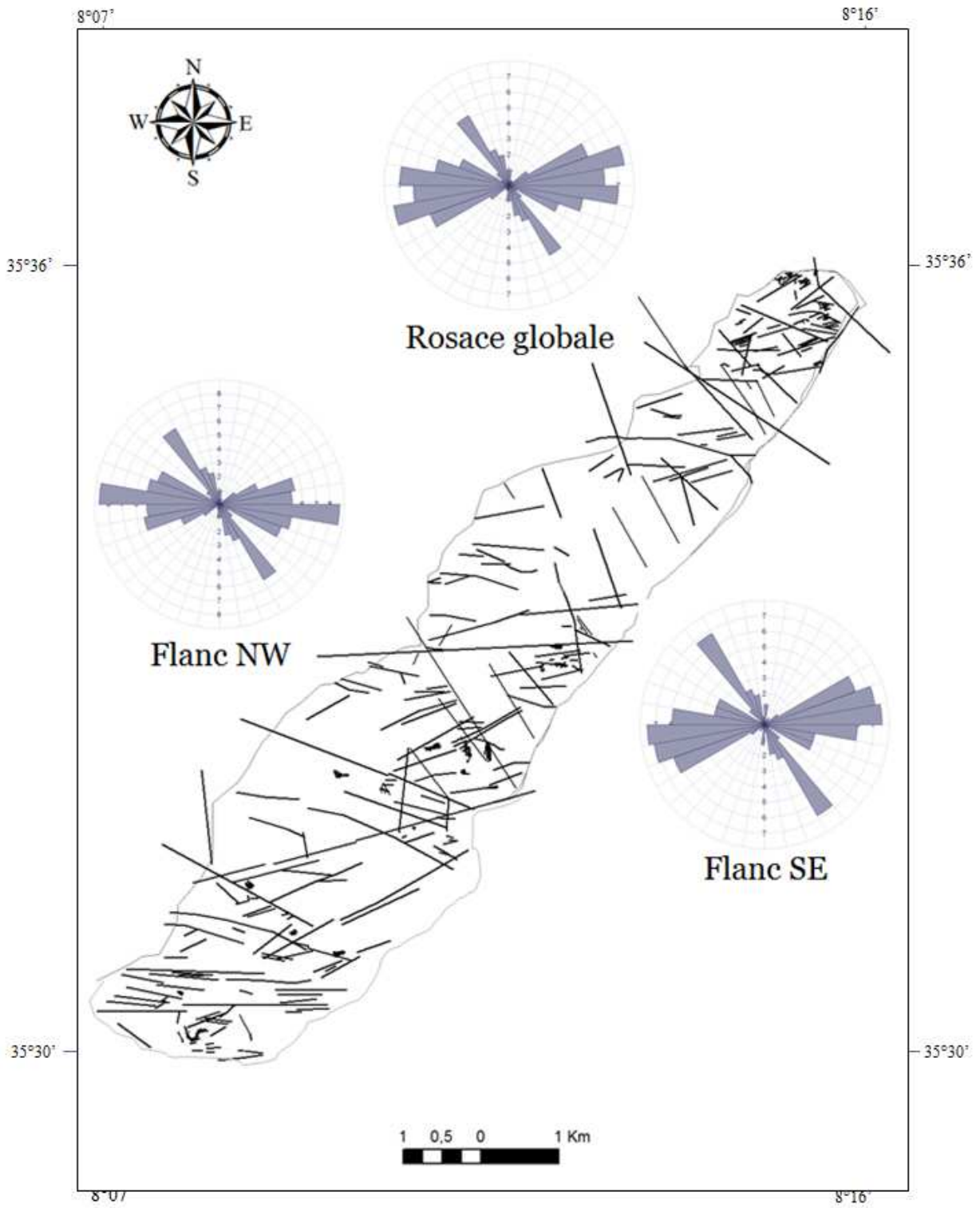


Figure IV.21. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du synclinal du Dyr établies à partir des images Google Earth.

IV.3.4.2.3. Analyse statistique des linéaments

La même procédure d'analyse statistique a été appliquée cette fois-ci avec les linéaments extraits à partir des images Google Earth et est illustrée dans le tableau (IV.5) et la figure (IV.22).

Du diagramme n% on déduit que le système de linéaments orientés N80E et N100E sont largement dominants. Deux autres directions se distinguent également de ce diagramme : N160E et N10E.

Le diagramme L% présente pratiquement la même allure que le précédent mais avec un pic plus accentué dans les directions N100E et N150E et moins accentué dans la direction N80E.

Tableau IV.5. Etude statistique des linéaments du Djebel Dyr extraits des images Google Earth.

Direction	Nombre (n)	Longueur (m)	n(%)	L(%)	m=L/n
[0°-9°[74	16608	3,04	1,81	0,59
[10°-19°[40	6501	1,64	0,71	0,43
[20°-29°[47	5336	1,93	0,58	0,30
[30°-39°[21	8367	0,86	0,91	1,06
[40°-49°[39	2873	1,60	0,31	0,20
[50°-59°[65	21988	2,67	2,40	0,90
[60°-69°[276	97701	11,35	10,65	0,94
[70°-79°[393	134215	16,16	14,63	0,91
[80°-89°[234	103806	9,62	11,31	1,18
[90°-99°[310	145390	12,75	15,84	1,24
[100°-109°[154	83446	6,33	9,09	1,44
[110°-119°[76	67093	3,13	7,31	2,34
[120°-129°[42	9802	1,73	1,07	0,62
[130°-139°[40	18883	1,64	2,06	1,25
[140°-149°[165	87381	6,78	9,52	1,40
[150°-159°[246	52939	10,12	5,77	0,57
[160°-169°[112	36808	4,61	4,01	0,87
[170°-180°]	98	18549	4,03	2,02	0,50
Total	2432	917687	100,00	100,00	16,73

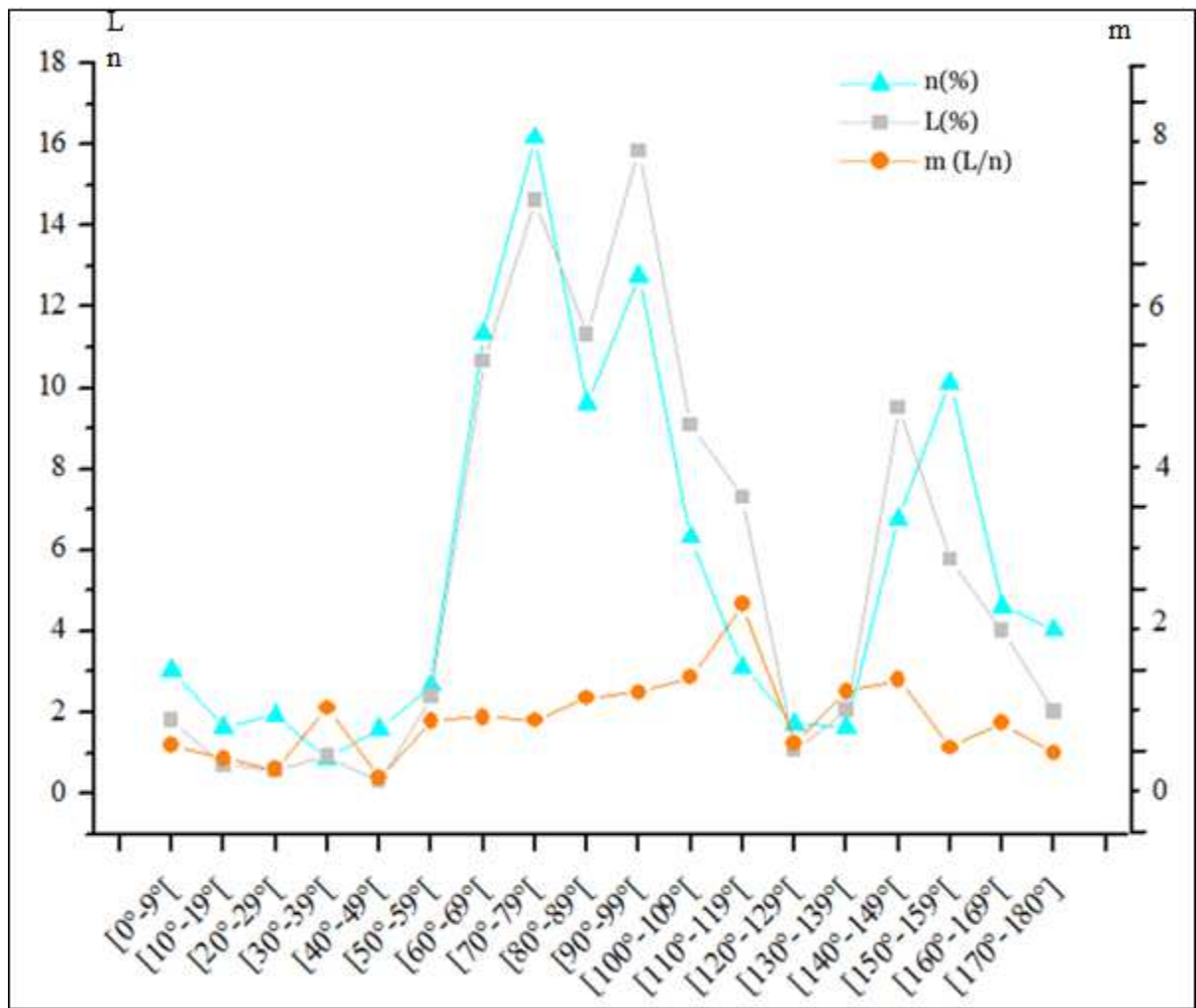


Figure IV.22. Etude statistique des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des images Google Earth.

IV.3.4.3. Analyse des linéaments à partir des scènes Landsat

IV.3.4.3.1. Directions des linéaments

La rosace globale des directions établie à partir de la scène Landsat montre que la famille d2 (NW-SE) est largement dominante. Elle fait ressortir deux pics privilégiés orientés respectivement N150E à N160E et N120E. La famille d1 (N80E) est faiblement représentée à cette échelle. D'autres familles non systématiques apparaissent à cette échelle à savoir la direction N50E (figure IV.23).

IV.3.4.3.2. Longueurs des linéaments

Sur la rosace globale des longueurs cumulées des linéaments, on relève un pic privilégié orienté N150E, et un pic orienté N80E (figure IV.23).

Les linéaments de direction N50E présente à cette échelle d'observation des longueurs considérables (figure IV.24).

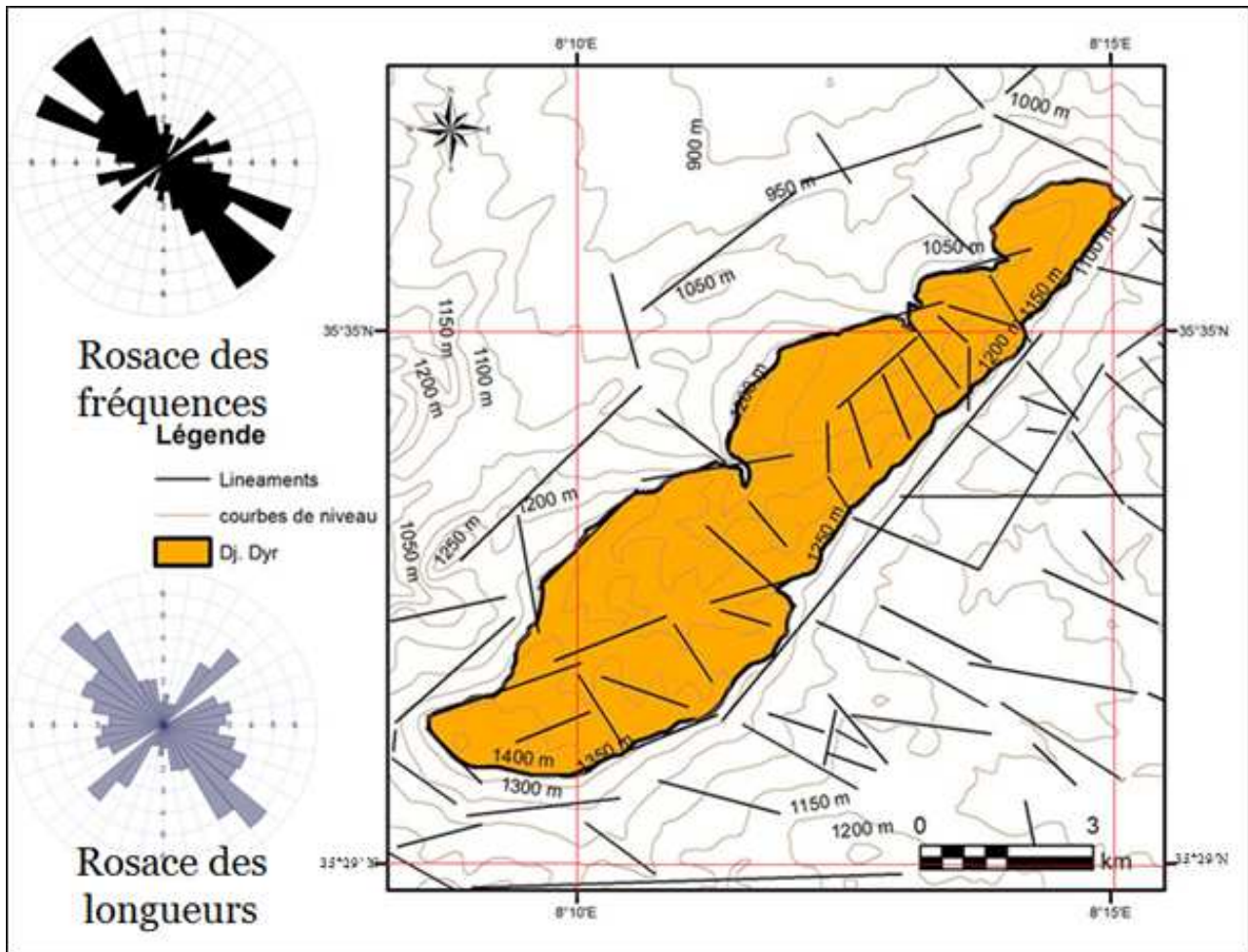


Figure IV.23. Rosaces des fréquences directionnelles et longueurs cumulées des linéaments du synclinal du Dyr établies à partir des scènes Landsat.

IV.3.4.3.3. Analyse statistique des linéaments

De l'analyse statistique des linéaments établie à partir de la scène Landsat il en ressort les points suivants (tableau IV.6, figure IV.24) :

Le diagramme n% montre que le système des fractures orienté N150E est largement dominant. Deux autres directions se distinguent également de ce diagramme : N80E et N50E.

Le diagramme L% présente pratiquement la même allure que le précédent mais avec un pic moins accentué dans la direction N150E et plus accentué dans la direction N50E.

Tableau IV.6. Etude statistique des linéaments du Djebel Dyr extraits des scènes Landsat.

Directions (°)	nombre	Longueurs (m)	Nombre n(%)	Longueurs L(%)	moyenne m(L/n)
[0°-9°[4	5504	3,54	2,81	0,79
[10°-19°[3	3696	2,65	1,88	0,71
[20°-29°[1	3977	1,77	2,03	1,15
[30°-39°[2	10693	1,77	5,45	3,08
[40°-49°[8	19998	7,08	10,20	1,44
[50°-59°[0	0	0,00	0,00	0,00
[60°-69°[5	10384	4,42	5,29	1,20
[70°-79°[7	12361	6,19	6,30	1,02
[80°-89°[3	11138	2,65	5,68	2,14
[90°-99°[3	7355	2,65	3,75	1,41
[100°-109°[9	15447	7,96	7,88	0,99
[110°-119°[11	11731	9,73	5,98	0,61
[120°-129°[11	19089	9,73	9,73	1,00
[130°-139°[14	22774	12,39	11,61	0,94
[140°-149°[15	19411	13,27	9,90	0,75
[150°-159°[8	9090	7,08	4,63	0,65
[160°-169°[6	9431	5,31	4,81	0,91
[170°-180°]	3	4045	2,65	2,06	0,78
Total	113	196124	100	100,00	19,56

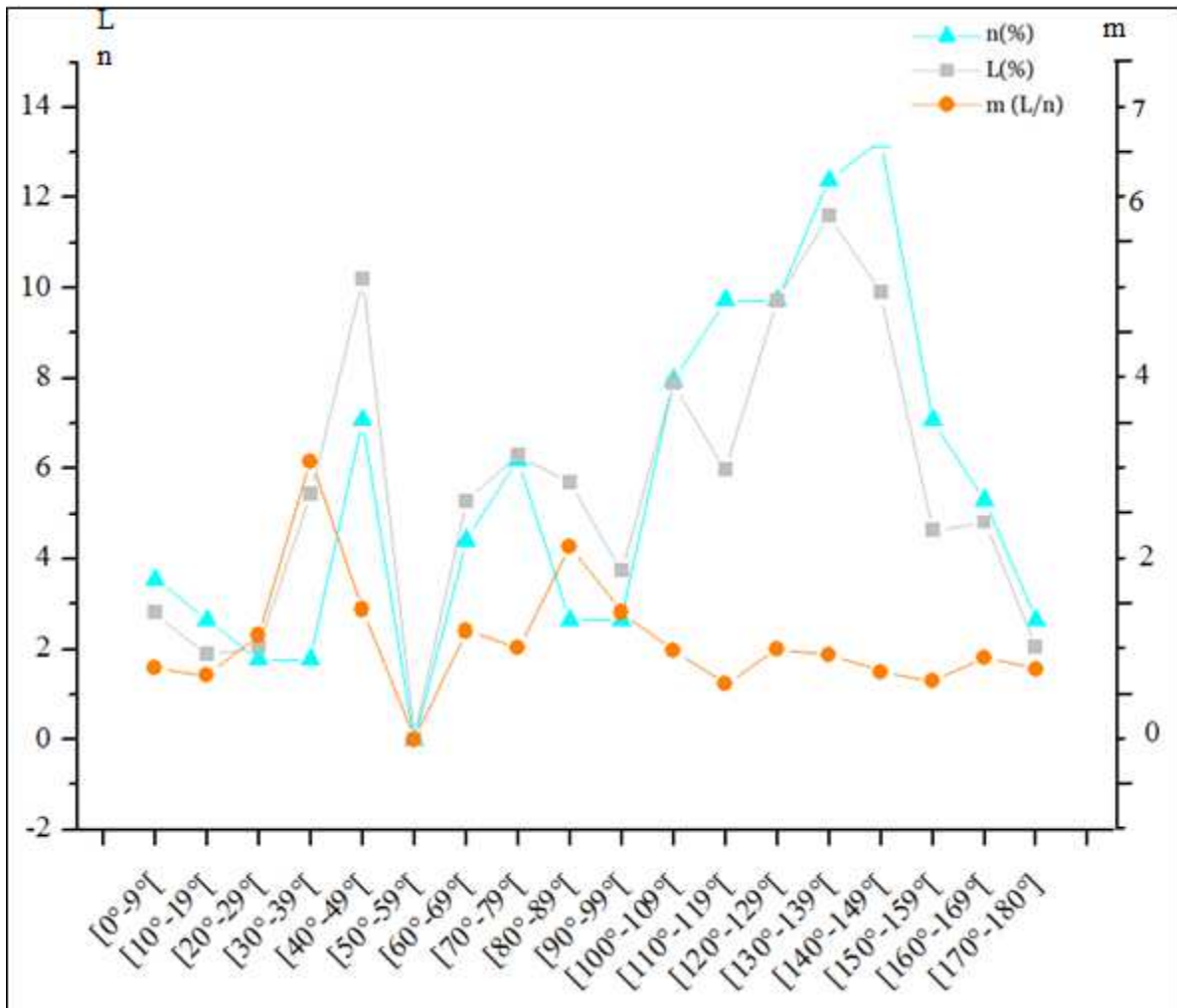


Figure IV.24. Etude statistique des linéaments du synclinal du Dyr établie à partir des images scènes Landsat.

IV.3.5. Analyse de la fracturation à partir de la carte géologique 1/50.000

A partir de la carte géologique de Morsott 1/50 000 (Bles et Fleury, 1970) on a pu établir une rosace globales des directions de failles, sur laquelle on a pu interpréter une direction majeure orientée N80E (famille d1). La direction N150E (famille d2) est très peu exprimée (figure IV.25).

Sur la rosace globale des longueurs cumulées des failles, on distingue que la famille d1 est largement dominante en termes de longueurs, il en ressort deux pics privilégiées : la direction N80E et N120E. La direction N150E (famille d2) est faiblement représentée (figure IV.25).

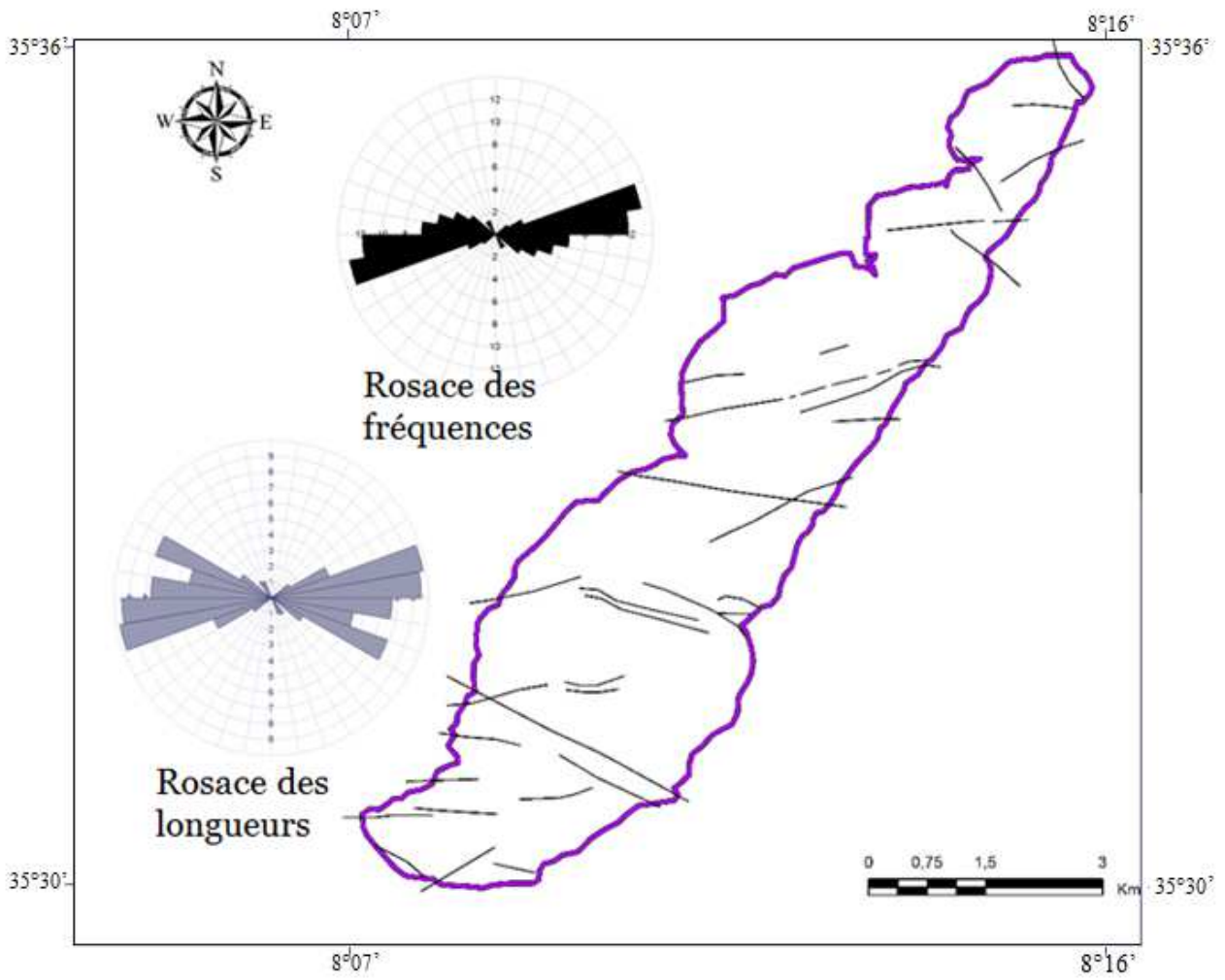


Figure IV.25. Rosaces des fréquences directionnelles et longueurs cumulées des failles du synclinal du Dyr établies à partir de la carte géologique 1/50.000.

IV.3.6. Conclusion

A partir de l'analyse de la fracturation qui a été menée sur le Djebel Dyr, on peut relever les points suivants :

Il existe trois directions de fractures :

- La famille « d1 » de direction proche E-W dont les orientations varient entre N80E et N110E. Notons toutefois que la direction majeure est orientée N80E

- La famille « d2 » de direction NW-SE dont les fractures présentent des orientations comprises entre N120E et N170E.

- La famille « d3 » de direction sensiblement sub-méridienne avec des orientations variant entre N10E et N30E et présentent des fréquences moins importantes.

Ces orientations se retrouvent à toutes les échelles. Cependant les proportions relatives à chaque orientation varient d'une échelle à une autre, aussi même d'un endroit à un autre.

IV.4. ANALYSE COMPARATIVE

IV.4.1. Approche globale

Cette comparaison a consisté à choisir deux sites présentant des similarités dans la géologie et disposent de données de fracturation disponibles et accessibles. Ces deux massifs qui font le prolongement de l'Atlas saharien au-delà de la frontière algéro-tunisienne se trouvent en Tunisie centrale, aux environs de la ville de Kairouan, notamment le Djebel Ousselat, et le Djebel Jébil.

Sur la base des travaux antérieurs sur ces deux massifs, nous avons repris le travail de Dubois (2008) et Boukadi et al. (2000), et nous l'avons complété par analyse des images satellitaires (Google Earth) afin d'en déduire une conclusion générale sur l'effet du changement d'échelle d'observation sur l'organisation de la fracturation.

IV.4.2. Aperçu géographique et géologique succinct

Les deux massifs étudiés (Djebel Ousselat et Djebel Jébil) sont situés à une vingtaine de kilomètres au NW de la ville de Kairouan (figure IV.26).

La zone d'étude fait partie de l'Atlas tunisien (figure IV.27), s'étend sur la moitié Nord du pays entre le chott Jérid au Sud et la Méditerranée au Nord et à l'Est. Son ossature est constituée essentiellement de plis NE-SW, et de nappes de glissement sur la bordure NW (Dubois, 2008).

L'Atlas tunisien résulte de plusieurs déformations superposées. Son architecture est gouvernée par des accidents du socle EW que les compressions atlasiques et alpines mobilisent en décrochements. L'Atlas tunisien a connu une période distensive pendant le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque. Ce contexte structural a généré une série de horsts et de grabens orientés NS sur la bordure de la marge tethysienne, (Bishop, 1988 in Dubois, 2008). La distension enregistrée est liée à l'ouverture de la Thétys maghrébine.



Figure IV.26. Situation géographique des sites de comparaison (image Google Earth).

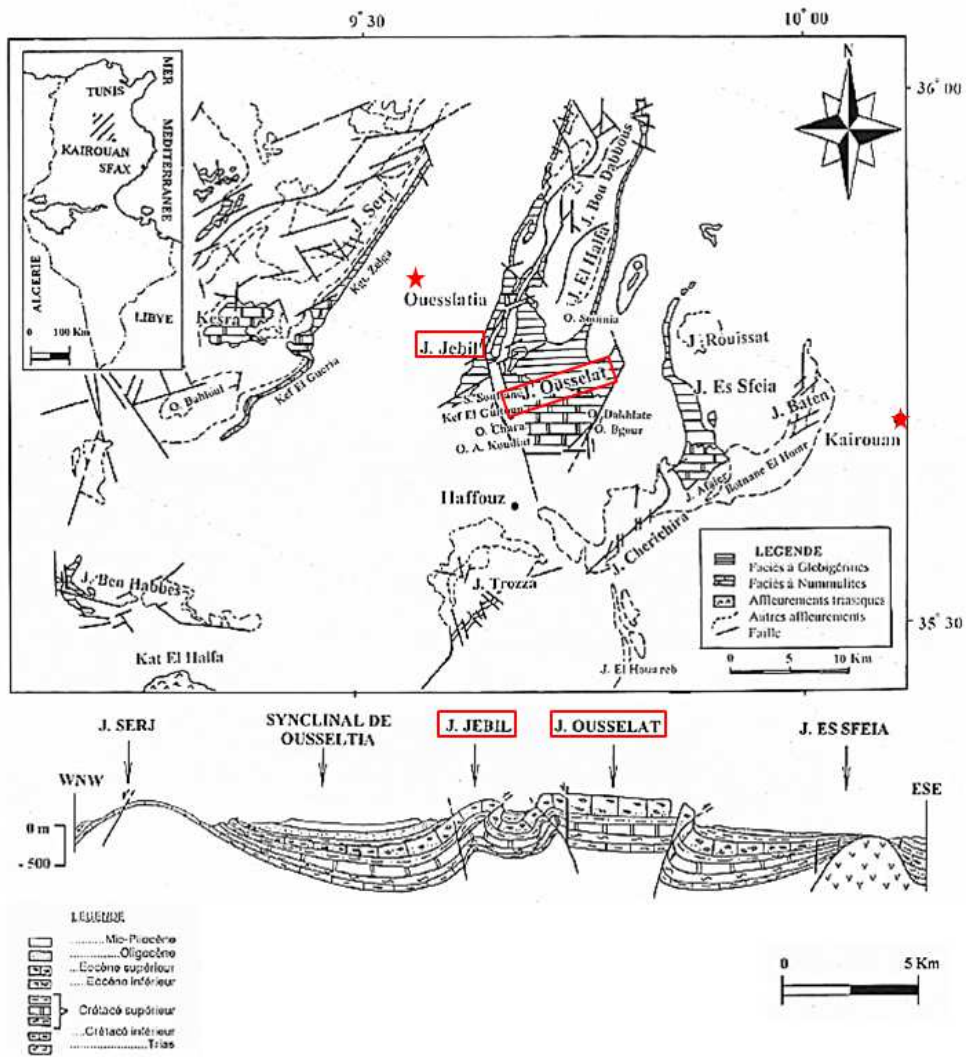


Figure IV.27. Cadre géologique des sites de comparaison (Bouakdi et al., 2000).

IV.4.3 Description générale du Djebel Ousselat

Le massif du Djebel Ousselat forme une unité morphostructurale dont la direction axiale passe progressivement d'une direction sub-méridienne à une direction N30° dans sa partie septentrionale. Le massif de Djebel Ousselat présente une structure de pli coffré dont le cœur est occupé par les calcaires yprésiens. Les pendages mesurés de part et d'autre de l'axe de la charnière ne dépassent guère les 10° forme une structure anticlinale coffrée dont la voûte est presque tabulaire (Boukadi et al. 2000).

Trois faciès caractérisent l'Yprésien de la structure d'Ousselat (Boukadi et al.2000) :

- au sud les calcaires à nummulites attribués à la formation d'El Gueria et qui sont équivalents aux calcaires du Dyr ;
- au nord les calcaires microcristallins à globigérines attribués à la formation Bou Dabbous;
- le passage entre les deux faciès s'effectue par l'intermédiaire des calcaires à nummulitoclastes, appelés faciès de transition.

IV.4.3.1. Analyse des linéaments à partir des photo-aériennes

Sur la base des travaux antérieures sur le Djebel Ousselat (Boukadi et al., 2000), dont l'étude a consisté à utiliser trois échelles de photo-aériennes, respectivement l'échelle 1/25 000, l'échelle 1/60 000 et l'échelle 1/80 000. Nous avons repris les cartes linéamentaires établies par ces auteurs, et nous avons établi des rosaces de fréquences ainsi que des rosaces de longueurs relatives aux linéaments.

IV.4.3.1.1. Photo-aériennes à échelle 1/25 000

a. Directions des linéaments

La rosace globale des fréquences de directions des linéaments prélevés sur le Djebel Ousselat à partir des photo-aériennes à l'échelle 1/25 000 montre la présence de trois familles de directions majeures (Fig.IV.28) :

- La famille « O1 » de direction NE-SW dont les orientations varient entre N30E et N50E.
- La famille « O2 » de direction E-W dont les fractures présentent des orientations comprises entre N80E et N100E.

- La famille « O3 » de direction NW-SE avec des orientations variant entre N120E et N130E.

En plus de ces trois familles, on note également des mesures d'orientations beaucoup plus discrètes n'appartenant pas aux trois familles distinguées.

La rosace des fréquences du flanc ouest (Figure IV.28) montre trois pics privilégiés, le premier de direction sensiblement NE-SW (famille O1) focalisé sur l'orientation N30E, le deuxième de direction NW-SE (famille O3) focalisé sur la direction N120E, la famille O2 n'est présentée que par un pic de faible ampleur.

La rosace des fréquences des fractures du flanc est (Figure IV.28) présente trois pics ; le premier orienté NE-SW (famille O1) focalisé sur la direction N30E, le deuxième orienté E-W (famille O2), le troisième orienté NW-SE (famille O3).

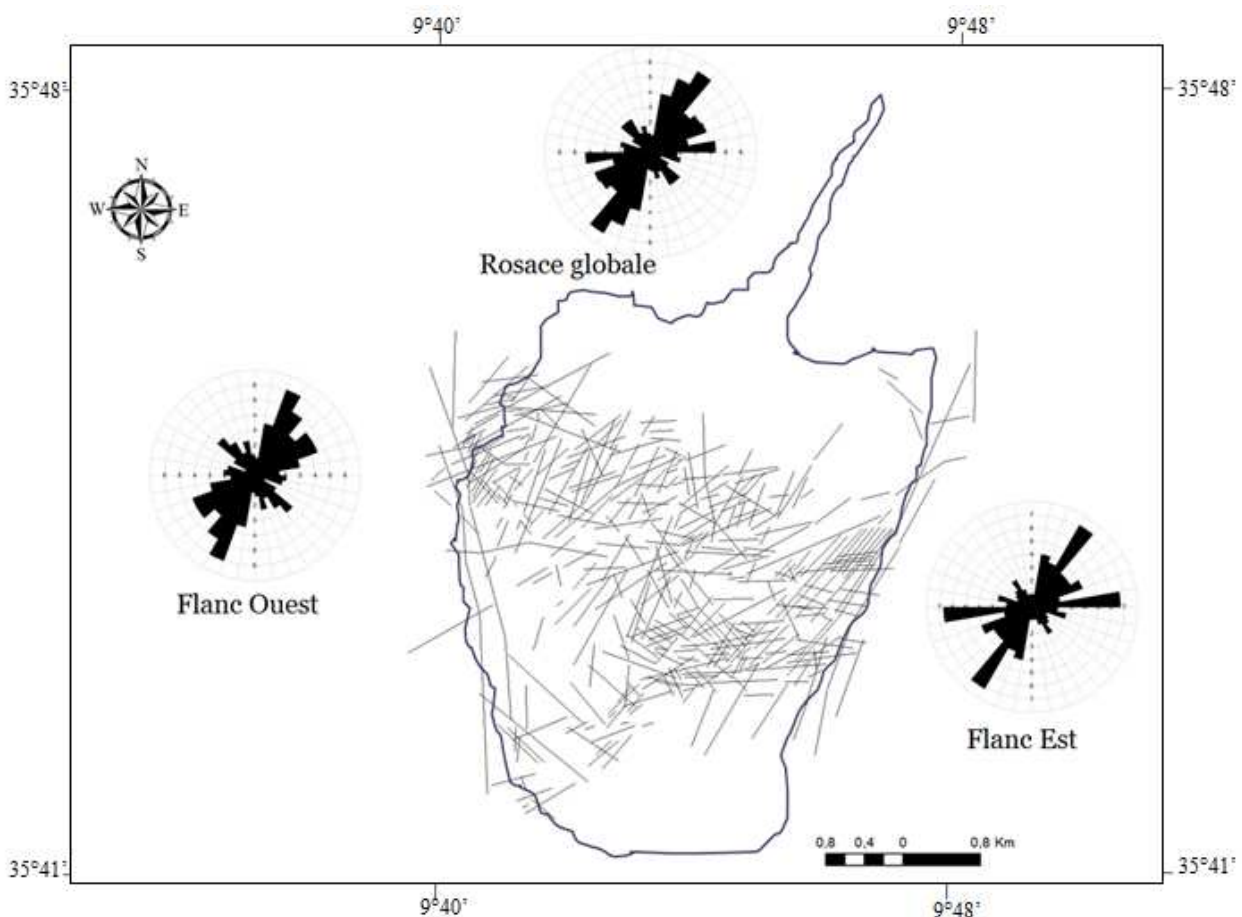


Figure IV.28. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/25.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).

b. Longueurs des linéaments

Sur la rosace globale des longueurs cumulées (figure IV.29), on fait ressortir trois directions majeures : la direction N30E (famille O1), la direction E-W (famille O2) puis la direction NW-SE (famille O3).

Au flanc ouest, les directions N30E et N50E (famille O1) sont fortement apparentes, la direction N130E (famille O3) apparaît en deuxième ordre, la direction E-W (famille O2) s'exprime très peu (figure IV.29).

Au flanc est (figure IV.29), les longueurs les plus importants se trouvent respectivement dans les directions N30E (famille O1) et E-W (famille O2).

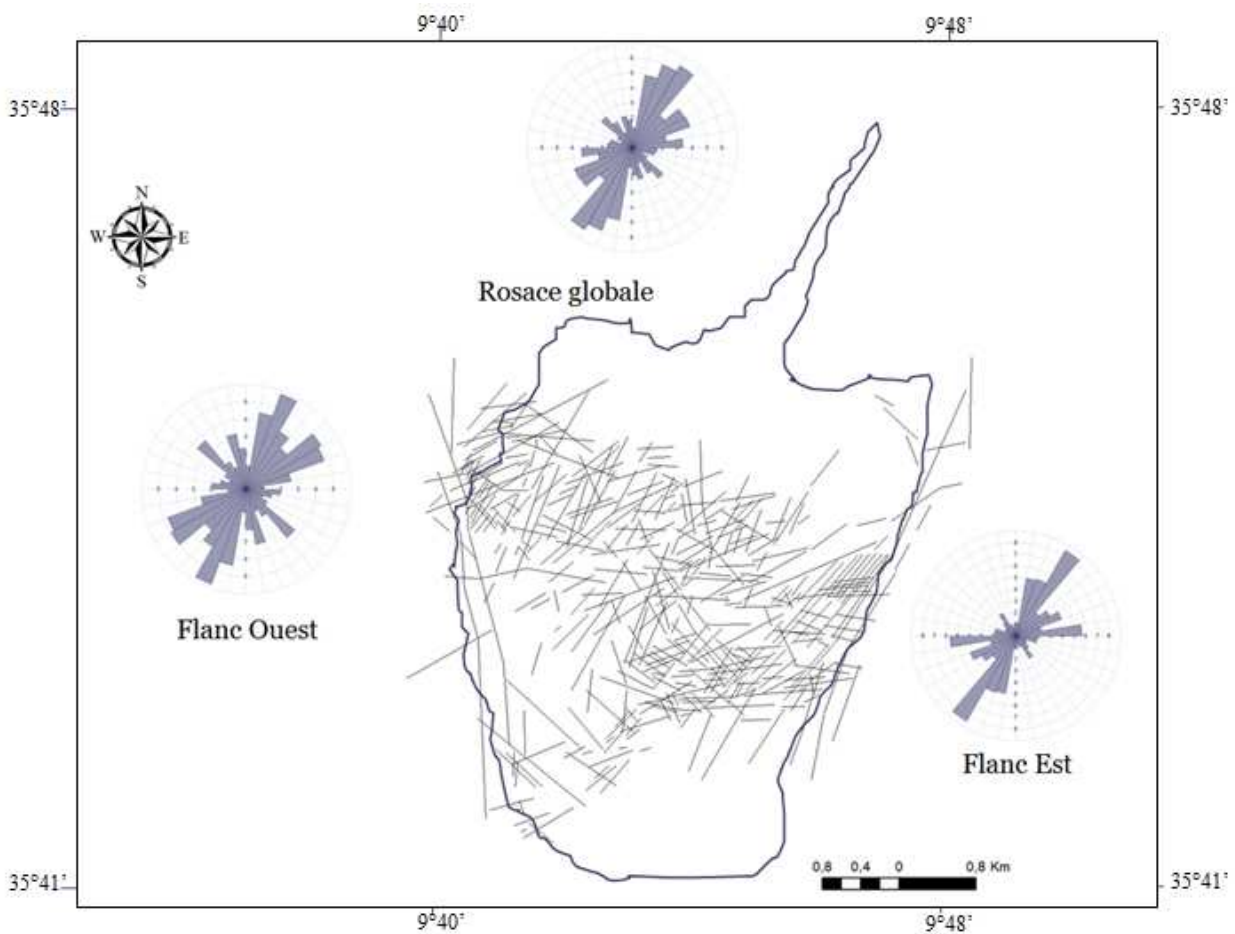


Figure IV.29. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/25.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).

IV.4.3.1.2. Photo-aériennes à échelle 1/60 000

a. Directions des linéaments

La rosace globale relative à cette échelle (figure IV.30) donne trois directions préférentielles qui se présentent dans l'ordre suivant, la direction NE-SW (famille O1) focalisée sur la N30E, la direction E-W (famille O2) et la direction NW-SE (famille O3)

Le flanc ouest présente les mêmes orientations préférentielles, sauf que pour la direction NE-SW (famille O1) on observe une dispersion autour de la direction principale qui varie entre N20E et N50E (figure IV.30).

La rosace des fréquences relative au flanc oriental se montre relativement simple, on remarque un pic du premier ordre orienté N30E, un pic du deuxième ordre orienté E-W. Tandis que la direction NW-SE n'est représentée que par un pic de faible ampleur (figure IV.30).

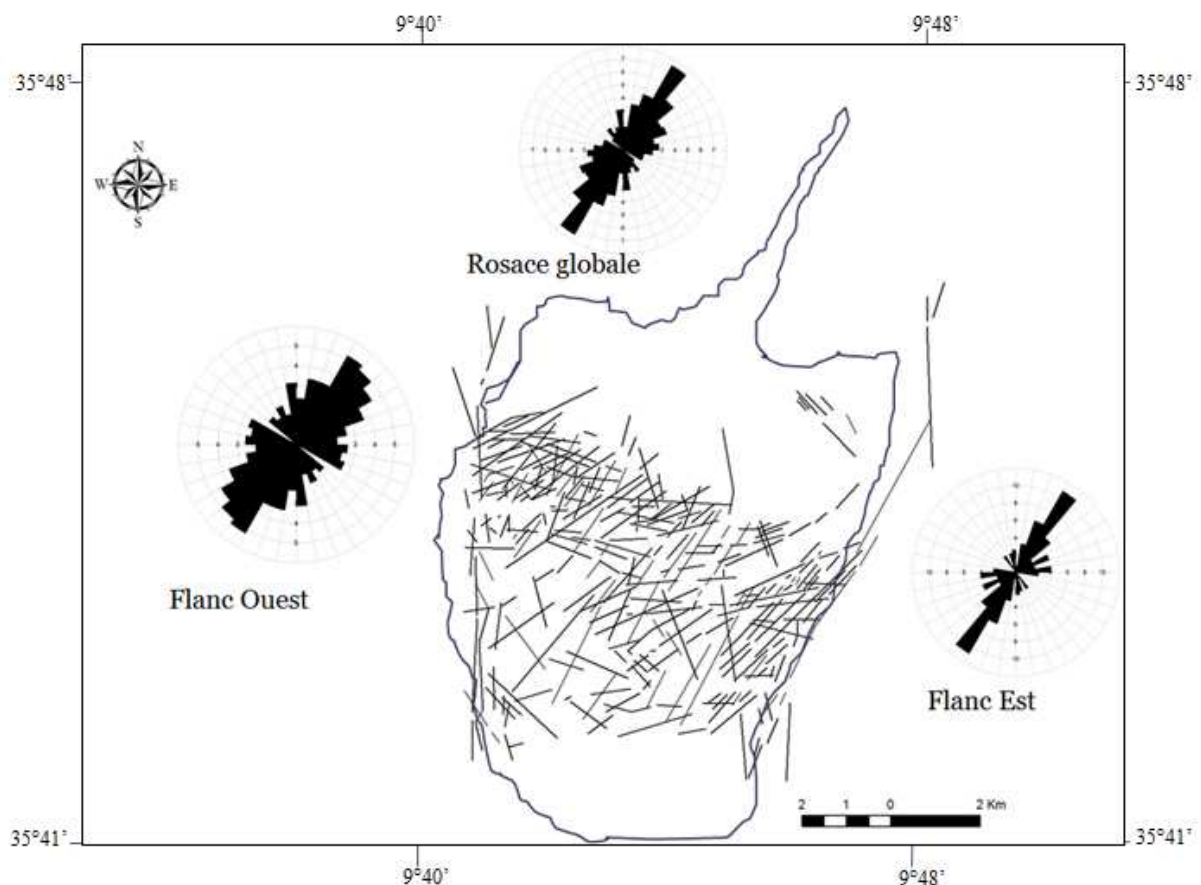


Figure IV. 30. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/60.000 (Boukadiet al., 2000 repris et modifié).

b. Longueurs des linéaments

Sur la rosace globale des longueurs cumulées, on observe que la direction dominante est toujours la N30E (famille O1), les directions E-W et NW-SE sont faiblement représentées. Notons toutefois l'existence d'un pic important dans la direction sub-méridienne et qui n'apparaît pas aux familles précédentes (figure IV.31).

Au flanc ouest, la direction N30E (famille O1) est fortement apparente, la direction N120E (famille O3) apparaît en deuxième ordre, la direction E-W (famille O2) s'exprime très peu (figure IV.31).

La rosace relative au flanc est (figure IV.31) permet de visualiser une dominance apparente de la direction N30E (famille O1).

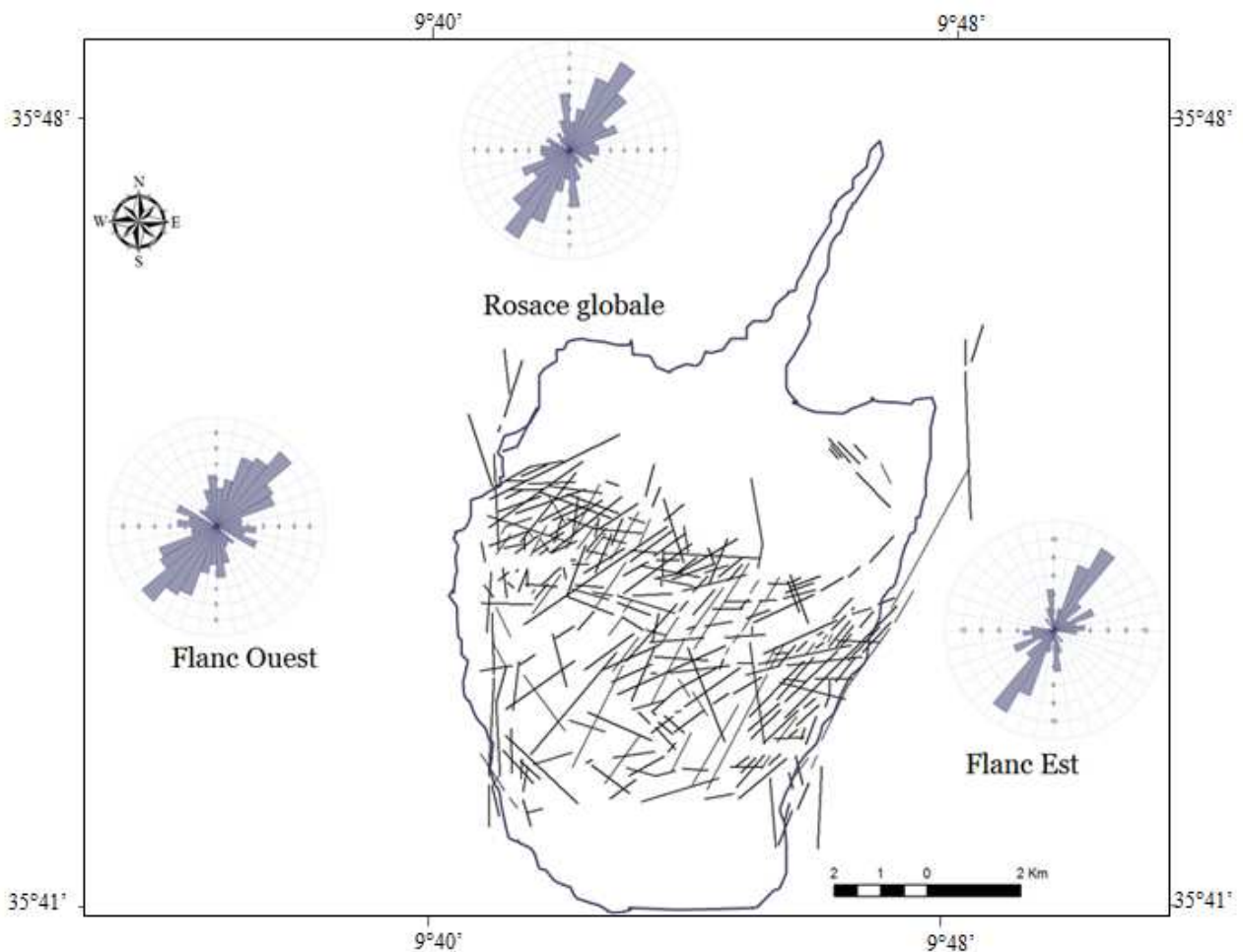


Figure IV.31. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/60.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).

IV.4.3.1.3. Photo-aériennes à échelle 1/80 000

a. Directions des linéaments

La rosace globale des directions montre les mêmes orientations préférentielles qui se présentent comme suit : un maximum orienté NE-SW, puis dans un deuxième ordre vient la direction NW-SE et la direction E-W (figure IV.32).

La rosace des fréquences du flanc ouest (figure IV.32) donne une dispersion plus large autour de l'orientation NE-SW (famille O1) focalisée sur la direction N40E. La direction N140E (famille O3) est plus exprimée sur le flanc ouest que celle orientée E-W (famille O2).

Sur le flanc est (figure IV.32), la rosace des directions montre un pic du premier ordre orienté N30E (famille O1), un pic du deuxième ordre orienté N150E (famille O2). Tandis que la direction E-W n'est représentée que par un pic de faible ampleur (famille O3).

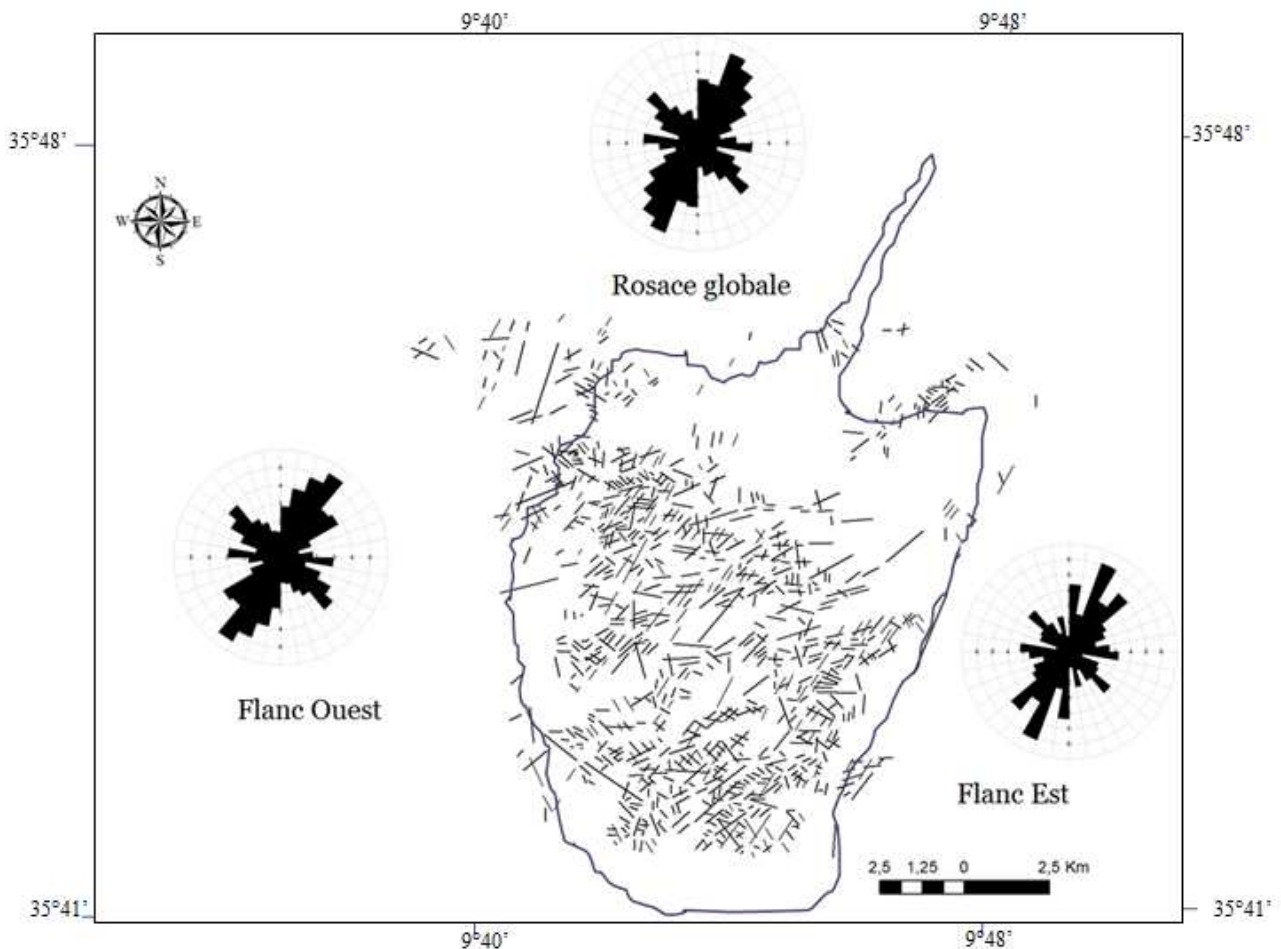


Figure IV.32. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/80.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).

b. Longueurs des linéaments

Sur la rosace globale des longueurs les linéaments les plus longs sont de direction N30E, les autres directions N150°E et E-w représentent des linéaments relativement moins longs (figure IV.33).

Au flanc ouest (figure IV.33) on observe pratiquement la même allure sauf pour la direction NE-SW (famille O1), elle donne un deuxième pic orienté N20E de la même ampleur que celui orienté N30E, les autres directions NW-SE et E-W sont relativement moins importants.

Au flanc est (figure IV.33), la rosace des longueurs cumulées est beaucoup plus simple que celle du flanc ouest. Elle montre nettement les trois familles majeures qui sont respectivement la NE-SW, la E-W et la NW-SE.

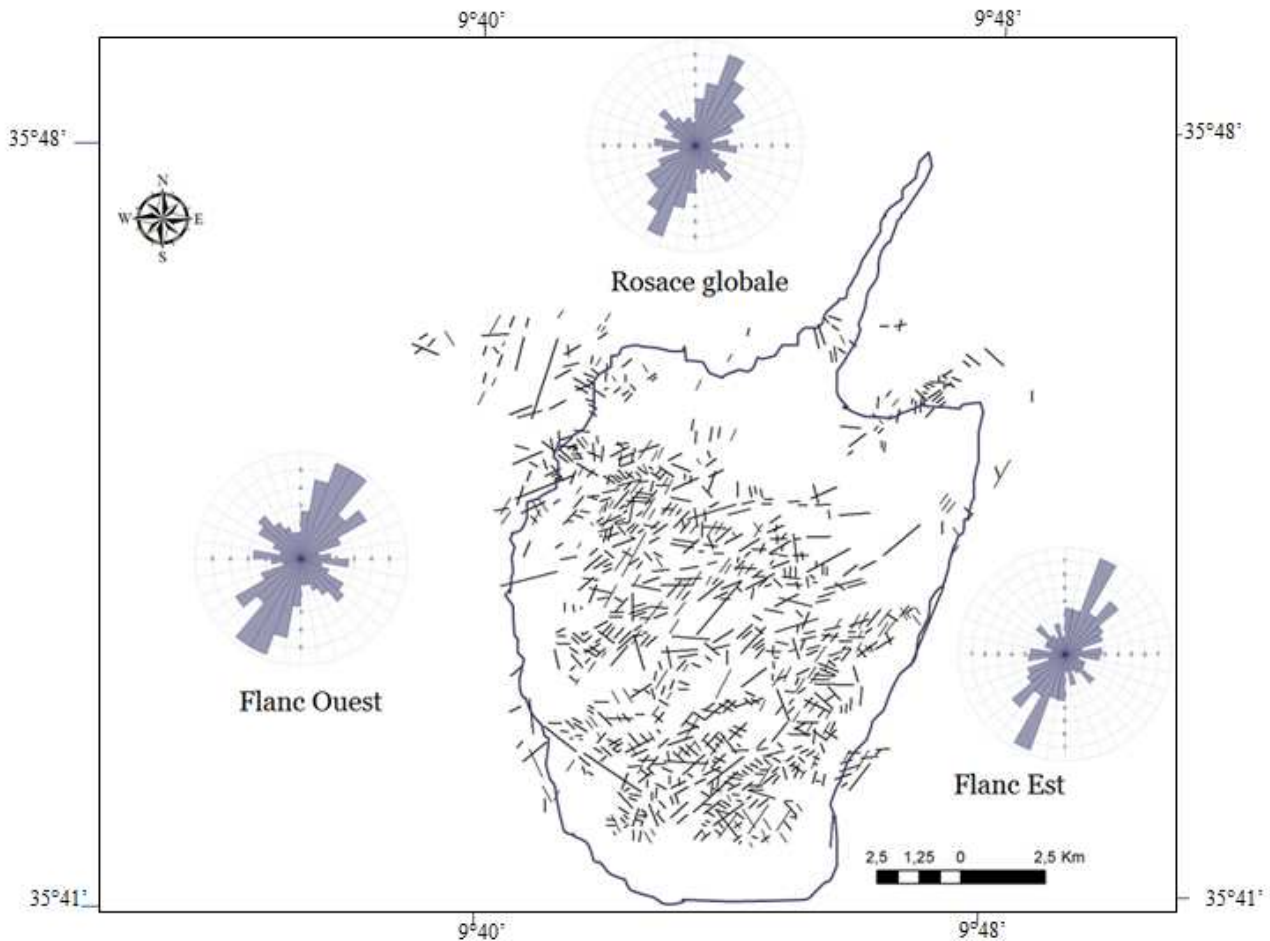


Figure IV.33. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/80.000 (Boukadi et al., 2000 repris et modifié).

IV.4.3.2. Analyse des linéaments à partir des images satellitaires (images Google Earth)

a. Directions des linéaments

Les rosaces de directions relatives aux images Google Earth montre une anisotropie spatiale dans la répartition des directions de linéaments majeures (figure IV.34), en effet sur la rosace globale les directions majeures sont respectivement la N150E (famille O3) et la N50E (famille O1).

Sur le flanc ouest la direction majeure est représentée par la famille EW (famille O2). Les autres directions sont plus discrètes (figure IV.34).

Sur le flanc est (figure IV.34), les directions majeures sont d'orientations N150E (famille O3) et N50E (famille O1).

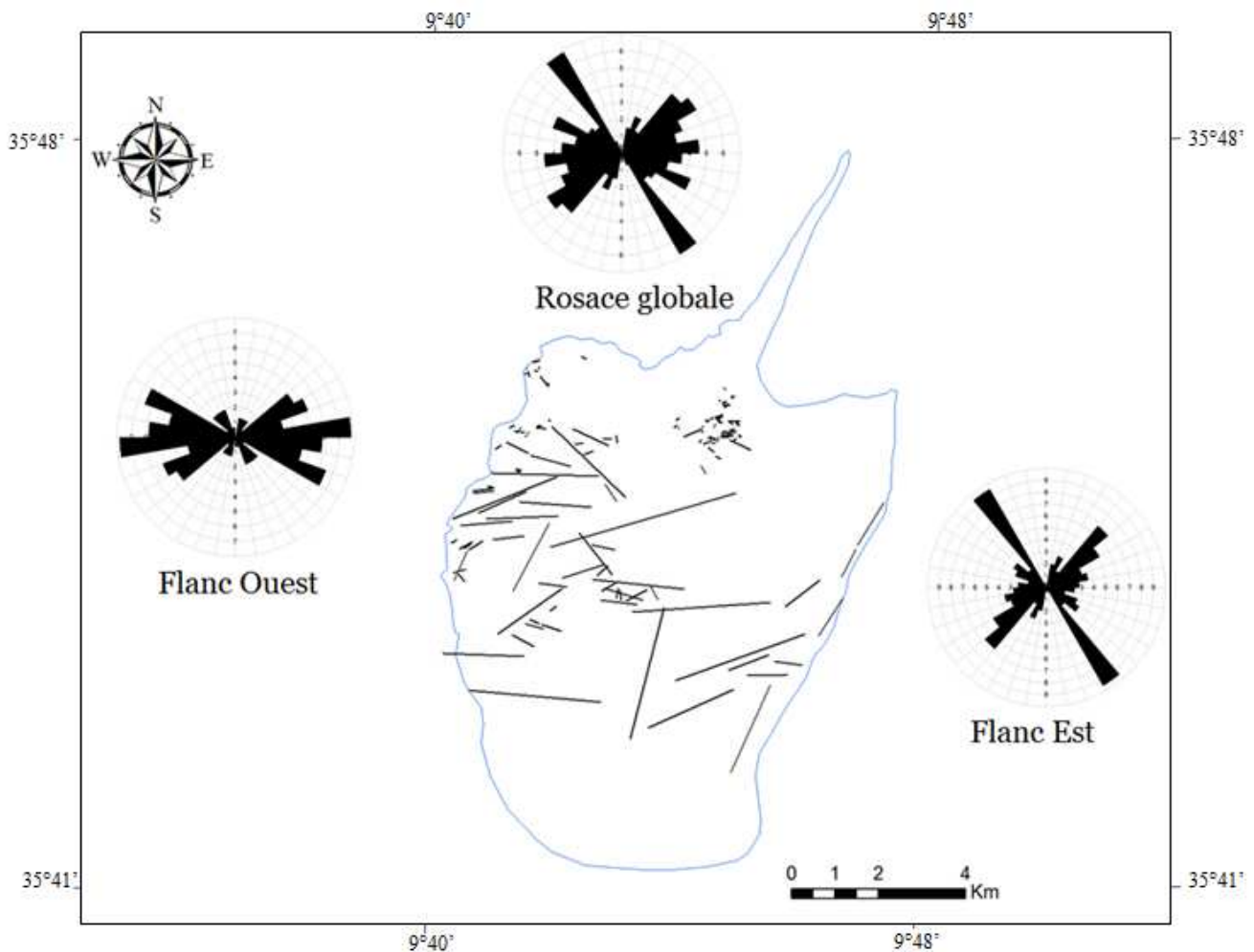


Figure IV.34. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des images Google Earth.

b. Longueurs des linéaments

La rosace globale des longueurs cumulées fait bien apparaître un pic orienté N100E (famille O3), ceci s'observe aussi dans le flanc ouest et le flanc est. Les autres directions sont plus discrètes (Figure IV.35).

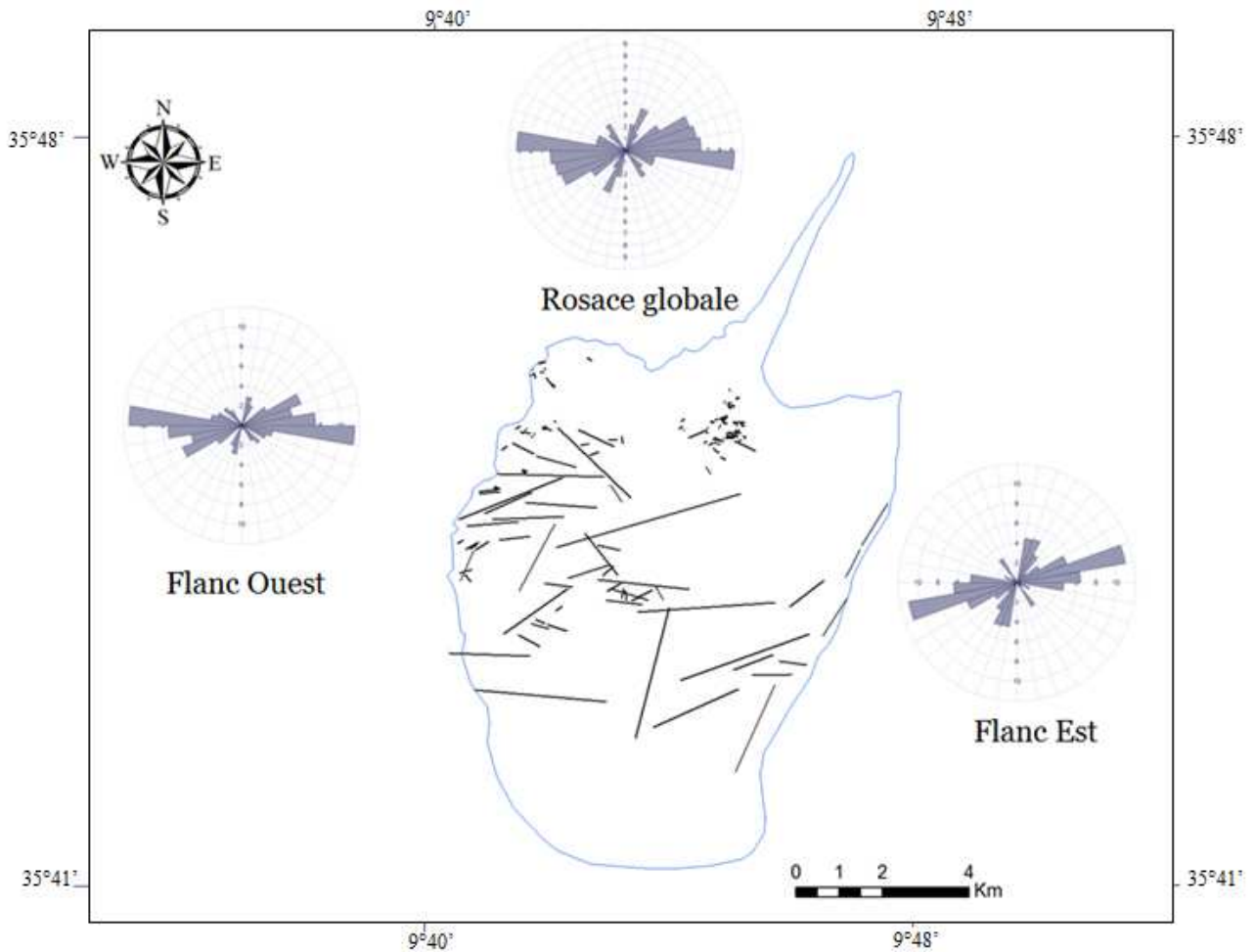


Figure IV.35. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Ousselat établies à partir des photo-aériennes 1/80.000).

IV.4.4. Description générale du Djebel Jébil

L'anticlinal du Djebel Jébil fait 2 km de large sur 6 km de long, il est dissymétrique : à l'Ouest, son flanc est long et à faible pendage (de 10 à 20° vers l'Ouest) et à l'Est son flanc est court, très penté (Dubois, 2008).

Les dépôts yprésiens formant le Djebel Jébil marquent le maximum de subsidence du bassin. Ils correspondent à des faciès de marnes et de packstones à nummulitoclastes (Dubois, 2008).

IV.4.4.1. Analyse de la fracturation à partir des données de terrain

Six stations de mesures ont été réalisées dans les travaux de Dubois (2008), nous avons repris les cartes de fracturation élaborées sur terrain, et nous avons calculé les fréquences relatives des orientations, ainsi que leurs longueurs. Ceci a été dans le but d'établir des rosaces de fréquences et de longueurs cumulées.

a. Directions des fractures

La rosace globale des orientations établie à partir des mesures de terrain montre la présence d'une orientation préférentielle de direction proche Est-Ouest, focalisée sur la N80E et varie entre N70E et N90E (figure IV.36).

Sur les rosaces de détail relatives à chaque station de mesure on observe la présence de deux orientations principales qui peuvent varier d'une station à une autre

Ce sont la famille « J1 » d'orientation NE-SW, dont les directions varient entre N40E et N70E, la famille « J2 » avec des orientations qui varient entre N80E et N100E (figure IV.36).

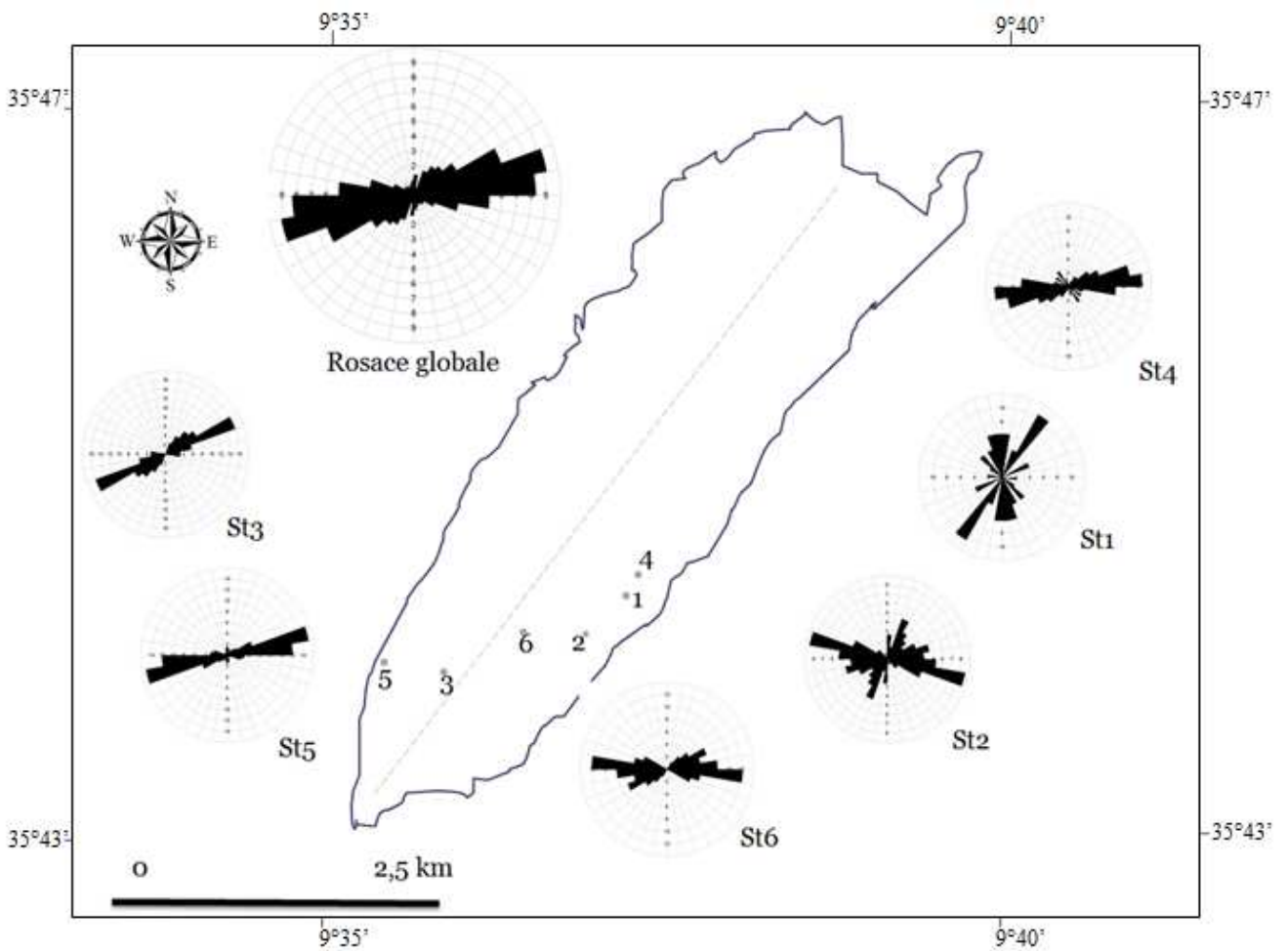


Figure IV.36. Rosaces des fréquences directionnelles des fractures du djebel Jébil établies à partir des données de terrain (Dubois, 2008 repris et modifié).

b. Longueurs des fractures

Les rosaces des longueurs relatives à cette échelle montrent que les fractures les plus fréquents ont des longueurs importantes. En effet, on distingue que les pics privilégiés de longueurs se superposent avec les familles d'orientation NE-SW (J1) et E-W (J2) (figure IV.37).

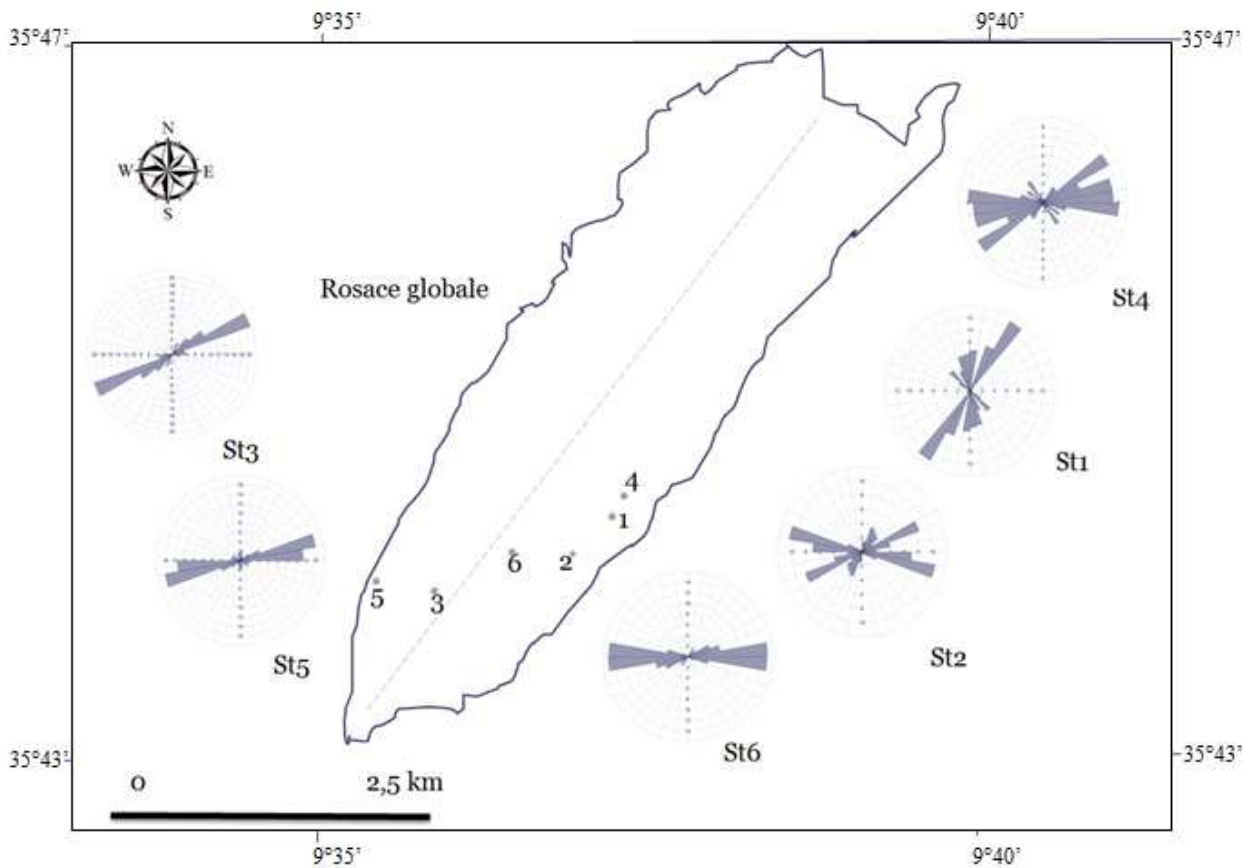


Figure IV.37. Rosaces des longueurs cumulées des fractures du djebel Jébil établies à partir des données de terrain (Dubois, 2000 repris et modifié).

IV.4.4.2. Analyse de la fracturation à partir des photo-aériennes

L'analyse de la carte linéamentaire établie à partir des photo-aériennes (Dubois, 2008) nous a permis d'établir des rosaces de fréquences ainsi que des rosaces de longueurs.

a. Directions des linéaments

La rosace globale montre un maximum orienté N40E (J1), puis dans un deuxième ordre vient la direction N70E (J1). A cette échelle les autres directions sont beaucoup plus discrètes (figure IV.38).

La rosace des fréquences du flanc NW donne les mêmes orientations préférentielles appartenant à la famille (J1) avec le même ordre d'importance : la N40E et la N70E (figure IV.38).

La rosace des fréquences du flanc SE donne aussi les mêmes orientations (famille J1) : une direction N40E et N70E, avec un pic plus accentué dans la direction N70E (figure IV.38).

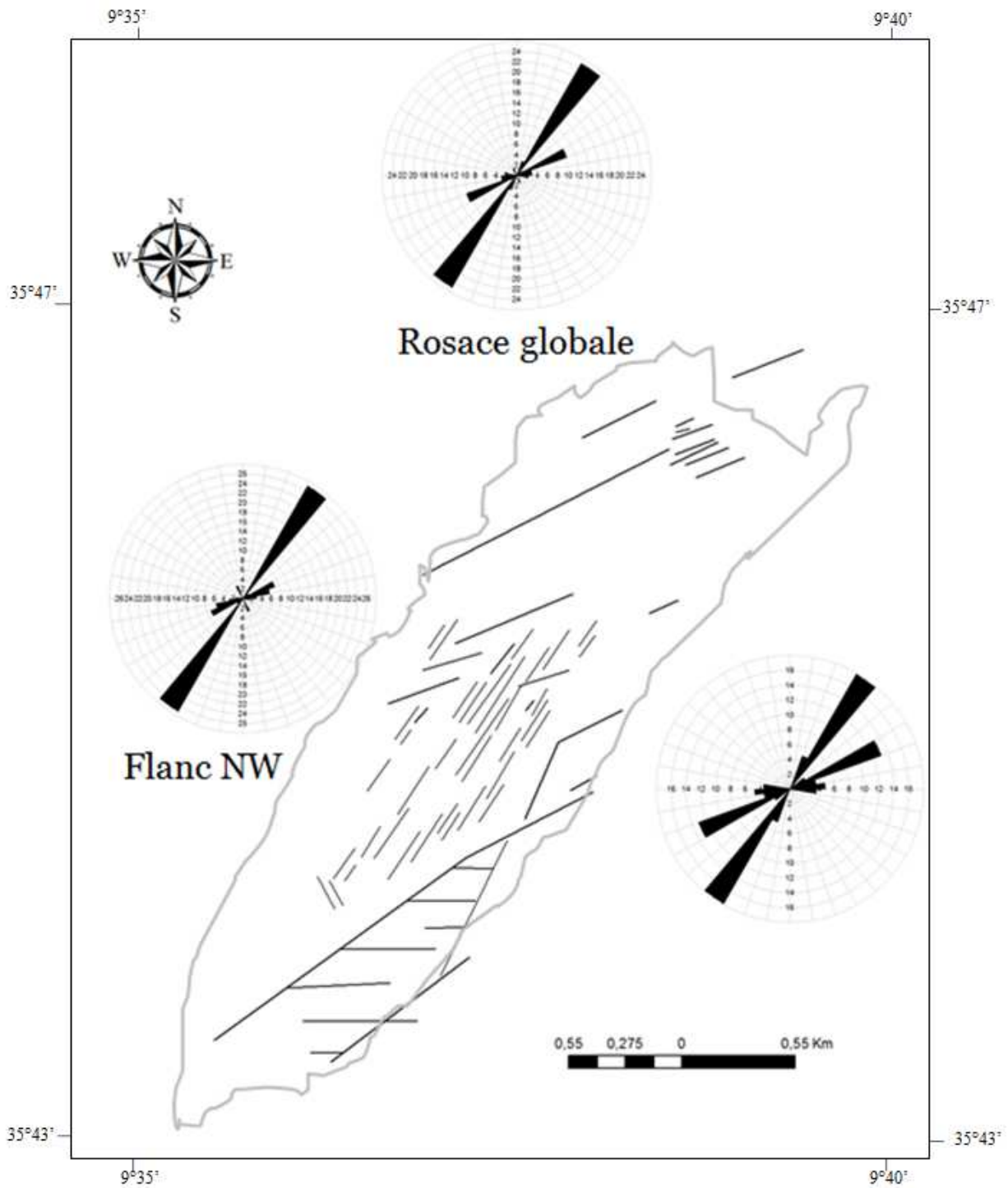


Figure IV.38. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Jébil établie à partir des photo-aériennes (Dubois, 2000 repris et modifié).

b. Longueurs des linéaments

Les rosaces des longueurs de linéaments donnent pratiquement la même distribution avec deux orientations préférentielles (famille J1) : N40E et N70E (figure IV.39).

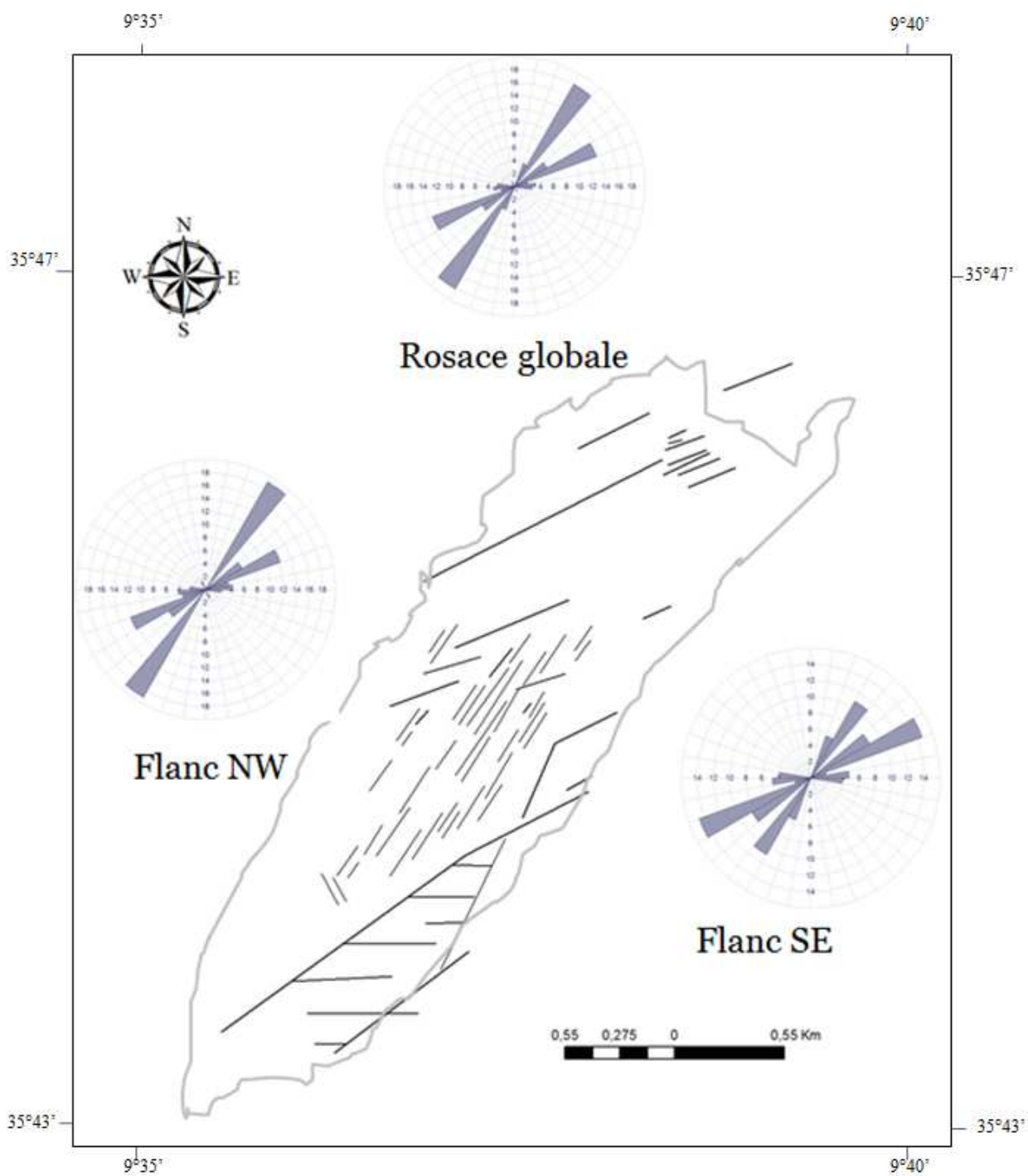


Figure IV.39. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Jébil établies à partir des photo-aériennes (Dubois, 2000 repris et modifié).

IV.4.4.3. Analyse de la fracturation à partir des images satellitaires (Google Earth)

a. Directions des linéaments

L'échelle des images Google Earth (figure IV.40) fait bien apparaître les directions du terrain et celles sur photo-aériennes. Sur la rosace des fréquences globales, les mêmes orientations préférentielles avec une direction majeure orientée N70E (famille J1) et une direction N90E (famille J2).

La rosace des fréquences du flanc NW (figure IV.40). La direction N100E (famille J2) est plus exprimée que la direction N50E (famille J1).

La rosace des fréquences du flanc SE donne une dispersion plus large autour des directions N70E (famille J1) et N100E (famille J2). On remarque que les autres directions sont moins exprimées (figure IV.40).

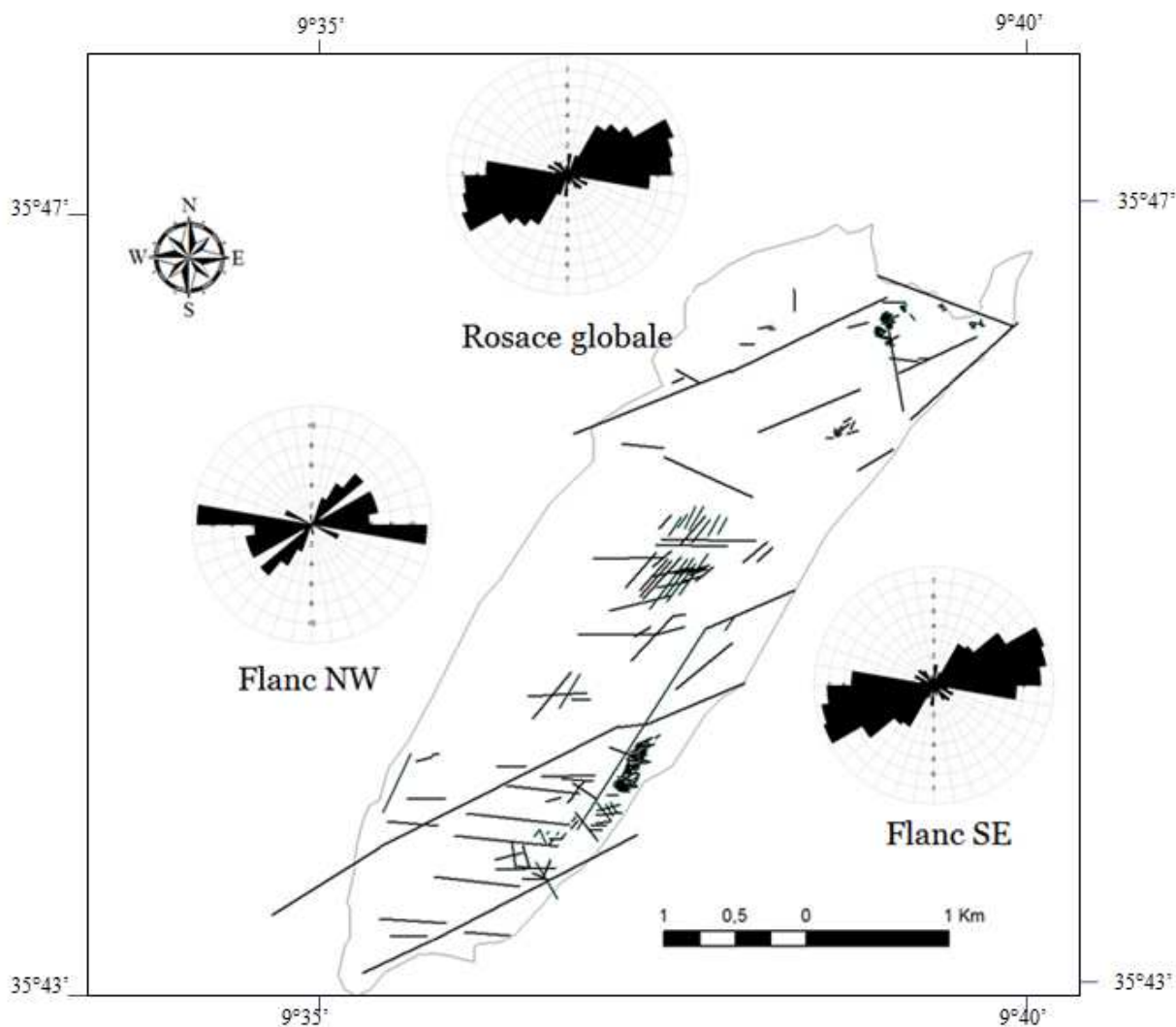


Figure IV.40. Rosaces des fréquences directionnelles des linéaments du djebel Jébil établies à partir des images Google Earth.

b. Longueurs des linéaments

Les rosaces de longueurs cumulées des linéaments (figure IV.41) donnent les mêmes orientations préférentielles, avec deux directions majeures, la N70E (famille J1) et la N100E (famille J2).

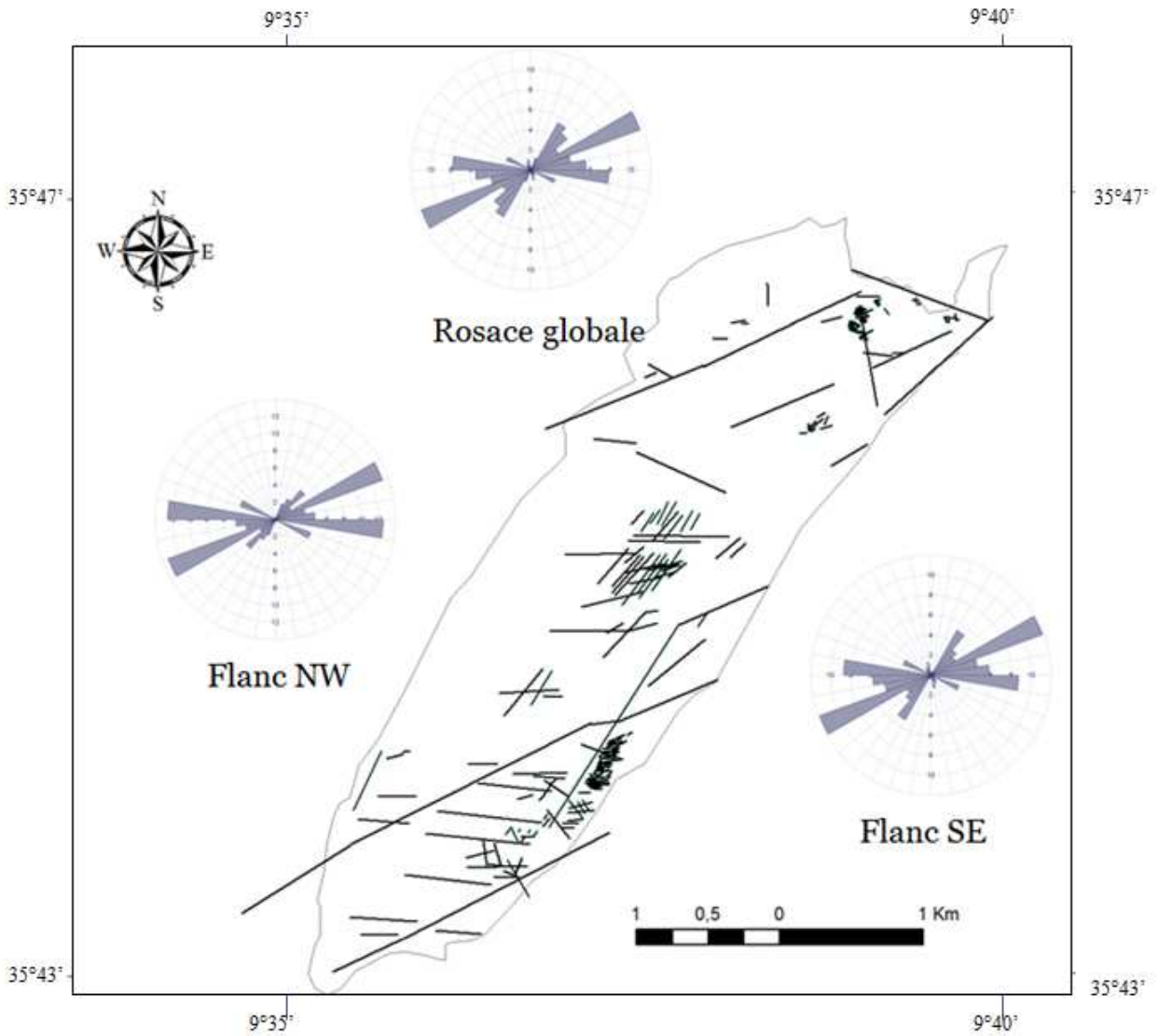


Figure IV.41. Rosaces des longueurs cumulées des linéaments du djebel Jébil établies à partir des images Google Earth.

IV.5. CONCLUSION

Les nombreuses observations de terrain que nous avons effectuées ainsi que l'étude linéaire effectuée sur des photo-aériennes et des images satellitaires (images Google Earth et scènes Landsat) complétées par l'examen des rosaces de fréquences et des rosaces de longueurs nous ont permis de distinguer pour le Dyr trois directions principales qui se retrouvent à toutes les échelles (tableau IV.7) :

- La famille « d1 » de direction proche E-W dont les orientations varient entre N80E et N110E.

- La famille « d2 » de direction NW-SE dont les fractures présentent des orientations comprises entre N120E et N170E.

- La famille « d3 » de direction NE-SW avec des orientations variant entre N10E et N30E et présentent des fréquences moins importantes.

Sur le Djebel Ousselat nous avons retrouvés trois orientations préférentielles (tableau IV.7):

- la famille « O1 » de direction NE-SW et qui varie entre la N30E et la N50E ;

- La famille « O2 » de direction E-W avec des orientations comprises entre N80E et N100E ;

- La famille « O3 » de direction NW-SE qui est peu exprimée, avec des variations d'orientations entre N120E et N170E.

Sur le Djebel Jébil nous avons retrouvés deux directions (tableau IV.7) :

- la famille « J1 » de direction NE-SW avec des orientations qui varient entre N40E et N70E ;

La famille « J2 » de direction EW dont les orientations comprises entre N80E et N100E.

En comparant les résultats obtenus dans les trois massifs, on observe que les trois directions (NE-SW, E-W, NW-SE) se retrouvent généralement dans les trois massifs, mais avec des ordres d'importances variables.

En comparant les résultats au sein du même massif, on retrouve que les orientations principales présentes à grande échelle sont les mêmes que celles présentes à petite échelle. Cependant les importances relatives à chaque famille (fréquence, longueur) varient selon la position structurale et varie aussi quand les moyens d'investigation (la résolution) changent.

Tableau IV.7. Tableau récapitulatif de l'analyse de la fracturation sur les massifs étudiés.

			Dyr	Ousselat	Jébil	
Fracturation à partir des mesures de terrain (Rosaces globales)		Fréquences	1. E-W 2. NW-SE 3. NE-SW		1. E-W	
		Longueurs				
Fracturation à partir des photo-aériennes (Rosaces globales)	1/20 000	Fréquences	1. E-W 2. NW-SE 3. NE-SW	1. NE-SW 2. E-W 3. NW-SE	1. NE-SW	
		Longueurs	1. E-W 2. NW-SE 3. NE-SW	1. NE-SW 2. E-W 3. NW-SE	1. NE-SW	
	1/60 000	Fréquences		1. NE-SW		
		Longueurs		1. NE-SW 2. NW-SE		
	1/80 000	Fréquences		1. NE-SW 2. E-W 3. NW-SE		
		Longueurs		1. NE-SW 2. E-W 3. NW-SE		
	Fracturation à partir des images Google Earth (Rosaces globales)		Fréquences	1. E-W 2. NW-SE 3. NE-SW	1. NE-SW 2. E-W 3. NW-SE	1. NE-SW 2. E-W
			Longueurs	1. E-W 2. NW-SE 3. NE-SW	1. E-W 2. NE-SW	1. NE-SW 2. E-W
Fracturation à partir des scènes Landsat (Rosaces globales)		Fréquences	1. E-W 2. NW-SE 3. NE-SW			
		Longueurs	1. NW-SE 2. NE-SW			

Conclusions générales

Conclusions générales

Au terme de ce travail relatif à la caractérisation des roches carbonatées éocènes du massif du Dyr, et malgré l'intérêt économique que revêtent ces genres de roches réservoirs en encaissant des gisements de phosphate et d'appréciables quantités d'hydrocarbures, il apparaît clairement un énorme déficit quant aux études consacrées à ce massif.

Le contexte géologique, défini depuis les années soixante et n'ayant pas été réexaminé, consiste sur le plan lithostratigraphique en une épaisse série sédimentaire de marnes, marno-calcaires et calcaires, allant de l'Aptien jusqu'au Miocène avec l'absence à l'affleurement remarquée des formations jurassiques. Les évaporites triasiques affleurent principalement au cœur de certaines structures anticlinales. Le Dyr montre une structure synclinale d'orientation atlasique NE-SW générée lors de la phase pyrénéenne de l'Eocène moyen-supérieur. Ce synclinal se termine vers le NE par une fermeture périsonclinale et vers le SW, il bute sur les accidents tectoniques d'orientation NW-SE qui délimitent le fossé d'effondrement de Tébessa-Morsott.

Les roches carbonatées éocènes, qui constituent l'ossature du synclinal, sont des biomicrites caractérisées par des textures du type packstones et wackestones et plus rarement grainstones. Les trois microfaciès distingués dans la partie nord-orientale du synclinal indiquent un milieu de dépôt peu profond de plate-forme carbonatée dont les conditions hydrodynamiques étaient plus ou moins agitées. Ces microfaciès montrent des indices de forte compaction (textures packstones abondantes, torsion et fracturation dans certains bioclastes, développement de stylolites...) probablement en relation avec l'histoire diagénétique de ces roches carbonatées. Ces processus ainsi que d'autres (précipitation chimique de ciment sparitique, croissance épitaxique de ciment calcitique, dissolution, dolomitisation...) ont fortement influencé qualitativement et quantitativement la porosité de ces roches carbonatées. La majorité des types de porosité distingués correspondent à des porosités secondaires induites par les divers processus diagénétiques identifiés. Dans l'ensemble, les roches carbonatées éocènes du Dyr montrent des porosités faibles à très faibles ne dépassant pas 15 %. Les valeurs de porosité les plus élevées ont été retrouvées au niveau de la charnière du pli. Ces faibles valeurs font que, ces roches carbonatées du Dyr, si elles ont des caractères de roches réservoirs pour former d'éventuels aquifères, c'est grâce au réseau de fractures qui les affectent.

Les mesures de terrain relatives à ces fractures ont permis de mettre en évidence trois familles directionnelles : proche E-W, NW-SE et NE-SW dont les proportions relatives varient en fonction de la position structurale (flanc NW, flanc SE et charnière). Ces trois familles ont été également retrouvées par l'analyse des photo-aériennes, des images « Google-Earth » et des images Landsat. Le calcul de la densité de fracturation donne des valeurs comprises entre 0 et 32. Les fortes densités semblent être localisées à proximité des grands accidents tectoniques affectant le massif du Dyr à l'image de la faille de Gastel.

L'analyse comparative que nous avons menée avec les massifs éocènes de Ousselat et de Jébil en Tunisie centrale montre que ces deux massifs sont caractérisés par trois familles fractures chacun et dont les fréquences varient, comme au Dyr en fonction de l'échelle d'observation et de la position structurale.

Références bibliographiques

- [1] Archie, G. E. (1952)- Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations: *American Association Petroleum Geologist (AAPG) Bulletin*, Vol. 36, n° 2, pp. 278– 298.
- [2] Arni, P. (1956)- L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. *Mémoire Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) (International Micropalaeontological Colloquium. Dakar 1963)*, Vol. 32, pp. 7-20.
- [3] Baali, F. (2007)- Contribution à l'étude hydrogéologique, hydrochimique et Vulnérabilité à la pollution d'un système aquifère karstique en zone semi-aride. Cas du plateau de Chéria N. E. Algérien, *Thèse, Doct. Univ. Badji Mokhtar-Annaba*, 147p.
- [4] Bakalowicz, M. (2005)- Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13 (1): 148-160.
- [5] Bazalgette, L. (2004)- Relations plissement/fracturation multi-échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique-fragile. *Thèse, Doct. Univ. Montpellier II*, 240 p.
- [6] Beavington-Penney, S. J.; Nadin, P.; Wright, V. P.; Clarke, E.; McQuilken, J.; Bailey, H. W. (2008)- Reservoir quality variation on an Eocene carbonate ramp, el Garia Formation, offshore Tunisia: Structural control of burial corrosion and dolomitisation, *Sedimentary Geology*, Vol 42-57.
- [7] Benabbas, Ch. (2006)– Evaluation Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie Nord-orientale; apport de la photo géologie et analyse morphostructurale, *Thèse, Doct. Univ. Mentouri Constantine*, 256 p.
- [8] Bles, J. L. (1969)- Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (SE Constantinois, Algérie). Les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull., n°39*, pp. 7-17
- [9] Bles, J. L. ; Fleury, J. J. (1970)- Carte géologique 1/50 000 Morsott et notice explicative. *Publ. Serv. Géol. Algérie*.
- [10] Boukadi, N. ; El Ayeb, S. ; Kharbachi, S. (2000)- Analyse quantitative de la fracturation des calcaires yprésiens en Tunisie : l'exemple de jebel Ousselat. *Bull. Soc. Géol. France*. 2000. t. 171. N°3, pp. 309-317.

- [11] Bourne, S.J.; Willemsse, E.J.M. (2001)- Elastic stress control on the pattern of tensile fracturing around a small fault network at Nash Point, UK. *Journal of Structural Geology*, 2001, vol. 23, pp. 1753–1770.
- [12] Bouzenoune, A. (1993)- Minéralisations peridiapiriques de l’Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématique de l’Ouenza (Algérie orientale), *Thèse, Doct. Univ. Paris VI*, 189p.
- [13] Bruel, T. (1997)- Caractérisation des circulations de fluides dans un réseau fracture et rôle des contraintes « in situ ». Une étude de cas dans le bassin de Lodève, *Thèse, Doct. Univ. Montpellier II*, 1997p.
- [14] Burrolet, P. F. (1956)- Contribution à l’étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Géol. Tunis*, 18-350p.
- [15] Castany, G. (1951)- Etude géologique de l’Atlas tunisien oriental. *Ann. Mines Géol., Tunis* 8 (4) 632 pp.
- [16] Choquette, P. W.; Pray L. C. (1970)- Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *AAPG Bulletin*, Vol. 54, pp. 207–250.
- [17] Comte, D. ; Lehmann, P. (1974)- Sur les carbonates de l’Yprésien et du Lutétien basal de la Tunisie centrale, *Compagne Française Des Pétroles, Notes et Mémoires, n° 11, Paris*, 1974, pp. 275-292.
- [18] Conseil Mondial de l’Eau (2000)- *Rapport annuel 2000*.
- [19] Dubois, J. (1999)- Identification des linéaments dans les images satellitaires par ajustement et suivi de segments. *Mém. Fin. Etude. Ecole de Technologie supérieure. Univ. Québec*, 120p.
- [20] Dubois, A. (2008)- Organisation multi-échelles d’un réseau de fractures. Application aux dépôts de plate-formes carbonatées, *Thèse, Doct. Univ. Paul Sabatier, Toulouse*, p99.
- [21] Dubourdieu, G (1956)- Etude géologique de la région de l’Ouenza (Confins algéro-tunisiens), *Thèse. Sci. Paris. Publ. Serv. cart, géol, Algériens. Bull. N°10. 1 Vol. Texte* 659p.
- [22] Dunham, R. J. (1962)- Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In “*classification of carbonate rocks*”, *A.A.P.G. Mem .1.108-121*.

- [23] Eyal, Y.; Cross, M. R.; Engelder, T; Becker, A. (2001)- Joint development during fluctuation of the regional stress field in southern Israel. *Journal of Structural Geology*, 23:279–296.
- [24] Fabbri O.; Gaviglio, P.; Gamond, J. F. (2001)- Diachronous development of master joints of different orientations in different lithological units within the same forearc-basin deposits, *Kyushu, Japan. Journal of Structural Geology*, 2001, vol. 23, pp. 239–246.
- [25] Fleury, J. J. (1969)- Stratigraphie du Crétacé et de l’Eocène (Aptien à Lutétien) de la feuille au 1/50 000 Morsott, n° 178. *Publ. Serv. Géol. Algérie, Nlle série, Bull. n° 39, pp. 141 à 153.*
- [26] Folk, R. L. (1962)- Spectral subdivision of limestones types. In: Classification of carbonates rocks, *Mem. amer. Ass. Petrol, Geologists, 1, pp. 62-84.*
- [27] Ford, D.C.; Williams, P.W. (1989)- *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 pp.
- [28] Henry, J. (1976)- *Méthodes modernes de géologie de terrain. Manuel d’analyse structurale. Méthodes d’observation de mesure et de notation. Ed. Technip. France, 176p.*
- [29] Loucks, R. G.; Moody, R. T. J.; Bellis, J. K.; Brown, A. A. (1998)- Regional depositional settings and pore network systems of the El Gueria Formation (Metlaoui Goup, Lower Eocene), offshore Tunisia, *In: MacGregor, D. S., Moody, R. T. J., Clark-Lowes D. D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geological Society of London Special Publication, 132, pp. 355-374.*
- [30] Lucia, F. J. (1983)- Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: A field classification of carbonate pore space: *Journal of Petroleum Technology*, v. 216, p. 221–224.
- [31] Lucia, F. J. (1995)- Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization: *AAPG Bulletin*, v. 79, no. 9, p. 1275– 1300.
- [32] Lucia, F. J. (1999)- *Carbonate reservoir characterization: Berlin, Springer-Verlag, 226 p.*
- [33] Macé, L. (2006)- Caractérisation et modélisation numériques tridimensionnelles des réseaux de fractures naturelles - Application au cas des réservoirs, *Thèse Doct. Institut National Polytechnique Lorraine. P 126.*

- [34] Mandelbrot, B.B. (1975)- The fractal geometry of nature. New York: *Freeman*, 1983. 468p.
- [35] Margat, J. ; Treyer, S. (2004)- L'eau des Méditerranéens : situation et perspectives, *PNUE. PAM. Plan Bleu*.
- [36] Moody, R. T. J. (1987)- The Ypresian carbonates of Tunisia- a model of foraminiferal facies distribution. In: *Hart. M. B. (ed.) Microplaeontology of Carbonate Environnements. British Micropaleontology Society Series*, 82-92.
- [37] Morel, F. (1957)- Carte géologique du Djebel Belkif, au 1/20 000. In *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Nlle sér., Bull. n° 13*, p. 225.
- [38] National Research Council (1996)- Rock Fractures and Fluid Flow. Contemporary Understanding and Applications. *Washington D.C.: National Academy Press*.
- [39] Pollard, D. D.; Aydin, A. (1988)- Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America, Bull, vol. 100*, pp. 1181–1204.
- [40] Price, N. (1966)- Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. *Pergammon Press, Oxford*.
- [41] Roduit, N. (2007)- JMicroVision: un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent. *Thèse Doct. Univ. Genève*, 112p.
- [42] Ruf, J.; Rust, K.; Engelder, T. (1998)- Investigating the effect of mechanical discontinuities on joint spacing. *Tectonophysics*, 295:245–257.
- [43] Schlumberger, Ltd., (2007)- Schlumberger Market Analysis: <http://www.slb.com/>
- [44] Scholle and Ulmer-Scholle (2006)- A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG Memoir 77*, 474p.
- [45] Shön, J. H. (2004)- Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. *K. Helbig and S. Treitel*.
- [46] Silverman, B. W. (1986)- Density Estimation for Statistics and Data Analysis. *New York: Chapman and Hall*.
- [47] Tebib, H. ; Mahtali, N. (1997)- La structure du massif de l'Ouenza (Algérie NE) Apport de la microtectonique. *Mém. Ing. Université de Tébessa*, 67p.

- [48] Tlig, S. ; Erraoui, L. ; Ben Aissa, L. ; Alouani, R. ; Tagorti, M. A. (1991)- Tectogenèses alpine et atlasique : deux évènements clés de la Méditerranée. *C. R. Acad Sci., Paris Série II 312*, 295-301.
- [49] Vila, J. M. (1980)- La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens, *Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie, Paris XI*, pp318-325.
- [50] Zazoun, R. S. (2007)- La région du Fagnoun, Tassili N'Ajjer, Algérie : Géométrie d'un réseau de fracturation à caractère fractal. *6^{ème} Séminaire de Géologie Pétrolière, Alger*, 35p.