



Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie

Année 2014

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

DOCTORAT EN SCIENCES

**SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS DES SÉDIMENTS
DU PLIOCÈNE DU FOSSÉ D'EFFONDREMENT DE TÉBESSA ET SES
ABORDS (ATLAS SAHARIEN ORIENTAL, NE DE L'ALGÉRIE)**

Option : GÉOLOGIE

**Par
Amor DEGAICHIA**

M. Rabah LAOUAR **DIRECTEUR DE THÈSE**
Professeur Université Badji Mokhtar, Annaba

Mme. Sihem SALMI-LAOUAR **CO-DIRECTRICE DE THÈSE**
Maître de Conférences A Université Badji Mokhtar, Annaba

DEVANT LE JURY

PRÉSIDENT:

M. Abderrahmane TOUBAL Professeur Université Badji Mokhtar, Annaba

EXAMINATEURS:

M. Omar KOLLI Professeur Université des Sciences et de la
Technologie Houari-Boumediene,
Alger

M. Messaoud HAMIMED Maître de Conférences A Université Larbi Tébessi, Tébessa
M. Lounis SAMI Maître de Conférences A Université Mouloud Mammeri,
Tizi Ouzou

Et par miséricorde; abaisse pour eux l'aile de l'humilité; et dis : "Ô mon Seigneur, fais-leur; à tous deux; miséricorde comme ils m'ont élevé tout petit"

Sourate AL-ISRA (24)

Remerciements

Cette thèse doit beaucoup aux nombreuses personnes qui m'ont encouragé, soutenu et conforté au long de toutes ces années. Qu'elles trouvent dans ce travail l'expression de mes plus sincères remerciements.

Ce m'est un agréable devoir d'exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de recherche M. Laouar Rabah, Professeur à l'Université de Annaba, qui, malgré ses multiples obligations, a accepté de diriger ce travail. Je le remercie pour sa disponibilité, ses orientations réfléchies, ses conseils fructueux qu'il a su me prodiguer pour mener cette thèse à son terme et de m'avoir toujours laissé cette part d'autonomie sur les problèmes géologiques que je voulais traiter. Qu'il trouve ici l'expression de mon profond respect.

C'est avec grand bonheur que je saisis cette occasion pour adresser mes plus sincères remerciements à Mme. Sihem Salmi-Laouar, Maître de conférence à l'université de Annaba d'avoir accepté de codiriger cette thèse et pour tous ses conseils ainsi que son soutien sans faille qui m'ont permis de mener à bien ce travail de recherche.

Je suis très obligé à M. Toubal Abderrahmane, Professeur à l'université de Annaba d'avoir accepté de présider cet honorable jury de thèse. Je tiens à l'assurer de mon profond respect et de mes sincères remerciements.

Je ne saurais trop remercier M. Kolli Omar, Professeur à l'USTHB qui me fait l'honneur de siéger en tant qu'examineur à ce jury de soutenance de thèse pour l'obligeance affectueuse qu'il m'a témoignée et du concours qu'il m'a généreusement prêté pour la critique constructive de ce travail. Ses nombreux conseils précieux, ses encouragements infaillibles m'ont beaucoup aidé à avancer sereinement dans l'élaboration de ma thèse. Qu'il soit assuré de ma profonde reconnaissance.

J'exprime ma grande reconnaissance à M. Sami Lounis, Maître de conférences à l'Université de Tizi-Ouzou d'avoir accepté d'examiner ce travail ainsi que pour son soutien inconditionnel qui m'a permis de progresser dans mes recherches, et d'avoir cru en mes capacités intellectuelles et à mon sens de l'organisation pour réaliser cette thèse. Je le remercie également pour son encouragement incessant et ses conseils judicieux.

J'éprouve une reconnaissance toute spéciale envers M. Hamimed Messaoud, Maître de conférences à l'Université de Tébessa d'avoir accepté de siéger à mon jury pour examiner ce travail. Un grand merci pour votre soutien indéniabte et vos encouragements fraternels.

Mes remerciements vont particulièrement à l'ami et l'enseignant, le défunt M. Marian Waclaw Kowalski, géologue sage et érudit doublé d'un modeste très rare, qui m'a appris à aimer la géologie et apprécier les randonnées de découverte des secrets de notre terre. Qu'Allah ait son âme et l'enveloppe de sa Sainteté et de sa Miséricorde.

Une pensée spéciale à mes collègues de la promotion ide@2013 qui ont su par leur bonté et leur tolérance rendre de cette formation une partie de plaisir et un lieu d'échange constructif dans le domaine de l'enseignement à distance.

Je ne saurai passer sous silence le dévouement et l'implication de mes étudiants qui m'ont soutenu, de près ou de loin à entreprendre mes recherches et ont appris sous mon encadrement le b.a.-ba de la sédimentologie. Avec eux, et au cours de nos discussions passionnées, moi-même j'ai beaucoup appris. Mes vifs remerciements vont tout droit à eux.

Ce travail n'aurait pu être mené à son terme sans l'aide précieuse de nombre d'amis et collègues. Ils ont su me donner du courage pour affronter les aléas de la vie durant ces longues années de préparation de thèse. Qu'ils reçoivent à travers ces brefs remerciements l'expression de toute mon amitié.

Je remercie grandement M. BOUHLAL Salah, Professeur à l'Université El-Manar de Tunis et son équipe de jeunes chercheurs pour leurs accueils chaleureux et pour m'avoir permis de réaliser les analyses par diffraction des rayons X.

J'exprime tous mes remerciements à Monsieur le Professeur BENKHEDIR Mohamed Lotfi, Doyen de la faculté des SESNV de l'université de Tébessa et Monsieur REBIA Belgacem, Vice Doyen responsable de la pédagogie, qui m'ont beaucoup encouragé.

Toutes mes pensées vont vers mes parents, mes frères en particulier El-Hamza, mes sœurs et toute ma famille. Je leur exprime mes profonds sentiments et ma sincère reconnaissance pour leur soutien sans faille.

Résumé

Les dépôts du Pliocène de l'Atlas saharien oriental (bassin d'effondrement de Tébessa et ses abords) ont fait l'objet d'une étude sédimentologique basée sur des analyses granulométriques, pétrographiques, minéralogique, séquentielles et morphoscopiques. Celles-ci ont permis de définir les modalités de transport et de dépôt ainsi que les différents cycles sédimentaires qui se sont succédés pour donner naissance à des dépôts continentaux rubéfiés. Les conglomérats de base du Pliocène s'accumulent en bas des reliefs dominants jadis, et témoignent de la présence de cônes alluviaux à écoulements divergents. Ils évoluent pour fournir un agencement séquentiel progressif, témoignant de l'installation d'une plaine alluviale riche en fraction argilo-sableuse. Ces plaines alluviales progressent pour se déverser dans des deltas lacustres qui se sont bien individualisés en une mégaséquence régressive riche en fraction grossière. Vers le sommet de la coupe étudiée et avec l'installation de sédiments distaux plus riches en carbonates et en sédiments détritiques fins, c'est une mégaséquence progressive qui prend place. Celle-ci renseigne sur le développement d'un milieu lacustre assez étendu, avec une coalescence des différentes cuvettes qui jalonnaient le paysage pliocène.

Mots clés :

Analyses granulométriques, Morphoscopie, Analyses séquentielles, Paléoenvironnements, Pliocène, Atlas saharien oriental, Tébessa, Algérie.

Abstract

Sedimentological study, based on granulometric analyses, petrographic descriptions, sequential evolution, mineralogical constitutions and morphoscopic observations, was carried out on the Pliocene sediments of the Eastern Saharan Atlas (graben of Tebessa and vicinities) in order to characterize the different sedimentary cycles during which these continental red sediments were deposited and, to interpret the physical processes that controlled their transport and sedimentation. The basal conglomerates of the Pliocene formation show alluvial fans structures with divergent flows indicating that they were deposited down the high hills. Their evolution show progressive sequential arrangement marked by the presence of alluvial plains composed mainly of sand- and clay-rich fraction. These alluvial plains were developed to discharge finally into lacustrine deltas showing regressive megasequences that are rich in coarse fractions. At the top of the studied section, fine-grained and carbonate-rich distal sediments indicate a progressive megasequence showing the development of large lacustrine depositional environment with the coalescence of different basins. These lined up the Pliocene landscape.

Keywords:

Grain-size analysis, Morphoscopic analysis, Sequence analysis, Paleoenvironment, Pliocene, Eastern Saharan Atlas, Tebessa, Algeria.

ملخص

إهتمت هذه الرسالة بدراسة التكوينات الرسوبية للبلوسين المنتشرة في المنطقة الشرقية للأطلس الصحراوي و بالضبط على مستوى الحوض المنهار لتبسة و المناطق المجاورة له وذلك من خلال دراسة رسوبية معمقة مبنية على أساس التحليل الحبيبي، تتابع الطبقات، الوصف الصخري، المحتوى الفلزي عن طريق الأشعة السينية والدراسة المجهرية لسطح الحبيبات. أفضت هذه الطرائق التحليلية المتبعة الى تعريف وسائط النقل والترسيب و من ثم تحديد مختلف الدورات الرسوبية والبيئات القديمة التي تشكلت فيها التكوينات الرسوبية للبلوسين.

إن تراكم الرسوبيات من الحجم الكبير أسفل التضاريس التي كانت موجودة سابقا يشهد على وجود مراوح نهرية متباينة التدفقات المائية ذات الطاقة العالية. هذه الأخيرة تتميز رسوبيا بترتيب متناقص لحجم الحبيبات، مما يعكس تشكل سهول نهرية غنية بالطين والرمال الرفيعة. هذه السهول النهرية تتطور عبر الزمن الجيولوجي لتفرغ حملتها من الرسوبيات في دلتا نهرية تتميز مكوناتها الرسوبية بترتيب متزايد لحجم الحبيبات. في الجزء العلوي من المقاطع الجيولوجيا المدروسة تشكل بحيرة قارية كبيرة غنية بالكربونات و الصخور الفتاتية ذات البنية الحبيبية الرفيعة، وقد تتميز مياها في غالب الأحيان مع الأحواض الرسوبية المجاورة.

الكلمات المفتاحية: التكوينات الرسوبية، البيئات القديمة، تبسة، التحليل الحبيبي، الدراسة المجهرية، البلوسين، الجزائر.

Table des matières

REMERCIEMENTS	III
RESUME.....	VI
ABSTRACT	VII
ملخص	VIII
TABLE DES MATIERES	IX
LISTE DES FIGURES	XIII
LISTE DES TABLEAUX.....	XV
LISTE DES ANNEXES	XVII
INTRODUCTION GENERALE.....	1
1. Originalités et objectifs de l'étude.....	1
2. Structure du travail	2
CHAPITRE I.....	3
CADRE GEOGRAPHIQUE	4
1. Introduction.....	4
CHAPITRE II	10
GEOLOGIE DE LA REGION D'ETUDE.....	11
1. Historique	11
2. Stratigraphie.....	13
2.1. Le Trias.....	13
2.2. Le Jurassique	14
2.3. Le Crétacé.....	14
2.3.1. Le Crétacé inférieur :	14
a) Le Barrémien :.....	14
b) L'Aptien :	14
c) L'Albien :.....	15
d) Le Vraconien :	15
2.3.2. Le Crétacé supérieur :	16
a) Le Cénomaniens :.....	16
b) Le Turonien :.....	16
c) Le Coniacien-Santonien :	16
d) Le Campanien :	16
e) Le Maastrichtien :	17
2.4. Le Paléogène :.....	17
2.4.1. Le Paléocène	17
2.4.2. L'Eocène	17
2.5. Le Néogène :.....	17
2.5.1. Le Miocène :.....	17
2.5.2. Le Pliocène :.....	17
2.6. Le Quaternaire :	19
3. Tectonique	23
CHAPITRE III.....	27
DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISEES	28
1. Introduction.....	28
2. Granulométrie.....	28
3. Historique des recherches sédimentologiques antérieures	29

4.	Définitions des paramètres granulométriques utilisés	30
4.1.	Le mode (M_i)	32
4.2.	La médiane (M_d)	32
4.3.	Le graphic mean (Grain moyen) (M_z)	32
4.4.	Le classement (Inclusive Graphic ou Standard Déviation) (δ_i)	32
4.5.	L'Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (Sk_i)	33
4.6.	Le kurtosis ou coefficient d'acuité (K_G)	33
5.	Détermination morphoscopique	34
6.	Minéralogie par rayons X	35
7.	Analyse chimico-pondérale	36
8.	La calcimétrie	36
8.1.	Principe	36
8.2.	Mode opératoire	36
CHAPITRE IV		39
PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE		39
PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE		40
1.	Introduction	40
2.	Analyse chimico-pondérale des sédiments du fossé d'effondrement de Tébessa	40
2.1.	Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie méridionale du fossé d'effondrement selon la systématique de A. Vatan (1967)	40
2.2.	Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie centrale du fossé d'effondrement selon la systématique de A. Vatan (1967)	41
2.3.	Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie septentrionale du fossé d'effondrement selon la systématique de A. Vatan (1967)	43
3.	Minéralogie des sédiments du fossé d'effondrement de Tébessa	44
3.1.	Minéralogie des échantillons poudroyés	44
3.2.	Minéralogie des argiles du fossé d'effondrement de Tébessa	48
CHAPITRE V		50
ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES		50
ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES		51
1.	Introduction	51
2.	Analyses sédimentologiques de la partie méridionale du fossé d'effondrement	51
2.1.	Description des coupes	51
2.2.	Description des échantillons	52
2.2.1.	Coupe n°01	52
a)	Détermination lithologique et organogénique	52
2.2.2.	Coupe n°02	53
a)	Déterminations lithologique, organogénique et structurale	53
2.2.3.	Coupe n°03	55
a)	Déterminations lithologique, organogénique et structurale	55
2.3.	Identification des paramètres sédimentologiques caractérisant le dépôt pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords	56
2.3.1.	Coupe de n°1	56
a)	Le mode (M_i)	56
a)	La médiane (M_d)	57
b)	Le percentile (C)	57
c)	Le grain moyen (diamètre moyen) (M_z)	57
d)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_i)	58
e)	Asymétrie (Skewness) (SK_i)	58
f)	Coefficient d'acuité (K_G)	58
2.3.2.	Coupe n°2	59
a)	Le mode (M_i)	59
b)	La médiane (M_d)	60

c)	Le percentile (C)	60
d)	Grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	60
e)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1).....	61
f)	Asymétrie (Skewness) (SK_1).....	61
g)	Coefficient d'acuité (K_G)	62
2.3.3.	Coupe n°3.....	62
a)	Le mode (M_1)	62
b)	La médiane (M_d)	63
c)	Le percentile (C)	63
d)	Grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	63
e)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1).....	63
f)	Asymétrie (Skewness) (SK_1).....	64
g)	Coefficient d'acuité (K_G)	64
2.4.	Analyse morphoscopique	64
2.4.1.	Coupe 1	64
2.4.2.	Coupe 2	64
2.4.3.	Coupe 3	65
2.5.	Analyse séquentielle.....	65
2.5.1.	Coupe n°01	65
2.5.2.	Coupe n°02	66
2.5.3.	Coupe n°03	67
2.5.4.	Corrélation entre les trois coupes étudiées	68
2.6.	Modalités de transport et de dépôt	71
2.6.1.	Application du Digramme de Visher	71
a)	Coupe n°01	71
b)	Coupe n°02	72
c)	Coupe n°03	73
2.6.2.	Milieux de dépôt d'après le diagramme de Passega	74
a)	Cycle 1 (13,52 m) :	74
b)	Cycle 2 (16m) :	75
2.7.	Conclusion	77
3.	Analyses sédimentologiques de la partie centrale du fossé d'effondrement.....	79
3.1.	Localisation des coupes	79
3.2.	Description des coupes	80
3.3.	Description des échantillons	82
3.3.1.	Coupe de Drâa Snouber Sud	82
a)	Détermination lithologique et organogénique	82
3.3.2.	Coupe de Drâa Snouber Nord	83
a)	Détermination lithologique et organogénique	83
3.3.3.	Coupe de Aïn Dibba.....	85
a)	Détermination lithologique et organogénique	85
3.3.4.	Coupe de Djebel Boutighane	86
a)	Détermination lithologique et organogénique	86
3.4.	ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES.....	87
3.4.1.	Coupe de Drâa Snouber Sud	87
a)	Le mode (M_1)	87
b)	Le grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	88
c)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1)	88
d)	Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (SKI)	88
e)	Coefficient d'acuité (K_G)	89
3.4.2.	Coupe de Drâa Snouber Nord	89
a)	Le mode (M_1)	89
b)	Grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	90
c)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1).....	90
d)	Asymétrie (Skewness) (SK_1).....	91
3.4.3.	Coupe de Aïn Dibba.....	91
a)	Le mode (M_1)	91

b)	Grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	93
c)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1).....	93
d)	Asymétrie (Skewness) (SK_1).....	93
e)	Coefficient d'acuité (K_G).....	94
3.4.4.	Coupe de Djebel Boutighane	94
a)	Le mode (M_1).....	94
b)	Grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	95
c)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1).....	95
d)	Asymétrie (Skewness) (SK_1).....	96
e)	Coefficient d'acuité (K_G).....	96
3.5.	Analyse morphoscopique	96
3.6.	Analyse séquentielle.....	98
3.6.1.	Coupe de Drâa Snouber Sud	98
3.6.2.	Coupe de Drâa Snouber Nord	99
3.6.3.	Coupe de Aïn Dibba.....	100
3.6.4.	Coupe de Djebel Boutighane	101
3.6.5.	Corrélation entre les coupes étudiées.....	102
3.7.	Modalités de transport et de dépôt	103
3.8.	Conclusion	106
4.	Analyses sédimentologiques de la partie septentrionale du fossé d'effondrement	108
4.1.	Description des échantillons récoltés	108
4.1.1.	Coupe de Koudiat el Agab	108
4.1.2.	Coupe de Koudiat er Ribat	109
4.2.	Analyses granulométriques	111
4.2.1.	Coupe de Koudiat el Agab	111
a)	Le mode (M_1).....	111
b)	Le grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	112
c)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1).....	113
d)	Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (SK_1).....	113
e)	Coefficient d'acuité (K_G).....	113
4.2.2.	Coupe de Koudiat er Ribat	113
a)	Le mode (M_1).....	113
b)	Grain moyen (diamètre moyen) (M_z).....	114
c)	Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1).....	114
d)	Asymétrie (Skewness) (SK_1).....	114
e)	Coefficient d'acuité (K_G).....	116
4.3.	Analyse morphoscopique	116
4.4.	Analyse séquentielle.....	118
4.4.1.	Coupe de Koudiat el Agab	118
4.4.2.	Coupe de Koudiat er Ribat	119
4.4.3.	Corrélation entre les coupes étudiées.....	121
4.5.	Modalités de transport et de dépôt	122
4.6.	Conclusion	124
5.	ESQUISSE PALEOCLIMATIQUE ET PALEOENVIRONNEMENTALE	126
	CONCLUSION GENERALE	128
	BIBLIOGRAPHIE.....	132
	ANNEXES.....	139

Liste des figures

Figure 1: Position géographique de la zone d'étude	4
Figure 2: Tébessa dans l'Atlas saharien oriental	5
Figure 3: Disposition de la zone d'étude par rapport aux domaines morfo-structuraux	6
Figure 4: Position géographique des coupes étudiées sur photo satellitaire et aperçu sur terrain	9
Figure 5: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue.	20
Figure 6: Carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°206 Tébessa (Durozoy MG (1956)), montrant les affleurements étudiés	21
Figure 7: Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500000, montrant les coupes levées.	22
Figure 8: Esquisse structurale du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Durozoy, 1956) modifiée.	23
Figure 9: Classification dimensionnelle des sédiments détritiques en mm et en μm et leurs équivalents à l'échelle phi (d'après C.K. Wentworth, 1922).	30
Figure 10: Courbe de fréquence (classement et asymétrie)	31
Figure 11: Calcimètre de Bernard et son support	37
Figure 12: Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa selon la systématique de A. Vatan (1967)	41
Figure 13: Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa selon la systématique de A. Vatan (1967)	42
Figure 14: Evolution du taux des CaCo_3 des sédiments pliocènes de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa	43
Figure 15: Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie septentrionale du fossé d'effondrement de Tébessa selon la systématique de A. Vatan (1967)	44
Figure 16: Histogrammes des proportions relatives des différents types des minéraux présents dans les sédiments étudiés	47
Figure 16a: Histogrammes des proportions relatives des différents types des minéraux argileux dans les sédiments étudiés	47
Figure 17: Gastéropode d'eau douce dans les sédiments pliocènes de Djebissa sous loupe binoculaire (Genre : <i>Planorbis</i>)	54
Figure 18 : Graphe séquentiel de la coupe n°01	66
Figure 19 : Graphe séquentiel de la coupe n°02	67
Figure 20 : Graphe séquentiel de la coupe n°03	68
Figure 21: Corrélation séquentielle entre les coupes de la région de Bekkaria	70
Figure 22: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après le diagramme de Passega (1964)	74

Figure 23: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après le diagramme de Passega (1964)	75
Figure 24: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après le diagramme de Passega (1964)	76
Figure 25: Localisation des coupes étudiées (Durozoy, 1956).	79
Figure 26: Imbrications des galets bien émoussés. La flèche indique le sens du courant (Coupe de Drâa Snouber Sud)	80
Figure 27: Quatre niveaux conglomératiques s'alternent avec des lits fins argileux et tronqués par un niveau conglomératique plus compacte et subhorizontal en présence de galets imbriqués (Coupe de Drâa Snouber Nord).	81
Figure 28: Hélicidés dans les calcaires lacustres de la coupe de Djebel Boutighane	82
Figure 29: Observations morphoscopique et organogène sous binoculaire à grossissement (×50) de quelques échantillons étudiés des sédiments pliocènes de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa.	97
Figure 30: Graphe séquentiel de la coupe de Drâa Snouber Sud	98
Figure 31: Graphe séquentiel de la coupe de Drâa Snouber Nord	99
Figure 32: Graphe séquentiel de la coupe de Aïn Dibba	100
Figure 33: Graphe séquentiel de la coupe de Djebel Boutighane	101
Figure 34: Découpage séquentiel et corrélation entre les coupes étudiées	102
Figure 35: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après les diagrammes de Passega (1964) et Bull (1977) jumelés.	105
Figure 36: Banc composite à stratifications horizontales basales tronquées par des faisceaux entrecroisés de stratifications obliques	110
Figure 37: Analyses modales des échantillons de la coupe de Koudiat el Agab	112
Figure 38 : Analyses modales des échantillons de la coupe de Koudiat er Ribat	114
Figure 39: Morphoscopie des sables de la coupe de Koudiat el Agab (Grossissement × 50)	117
Figure 40: Morphoscopie des sables de la coupe de Koudiat er Ribat (Grossissement × 50)	118
Figure 41: Graphe séquentiel et photo de l'agencement des sédiments de Koudiat el Agab	119
Figure 42: Graphe séquentiel et photo de l'agencement des sédiments de Koudiat er Ribat	120
Figure 43: Corrélation séquentielle entre les coupes étudiées	121
Figure 44: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après les diagrammes de Passega (1964) et Bull (1977) jumelés	123
Figure 45: Schémas simplifiés de l'évolution des paléoenvironnements du Pliocène du Fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Degaïchia et Laouar, 2013).	127

Liste des tableaux

Tableau 1: Position géographique de coupes étudiées	7
Tableau 2: Position géographique de coupes étudiées	8
Tableau 3: Position géographique de coupes étudiées sur image satellitaire	8
Tableau 4: Historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines (Guiraud, 1997 et Chebbah, 2007)	18
Tableau 5: Récapitulatif des phases tectoniques des Monts du Mellègue	25
Tableau 6: Inventaire minéralogique des échantillons de la zone d'étude	44
Tableau 7: Inventaire minéralogique des argiles de la zone d'étude	48
Tableau 8 : Description des échantillons de la coupe n°01	53
Tableau 9 : Description des échantillons de la coupe n°02	54
Tableau 10 : Description des échantillons de la coupe n°03	55
Tableau 11 : Analyse modale des échantillons de la coupe n°01	56
Tableau 12 : Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe n°01	58
Tableau 13 : Analyse modale des échantillons de la coupe n°02	60
Tableau 14 : Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe n°02	61
Tableau 15 : Analyse modale des échantillons de la coupe n°03	62
Tableau 16 : Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe n°03	63
Tableau 17: Modalités de transport des sédiments de la coupe n°01	71
Tableau 18: Modalités de transport des sédiments de la coupe n°02	72
Tableau 19 : Modalités de transport des sédiments de la coupe n°03	73
Tableau 20: Description des échantillons de la coupe de Drâa Snouber Sud	83
Tableau 21: Description des échantillons de la coupe de Drâa Nord	84
Tableau 22: Description des échantillons de la coupe de Aïn Dibba	85
Tableau 23: Description des échantillons de la coupe de Djebel Boutighane	86
Tableau 24: Analyse modale des échantillons de la coupe de Drâa Snouber Sud	88
Tableau 25: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Drâa Snouber Sud	89
Tableau 26: Analyse modale des échantillons de la coupe de Drâa Snouber Nord	89
Tableau 27: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Drâa Snouber Nord	90
Tableau 28: Analyse modale des échantillons de la coupe de Aïn Dibba	92
Tableau 29: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Aïn Dibba	93
Tableau 30: Analyse modale des échantillons de la coupe de Djebel Boutighane	94

Tableau 31: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Djebel Boutighane.....	95
Tableau32 : Description des échantillons de la coupe de Koudiat el Agab	108
Tableau 33: Description des échantillons de la coupe de Koudiat er Ribat.....	110
Tableau 34: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Koudiat el Agab.....	113
Tableau 35: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Koudiat er Ribat.....	115
Tableau 36: Comparaison des différents découpages lithostratigraphiques du Pliocène dans l'Atlas saharien et les régions voisines	128

Liste des annexes

Annexe 1: Courbes granulométriques des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 1).....	139
Annexe2 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 1)	141
Annexe 3: Courbes granulométriques des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 2).....	143
Annexe 4: Courbes fréquentielles des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 2)	145
Annexe 5: Courbes granulométriques des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3).....	147
Annexe 6: Courbes fréquentielles des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3)	148
Annexe 7 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 1)	149
Annexe 8 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 1)	150
Annexe 9 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 2)	151
Annexe 10 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 2)	153
Annexe 11 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3)	155
Annexe 12: Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3)	157
Annexe13 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 4)	159
Annexe14 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 4)	161
Annexe15 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie septentrionale du fossé d'effondrement de Tébessa (Koudiat Ribat)	163
Annexe 16 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie septentrionale du fossé d'effondrement de Tébessa (Koudiat Ribat)	167
Annexe 17 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie septentrionale du fossé d'effondrement de Tébessa (Koudiat Agaab)	171

Annexe 18 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie septentrionale du fossé d’effondrement de Tébessa (Koudiat Agaab).....	172
Annexe 19 : Diffractogrammes des sédiments en poudre du Pliocène du fossé d’effondrement de Tébessa et ses abords.....	173
Annexe 20 : Diffractogrammes des argiles du Pliocène du fossé d’effondrement de Tébessa et ses abords	187
Annexe 21 : Codage des échantillons pour l’analyse diffractométrique.....	195

INTRODUCTION GENERALE

1. Originalités et objectifs de l'étude

Ce travail a pour but principal de comprendre l'évolution sédimentologique des dépôts du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords, et de donner un modèle paléoenvironnemental présentant le paysage durant cette époque.

Les documents bibliographiques sur la géologie et la sédimentologie du Pliocène de l'Atlas saharien oriental sont rares, car les monographies et travaux sur la géologie du territoire étudié ne s'intéressaient que sommairement à ce laps de temps (Dubourdieu, 1952, 1959 ; Blès, 1969; Blès et Fleury, 1971; Vila, 1980; Kowalski et al., 2002). Les études sédimentologiques détaillées que nous entreprenons sur les dépôts du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa apportent de précieuses informations sur l'histoire paléogéographique de cette région de l'Atlas saharien oriental.

La compréhension de la genèse des sédiments du Pliocène s'appuie essentiellement sur une analyse sédimentologique détaillée sur le terrain et dans le laboratoire. Cette analyse conduit à la définition de l'agencement séquentiel de la trame sédimentaire des dépôts pliocènes correspondant à différents environnements de dépôt se succédant latéralement et verticalement. La reconstitution des conditions de sédimentation des formations pliocènes du fossé d'effondrement de Tébessa n'était possible que par des analyses laborieuses effectuées au laboratoire :

- Analyses de faciès et structurale ;
- Analyses chimico-pondérale et calcimétrique ;
- Analyses diffractométriques ;
- Analyses granulométrique et morphoscopique ;
- Analyse séquentielle.

Il faut signaler que la synthèse sédimentologique établie est tributaire d'une analyse séquentielle approfondie. Des descriptions géomorphologiques et structurales étaient abordées afin de pouvoir vérifier les conditions de mise en place des sédiments pliocènes et surtout esquisser l'architecture du bassin sédimentaire et déduire l'origine des provinces nourricières.

La sédimentologie de faciès qui est un outil basé sur la détermination d'un ensemble de critères comme la lithologie, le contenu faunique, les structures hydrodynamiques et les bioturbations. Elle nous a permis de décrypter les fluctuations de l'évolution sédimentologique et paléogéographique du dépôt pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords.

2. Structure du travail

Le corpus de cette thèse comprend cinq chapitres :

- Le premier chapitre consiste à définir le cadre géographique de la région d'étude ;
- Le deuxième chapitre développe l'évolution géologique générale de la région d'étude en donnant une description lithostratigraphique des terrains des Monts de Tébessa accompagnée d'une esquisse tectono-structurale;
- Le troisième chapitre aborde la description des méthodes utilisées dans ce travail ;
- Le quatrième chapitre est consacré à l'analyse chimico-pondérale et l'inventaire minéralogique à partir des rayons X ;
- Le cinquième chapitre traite les analyses sédimentologiques détaillées et la reconstitution des paléoenvironnements ;
- Finalement, une conclusion résume l'évolution sédimentologique des dépôts du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et avance un modèle paléoenvironnemental.

Chapitre I

CADRE GEOGRAPHIQUE

CADRE GEOGRAPHIQUE

1. Introduction

Avant d'aborder l'étude sédimentologique et paléogéographique des dépôts du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords, il paraît important de décrire le cadre géographique et structural dans lequel prendront place les différentes coupes levées.

Comprise entre le Djebel Mesloula au NW, le Djebel Def au NE, la frontière algéro-tunisienne à l'Est, la Meskiana à l'Ouest et le Bassin d'El Ma Labiod au sud, la zone d'étude prend place dans l'Atlas saharien oriental et couvre une superficie d'environ 5000 Km². Elle se situe à 600 km au SE d'Alger entre les parallèles 35°17' et 35°49' de latitude nord et les méridiens 7°41' et 8°15' de longitude est (Fig.1). Le fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords, jouxtant la frontière algéro-tunisienne, font partie de l'Atlas saharien oriental.

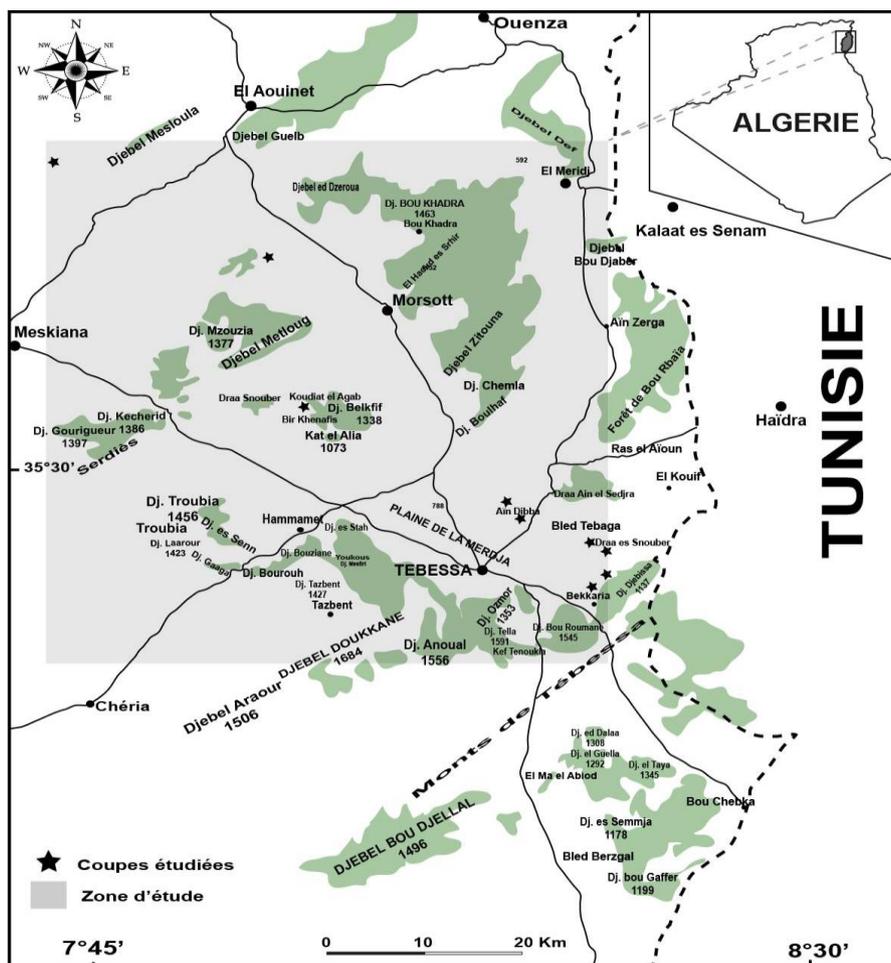


Figure 1: Position géographique de la zone d'étude

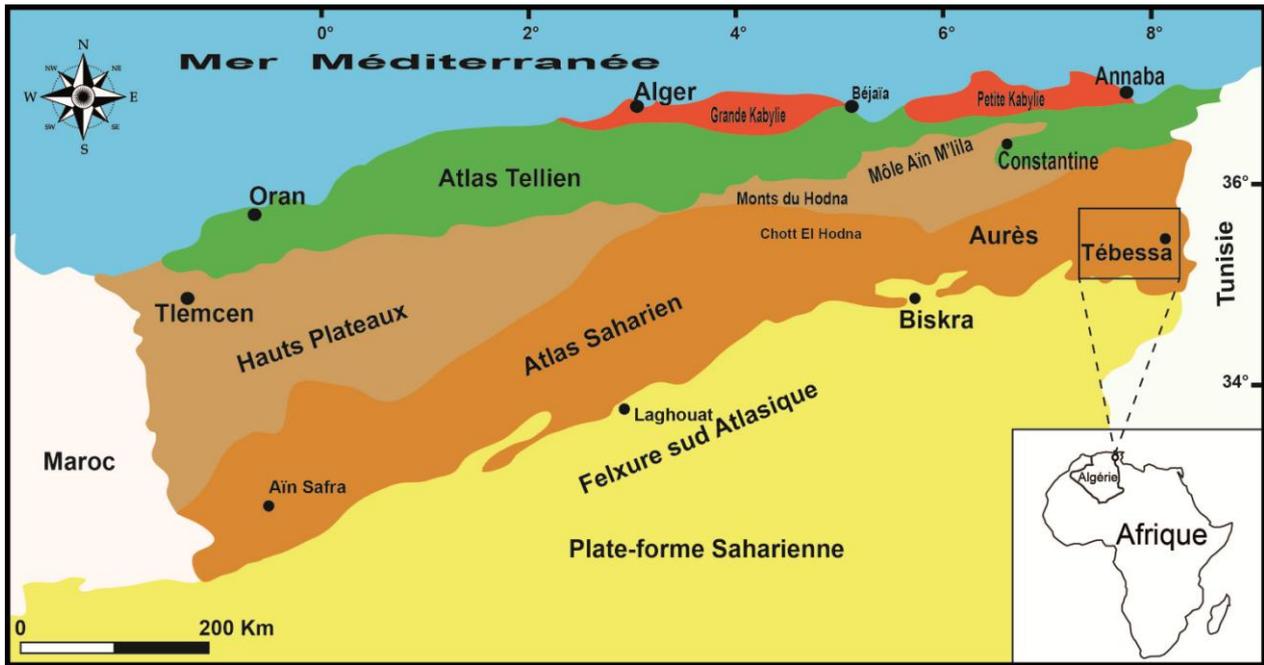


Figure 2: Tébessa dans l'Atlas saharien oriental

Les dénominations des domaines morfo-structuraux de l'Afrique du Nord sont multiples (Flandrin, 1948 ; Durand-Delga et Fontoboté, 1980 ; Vila, 1980 ; Wildi, 1983 ; Frizon de Lamotte et al., 2000). Du Nord au Sud l'Algérie se subdivise en 5 régions naturelles bien individualisées (Flandrin, 1948) (Fig. 2 et 3) : Les Chaines littorales kabyles, les Chaines telliennes, les Hauts plateaux et les Hautes plaines, l'Atlas saharien et finalement la Plate-forme saharienne. Pour Frizon de Lamotte et ses coauteurs (2000), l'Afrique du nord est constituée de 3 domaines structuraux (Fig.2 et 3): Le domaine saharien, les montagnes de l'Atlas (incluant les hauts plateaux et la mesetas) et le système tello-rifain.

Plusieurs géologues se mettent en accord sur le fait que l'Atlas saharien se développe le long des zones de faiblesse de la croûte terrestre héritées des épisodes de rifting associées à l'ouverture de l'Atlantique et la Téthys au cours du Trias supérieur jusqu'au début du Lias [du Dresnay, 1975; Stets and Wurster, 1977; Mattauer et al., 1977, Laville and Petit, 1984; Winterer and Hinz, 1984; Andrieux et al., 1989; Aït Ouali, 1991; Stets, 1992].

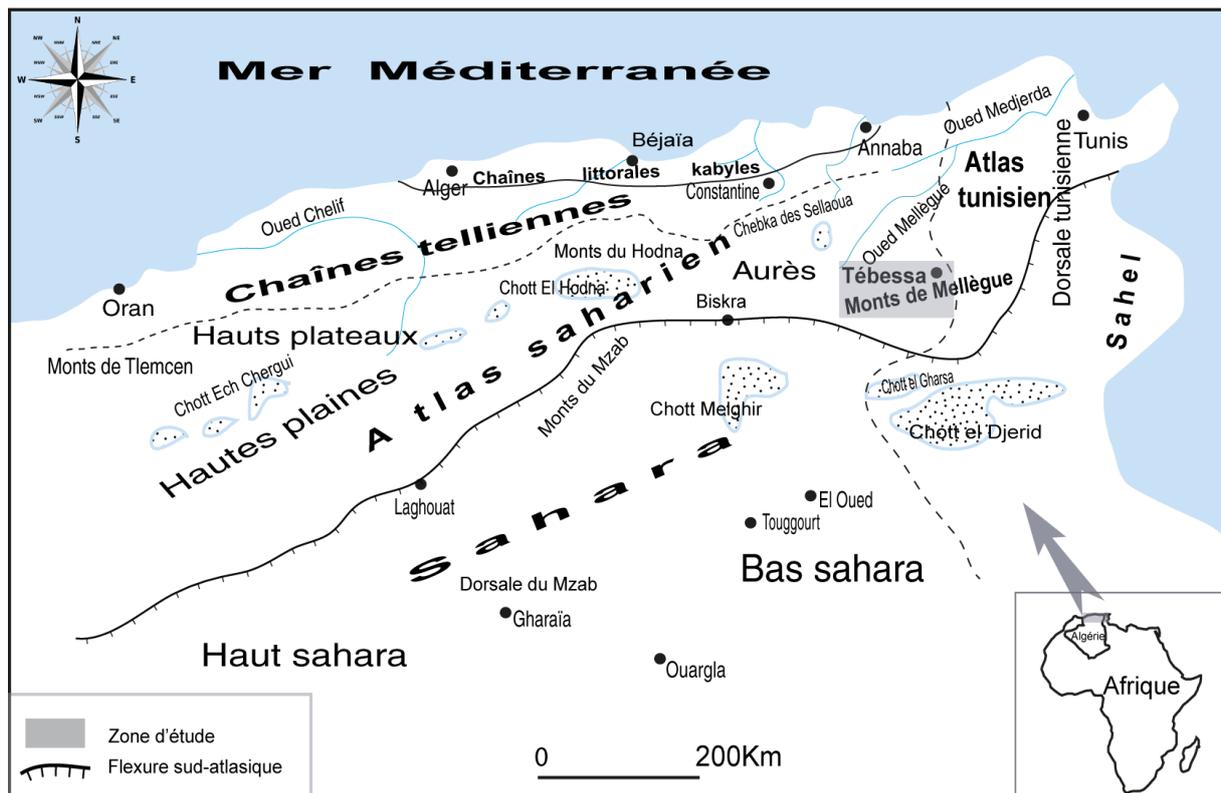


Figure 3: Disposition de la zone d'étude par rapport aux domaines morpho-structuraux

Pour bien suivre l'évolution sédimentologique du Pliocène le long du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords, le terrain d'étude est scindé en 3 parties essentielles:

La partie méridionale : Elle se situe aux abords immédiats de l'Anticlinal de Djebel Djebissa, et pas loin du demi-dôme de Djebel Bou Roumane. Elle est butée par la chaîne montagneuse d'âge Turonien de Bekkaria (Fig.1 et 4).

Sur le flanc nord occidental de l'anticlinal de Djebel Djebissa et précisément, au sein des formations sédimentaires rubéfiées du Pliocène (Fig.1 et 4), trois coupes orientées WNW-ESE ont été levées de manière détaillée.

Exactement, sur une distance d'environ 1km à l'Est de la commune Bekkaria et près d'une jolie manifestation du Trias diapirique réputé par sa couleur rouge lie de vin qui perce l'anticlinal Djebel Djebissa, les formations pliocènes rubéfiées prennent place, marquant une contiguïté apparente aux sédiments du Crétacé d'une part et du Quaternaire de l'autre part.

Les trois coupes étudiées ont les coordonnées Lambert suivantes:

Tableau 1: Position géographique des coupes étudiées

Coupes	Coordonnées Lambert	
	X (km)	Y (km)
n°01	1004.500	245.100
n°02	1004	245.200
n°03	1004.900	245.000

Grâce au front de taille de la carrière de sables de la partie aval du dépôt pliocène (Fig. 4) et la disposition progradante de ses sédiments, surtout dans la partie amont, les trois coupes levées présentaient le choix adéquat pour suivre l'évolution de faciès avec précision latéralement et verticalement.

La partie centrale : Au pied de l'Anticlinal de Bled Tebaga et sur le versant sud du Synclinal perché de Djebel Dyr, les coupes du Pliocène ont été levées.

Au nord de l'anticlinal de Djebel Djebissa, et pas loin de la manifestation diapirique du Trias, couronnée par un chapeau de fer à Khanguet el Mouahad, les sédiments pliocènes rubéfiés des deux premières coupes (Drâa Snouber Nord et Sud) prennent place (Fig.4). Ces dernières étaient sujet d'un échantillonnage réfléchi qui a donné trente cinq échantillons.

Plus au Nord-Est des deux premières coupes, parallèlement au fossé d'effondrement de Tébessa et au pied des différents massifs du Paléogène et du Crétacé supérieur s'étalent largement les sédiments pliocènes des deux autres coupes étudiées (Aïn Dibba et Djebel Boutighane). Précisément, à 7km au Nord de la commune de Tébessa et près d'une ancienne galerie souterraine de phosphate, les formations pliocènes rubéfiées prennent place. Les quatre coupes étudiées ont les coordonnées Lambert suivantes :

Tableau 2: Position géographique des coupes étudiées

Coupes	Coordonnées Lambert	
	X (km)	Y (km)
DRAA SNOUBER SUD	1008.5	249.7
DRAA SNOUBER NORD	1008.7	250.4
AIN DIBBA	995	254.3
DJEBEL BOUTIGHANE	993.5	254.6

Les affouillements torrentiels qui serpentent dans les sédiments détritiques friables du Pliocène ont permis (Fig.4) de prélever 85 échantillons sur quatre coupes bien orientées et balayant une bonne partie des affleurements pliocènes de la feuille de Tébessa.

La partie septentrionale : Elle prend place au Nord du Djebel Belkif et jouxtant la terminaison periclinale du Djebel Mesloula.

A l'ouest de Djebel Belkif, tout près de l'axe du synclinal Belkif et Metloug, les sédiments sableux pliocènes de la coupe de Koudiat el Agab affleurent (Fig.4). Dans le front de taille d'une sablière, vingt échantillons étaient pris et bien décrits.

Tableau 3: Position géographique des coupes étudiées sur image satellitaire

Coupes	Coordonnées géographiques	
	Latitudes	Longitudes
Koudiat el Agab	35°33'59.77"N	7°57'0.02"E
Koudiat er Ribat	35°47'59.95"N	7°41'0.01"E

A 2,5 km au Nord-Ouest du village d'el Bhira ech Chergui, plus au Nord-Ouest de la première coupe, sur l'axe de l'anticlinal d'Argoub Abdallah et au pied du diapir de l'Oued Melah, s'étalent largement les sédiments pliocènes de la deuxième coupe levée (Koudiat er Ribat) (Fig.4). Le front de taille de la sablière qui est en pleine activité, nous a permis d'entreprendre un échantillonnage représentatif et d'observer les différentes structures sédimentaires.

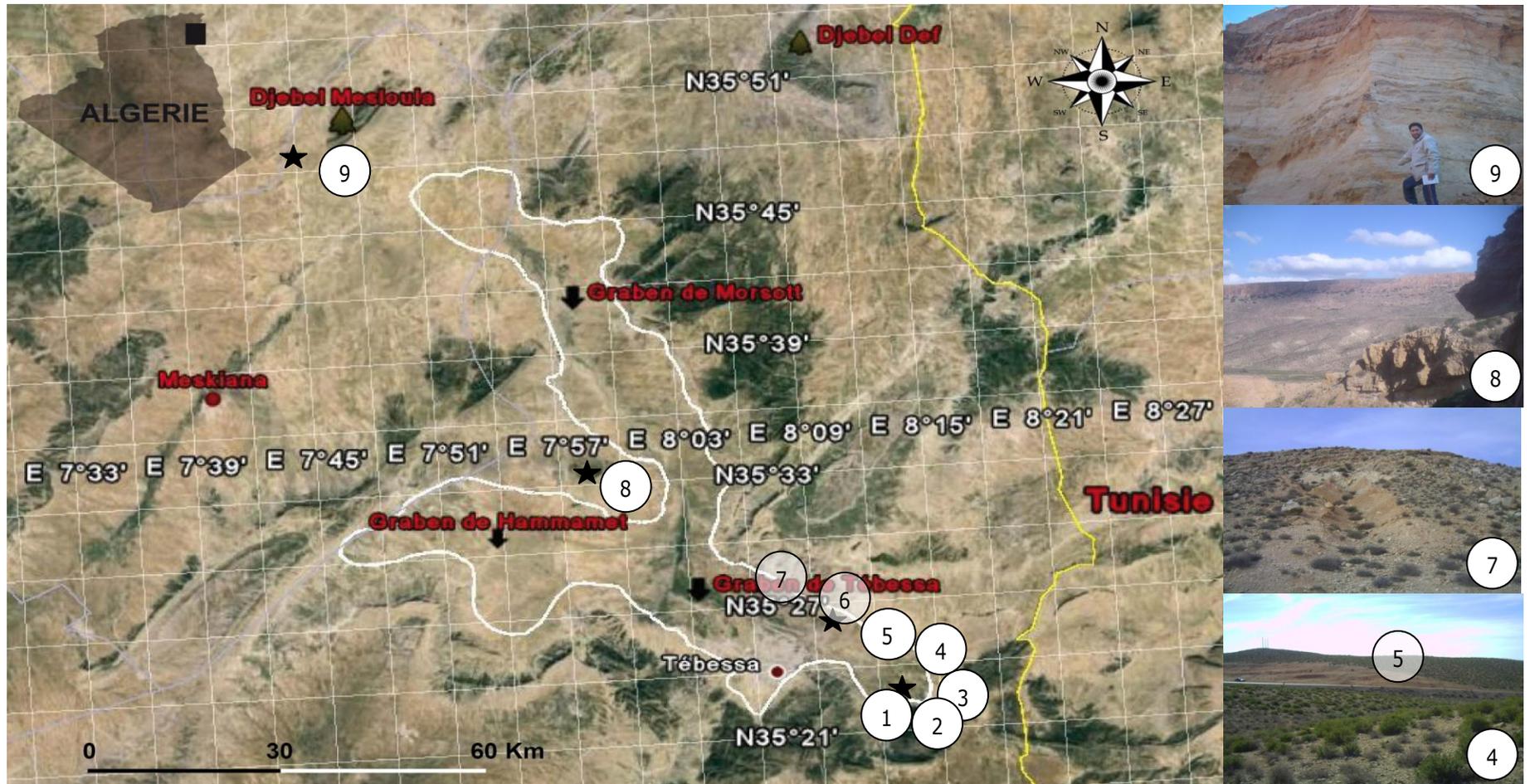


Figure 4: Position géographique des coupes étudiées sur photo satellitaire et aperçu sur terrain

- 1
2
3
 Coupes levées aux abords de Djebel Djebissa (Partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa)
- 4
5
6
7
 Coupes levées à Drâa Snouber Sud et Nord, Aïn Dibba et Djebel Boutighane (Partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa)
- 8
9
 Coupes levées à Koudiat el Agab et Koudiat er Ribat (Partie septentrionale du fossé d'effondrement de Tébessa)

Chapitre II

GEOLOGIE DE LA REGION D'ETUDE

GEOLOGIE DE LA REGION D'ETUDE

1. Historique

Le progrès de la géologie algérienne, résultats de recherches scientifiques rationnelles menées par des générations de géologues dévoués à la recherche dans le domaine des géosciences était tributaire de multiples monographies régionales d'une époque lointaine de l'histoire de notre Algérie.

La diversité des régions étudiées et des approches géologiques appliquées par tant de sagaces géologues permet la solution de nombreux problèmes posés par la géologie de l'Algérie. Les monographies géologiques réalisées sur l'avant pays méridional (atlasique) de la chaîne alpine d'Algérie orientale ont permis de tracer les grands traits de la géologie régionale et ont élucidé beaucoup de problématiques évoquant la stratigraphie et la tectonique de la région étudiée. Néanmoins, elles abordent d'une façon sommaire la géologie du Pliocène de notre terrain d'étude.

Le développement synthétique très intéressant de la géologie des monts du Mellègue et de Tébessa apporté par M. Hamimed (2004), S. Salmi (2004) et L. Sami (2004, 2011) m'a aidé à bien élaborer ce chapitre.

L. DAVID et D. JODOT (1954) ont essayé de produire une synthèse de l'histoire géologique du bassin mio-pliocène du Nador et Hamam Nbails entre Guelma et Souk Ahras.

G. Dubourdieu (1952, 1956, 1959) a évoqué la géologie et l'évolution tectonique des Monts de Mellègue et Tébessa dans une monographie régionale détaillée ainsi que dans quelques publications.

A. ZERDAZI (1990) a élaboré un travail sérieux et fructueux sur la gravimétrie de l'Atlas saharien septentrional oriental.

W. M. KOWALSKI et ses collaborateurs (1992-2002) ont étudié en détail la sédimentologie du dépôt miocène des monts de Tébessa et du Mellègue.

A.DEGAICHIA (2001) a analysé l'aspect sédimentologique et minéralogique du dépôt mio-pliocène de Chebket Sellaoua.

M. HAMMIMED (2004) a donné une synthèse sédimentologique et paléogéographique sur les sédiments miocènes de l'Atlas saharien oriental.

C. BENABBAS (2006) a apporté de nouveaux éléments sur l'évolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale en utilisant la photogéologie et l'analyse morpho structurale.

M. CHEBBAH (2007) a étudié la lithostratigraphie et la sédimentologie des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique.

F. DJAIZ (2011) a réalisé une étude sédimentaire et tectonique sur le Bassin néogène de Timgad.

La liste des travaux antérieurs abordant le Néogène de l'Atlas saharien oriental et ses abords évoqués ci-dessus n'est pas exhaustive, mais la quasi-totalité des thèses réalisées récemment font le tour détaillé des ouvrages de base et donnent un inventaire complet des différentes études géologique, stratigraphique et tectonique effectuées par nos prédécesseurs.

D'une manière synthétique, la région d'étude appartient à l'Atlas Saharien oriental où de puissantes séries méso-cénozoïques sont plissées suivant une direction atlasique (NE-SW). Ces Formations sont percées en plusieurs endroits par des formations évaporitiques du Trias, et interrompues par des fossés d'effondrement (Othmanine, 1987).

La région de Tébessa est constituée essentiellement des formations suivantes :

- Des formations triasiques diapiriques disloquant des formations adjacentes au niveau du Jebel Djebissa ;
- Des formations carbonatées représentées par d'importantes couches calcaire-marneuses et des marnes d'âge Crétacé à Tertiaire ; Certaines de ces formations sont observables au niveau des bordures de la plaine de Tébessa ;

- Un important dépôt alluvionnaire du Mio-Plio-Quaternaire repose en discordance sur les formations précédentes et forme ainsi le remplissage du fossé d'effondrement de Tébessa ; cette formation est observable notamment au piedmont des reliefs accidentés.

2. Stratigraphie

Dans l'Atlas Saharien oriental des confins algéro-tunisiens, du Crétacé inférieur au Néogène, s'agencent des trames sédimentaires très épaisses qui sont percées dans quelques affleurements par des formations évaporitiques du Trias diapirique (Fig. 5, 6 et 7).

2.1. Le Trias

Le Trias est la plus ancienne formation datée des monts de Tébessa et du Mellègue. Il est caractérisé par sa couleur rouge lie-de-vin, et comprend des marnes bariolées gypsifères emballant des blocs ou amas rocheux divers (dolomies, cargneules, calcaires dolomitiques, grès micacés, etc.).

M. Bertrand (1896) attribue l'âge triasique aux formations de Djebel Chettaba près de Constantine en présentant, à l'appui, les déterminations des fossiles découverts par Goux : Il s'agit de *Myophoria vulgaris* QUENDSTEDT. P. Fallot (1942) précise avec exactitude l'âge des formations triasiques.

Dans notre zone d'étude les formations triasiques bordées par d'importantes formations calcaires aptiennes à caractère récifal (Dubourdieu, 1956 et 1959) affleurent à la faveur de nombreux percement diapiriques d'orientation NE-SW et s'observent au niveau du Djebel Djebissa, du Djebel Belkif, du Djebel l'Ouenza, du Djebel Boukhadra, du Djebel Mesloula, du Djebel Boujaber, du Djebel Hameimat nord et sud et du Djebel Mzouzia.

L'holocène est lié aux mouvements distensifs qui ont caractérisé l'Atlas saharien oriental durant le Crétacé, après fracturation du substratum anté-salifère (Vila, 1980).

Le Trias est caractérisé par la présence, par endroit, de grains de pyrite et petits cristaux de quartz bipyramidés et affleure en masses chaotiques, sans aucune stratification. Son épaisseur demeure également inconnue mais elle est évaluée à plus de 1000 mètres (Rouvier et al., 1985; Pohl et al., 1986). Au cours de la période triasique s'est déposée une puissante série de dépôts évaporitiques et argilo-gypsifères dans des bassins lagunaires et lacustres (Chevenine et al., 1989). Dans la zone des "dômes" de Tunisie, de nombreux auteurs, en particulier Burollet (1973) et Perthuisot (1978),

ont donné un aperçu synthétique sur les dépôts triasiques. Selon ces auteurs, le Trias débiterait par une série détritique (grès et pélites) observée localement, suivie d'un ensemble évaporitique puissant, au sein duquel s'intercalent des niveaux d'argiles bariolées, des grès fins psammitiques associés à des niveaux carbonatés irréguliers.

2.2. Le Jurassique

L'épaisseur importante des formations anté-aptiennes qui caractérise le sillon Aurès-Kef ne permet pas l'affleurement des dépôts jurassiques dans la zone d'étude, mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (Beghoul, 1974).

Un lambeau de dolomie daté du Jurassique a été rencontré dans le diapir triasique de Hamimat Meskhouta, sur la feuille à 1/50.000 de Ain Télijdène au sud de Tébessa (Vila & al., 1993).

2.3. Le Crétacé

2.3.1. Le Crétacé inférieur :

Les formations du crétacé inférieur sont localisées dans les parties centrales des structures anticlinales, généralement, percées par les diapirs triasiques. Elles comportent les dépôts du Barrémien, de l'Aptien, de l'Albien et du Vraconien.

a) Le Barrémien :

Les affleurements du Barrémien sont rares, ils sont exclusivement limités aux parties centrales de certaines structures anticlinales (exemple : Djebel Bou Roumane, Djebel Mesloula et Djebel Boukhadra). Ils sont essentiellement représentés par des calcaires, des dolomies, des grès, et des marnes. L'épaisseur des dépôts du Barrémien est d'environ 200 m (Dubourdiou, 1956). Durozoy (1956), signale la présence probable d'une partie du Barrémien dans les calcaires et les dolomies des grands escarpements du flanc est du Djebel Bou Roumane. Les formations du Barrémien se sont déposées sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdiou, 1956), et témoignent des conditions de sédimentation en mer peu profonde. Ces conditions de sédimentation se sont poursuivies jusqu'au début de l'Aptien.

b) L'Aptien :

Dans les Monts de Tébessa et du Mellègue, l'originalité de la série aptienne est due au développement des faciès récifaux. Les sédiments de l'Aptien se rencontrent dans les noyaux des

anticlinaux ainsi qu'aux abords du Trias diapirique. D'une puissance qui varie de 250 à 600m, généralement, les dépôts albiens présentent deux faciès essentiels (Dubourdieu, 1956):

- Faciès clastique, marno-gréseux à intercalations de bancs calcaro-gréseux ou calcaro-argileux ;
- Faciès de calcaires récifaux organo-détritiques.

Dans sa partie inférieure s'installent des calcaires massifs souvent formés d'oolithes ferrugineuses et de dolomies. Les Orbitolines sont très abondantes tandis que les Rudistes, les Echinides, les Lamellibranches et les moules internes des Gastéropodes sont fréquents. Cet ensemble est surmonté par des calcaires massifs, gris ou roux, admettant des intercalations de marnes et de marno-calcaires à Orbitolines.

c) L'Albien :

Les dépôts de l'Albien sont largement repartis dans la région. Il s'agit de puissantes formations marines dont l'épaisseur dépasse parfois 1000m. Ils sont représentés par des calcaires gris foncés à noirs et des calcaires marneux dans les niveaux inférieurs. Ce faciès passe, vers le haut, à des marnes grises foncées et noires accompagnées par des assises de calcaires marneux gris foncés et noirs. Par endroit, les marnes finement litées admettent en intercalation de minces bancs de silices marneuses et des calcaires noirs.

La limite entre l'Albien inférieur calcaire et l'Albien moyen marneux et marno-calcaire est marquée par une inconformité stratigraphique. Cette dernière, datée anté-vraconienne (Rouvier, 1990) est le résultat d'une émergence. Cette inconformité matérialisée par un dépôt de moins d'un mètre composé de conglomérats grossiers, d'insolubles triasiques (carbonates variés, quartz bipyramide, pélites versicolores et grés). La puissance des dépôts albiens est de l'ordre 450 m.

d) Le Vraconien :

Le Vraconien ou « Albien terminal » (Vila, 1995) affleure avec l'Albien dans toute la région. Ses dépôts albiens sont constitués par une série monotone essentiellement marno-argileuse. Des marnes, argiles, argiles sablonneuses et argilites y sont aussi rencontrées. Par endroit, le Vraconien transgressif est conglomératique à la base et présente un remaniement d'élément triasique. La puissance du Vraconien varie entre 480m et 600m (Dubourdieu, 1956).

2.3.2. Le Crétacé supérieur :

Il est représenté dans la région par les dépôts du Cénomaniens, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien et Maastrichtien.

a) Le Cénomaniens :

Il est représenté par une série monotone de marnes grises et gris verdâtre à nombreux filons calcitiques. Dans les niveaux supérieurs, les marnes passent à des calcaires marneux à composants gréseux avec des intercalations de calcaires gréseux (0,1 à 0,3m). La puissance du Cénomaniens varie entre 600 et 900 m.

b) Le Turonien :

Les dépôts du Turonien constituent les flancs des grands anticlinaux et synclinaux de la région. Ils sont représentés par des calcaires marneux en plaquettes gris foncé à noire, à la base, surmontés par une assise massive (80 à 100m) de calcaires beiges ou rosés, et des dolomies ou des calcaires dolomitiques. Les calcaires massifs ont un caractère récifal (Djebissa et Hammamet) ainsi qu'on témoignent les Rudistes recueillis. Au dessus de ces formations, le Turonien, épais de 150m, comprends de haut en bas : des marnes noires gypsifères, des marno-calcaires gris en plaquettes à altération blanchâtre et de nouveau des marnes noires souvent lumachelliques et rognoneuses. Vers la base, un banc de calcaire à lumachelles fossilifère augmente d'épaisseur et prend un aspect récifal au-dessus des sources de Tébessa.

c) Le Coniacien-Santonien :

Par manque de critère de distinction (faune caractéristique) les formations du Coniacien-Santonien ne sont pas subdivisées. Elles sont localisées dans les limites d'anticlinaux et synclinaux dans toute la région. Ces deux étages sont représentés par des marnes argileuses grises, verdâtres et gris jaunâtre à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur épaisseur varie de 200 à 500 m.

d) Le Campanien :

On y attribue au Campanien inférieur une formation homogène de marnes argileuses. Cependant les parties médianes et supérieures de cette formation sont dominées par des calcaires blancs à minces intercalations de marnes et de calcaires marneux. La puissance de cette formation varie entre 300m et 600 m.

e) Le Maastrichtien :

La base de cet étage est composée par des calcaires gris intercalés de minces lits de marnes grise-vertes. Dans la partie médiane de la série, les calcaires deviennent plus compacts et renferment de multiples intercalations d'argilites et de marnes argileuses. La puissance du Maastrichtien varie de 250m à 300m.

2.4. Le Paléogène :

2.4.1. Le Paléocène

Il est caractérisé, à sa base, par une puissante série (300m) de marnes noires ou jaunâtres semblables à celles du Maastrichtien supérieur. Des marnes et calcaires marneux à silex renfermant plusieurs niveaux phosphatés, se développent dans sa partie sommitale.

2.4.2. L'Eocène

Les dépôts de l'Eocène affleurent dans les parties Nord et Sud de la région. Ils sont représentés par des calcaires massifs à silex en bancs épais, de 50 à 60m, renfermant des Nummulites. A sa base, 5m de calcaires marneux blancs à silex.

2.5. Le Néogène :

Le Néogène est marqué dans la région par les formations du Miocène et du Pliocène.

2.5.1. Le Miocène :

Les dépôts d'âge Miocène reposent en discordance sur les formations plus anciennes et forment leur couverture. Ils se rencontrent au sud et au nord de la région d'étude et sont composés de conglomérat, grès, argiles, marnes et calcaires lacustres. La puissance du Miocène varie de 50m à 200m. Les travaux de M. Hamimed (2004) indiquent la présence de trois unités miocènes (Burdigalien, Langhien-Serravalien et Tortonien) et se traduisent par trois cycles eustatiques à conglomérats transgressifs, composés de cycles sédimentaires d'ordre 2 ou 3 suivant la dynamique des nappes sédimentaires. Deux grands bassins sédimentaires miocènes sont identifiés : le bassin d'El Ma Labiod au Sud et le bassin d'El Aouinet-Meskiana au Nord (Hamimed, 2004).

2.5.2. Le Pliocène :

Sur l'échelle des temps géologiques, le Pliocène est la plus récente époque géologique du Néogène. S'étendant de $5,332 \pm 0.005$ à $2,588 \pm 0.005$ millions d'années (depuis que le Gélasien est classé dans le Pléistocène), il est suivi du Pléistocène et précédé par le Miocène. Cette période

a été dénommée par Charles Lyell à partir du grec (pleion, "plus") et (kainos, "nouveau"), plus récent en référence aux mammifères déjà essentiellement modernes.

Les dépôts du Pliocène comportent des sables quartzeux et des argiles rougeâtres ainsi que des conglomérats polygéniques bien cimentés. La formation recouvre largement les calcaires éocènes de la bordure Nord du fossé d'effondrement de Tébessa et les calcaires maastrichtiens de la bordure NE. Les sables quartzeux du Pliocène sont abondants au voisinage de Djebel Djebissa. Ils contiennent des bois fossiles silicifiés. Dans la littérature, il est mentionné sans distinction avec le Mio-Pliocène, sinon ses sédiments sont attribués à tort au Quaternaire. Notre étude le différencie par rapport aux autres étages géologiques et identifie ses variations lithologiques, pétrographiques et sédimentologiques dans la zone étudiée.

Le tableau ci-dessous donne un aperçu sur l'historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et ses régions voisines (Guiraud, 1997). Le découpage séquentiel est attribué par Chebbah (2007) aux sédiments du Néogène de la région de Biskra. Notre étude donne des précisions sur l'agencement séquentiel des sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords.

Tableau 4: Historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines (Guiraud, 1997 et Chebbah, 2007)

M. Chebbah (2007)		R. Laffite (1939)		G. Glaçon et R. Guiraud (1970)		R. Guiraud (1973)			Age	
									DTS*	MA
Séquences										
2	3									
MSIII Cycle du Pliocène	MS IIIb	Pliocène	P	Villafranchien	P ³	Pliocène	Sup. Moy. Inf.	P ³ P ² P ¹	Gélasien	1.8
				Pliocène inférieur	P ²					2.58
				P ¹	Plaisancien					
	MS IIIa	Pontien supérieur	m ³						Zancléen	3.6
										5.3

*Digital Time Scale (Gradstein, Ogg, Smith et al., (2004))

2.6. Le Quaternaire :

Les dépôts quaternaires sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et 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 (Dubourdiou, 1956). On y rencontre des formations clastiques continentales couvrant les pentes des massifs et remplissant les vallées. On distingue de bas en haut (Durozoy, 1956) :

- Travertins déposés par les sources de Tébessa et de Tenoukla ;
- Alluvions actuelles ;
- Limons récents, développés surtout dans la grande vallée de l'Oued Kébir ;
- Croûte calcaire : C'est un dépôt superficiel dû à l'évaporation d'eau chargée de calcaire, développé sur les alluvions caillouteuses anciennes ;
- Alluvions anciennes de piedmont : C'est des formations de bordure de la plaine de Tébessa, argileuses ou caillouteuses. Dans le premier cas, elles sont constituées à partir des marnes sénoniennes à l'Ouest et au NE de Tébessa, dano-montiennes au NW, cénomaniennes au SE et dans le second cas, à partir des calcaires maastrichtiens à l'Ouest et au NE, éocènes au N, turoniens à l'Est, enfin d'éléments très divers aux flancs du Djebel Djebissa. Ce sont, généralement, des cônes d'éjection ;
- Matériel d'épandage ancien en terrasse formé de cailloutis et d'argiles ;
- Matériel d'épandage ancien composé d'éboulis et de cônes de déjection ravinés par les oueds actuels ;
- Les cailloutis anciens du Djebel Djebissa qui sont perchés sur les argiles à gypse du Trias ou sur les marnes cénomaniennes.

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique		
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.		
	Néogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	
		Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	
	E O C È N E	U R	Maest.		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campan.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		E R	Con-Sant.		500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo		④ 180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		S U P	Cénom.		③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
			Vracon.		② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		E F U R	Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
			Clans		100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
			Apvien		① 300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
		M E S O Z O I Q U E	Barrém		< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloul). ?
	Jurassique			< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.	
	M E S O Z O I Q U E	Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.	

Figure 5: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue.

(D'après : Dubourdiou 1956, 1959; David 1956; Madre 1969; Fleury 1969; Thibieroz et Madre 1976; Chikhi 1980; Otmanine 1987; Bouzenoune 1993 et Vila et al., 2000, in Sami, 2004).

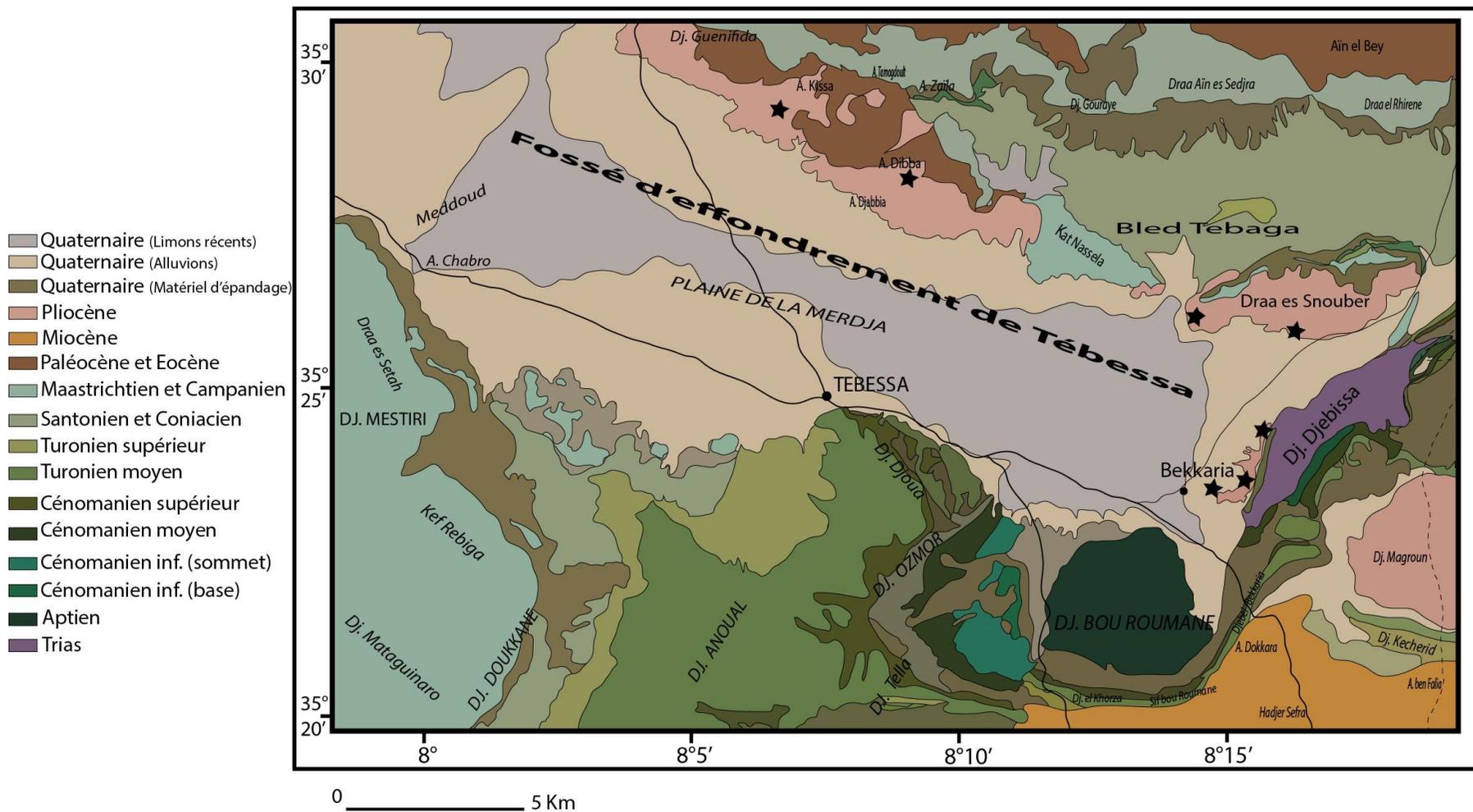
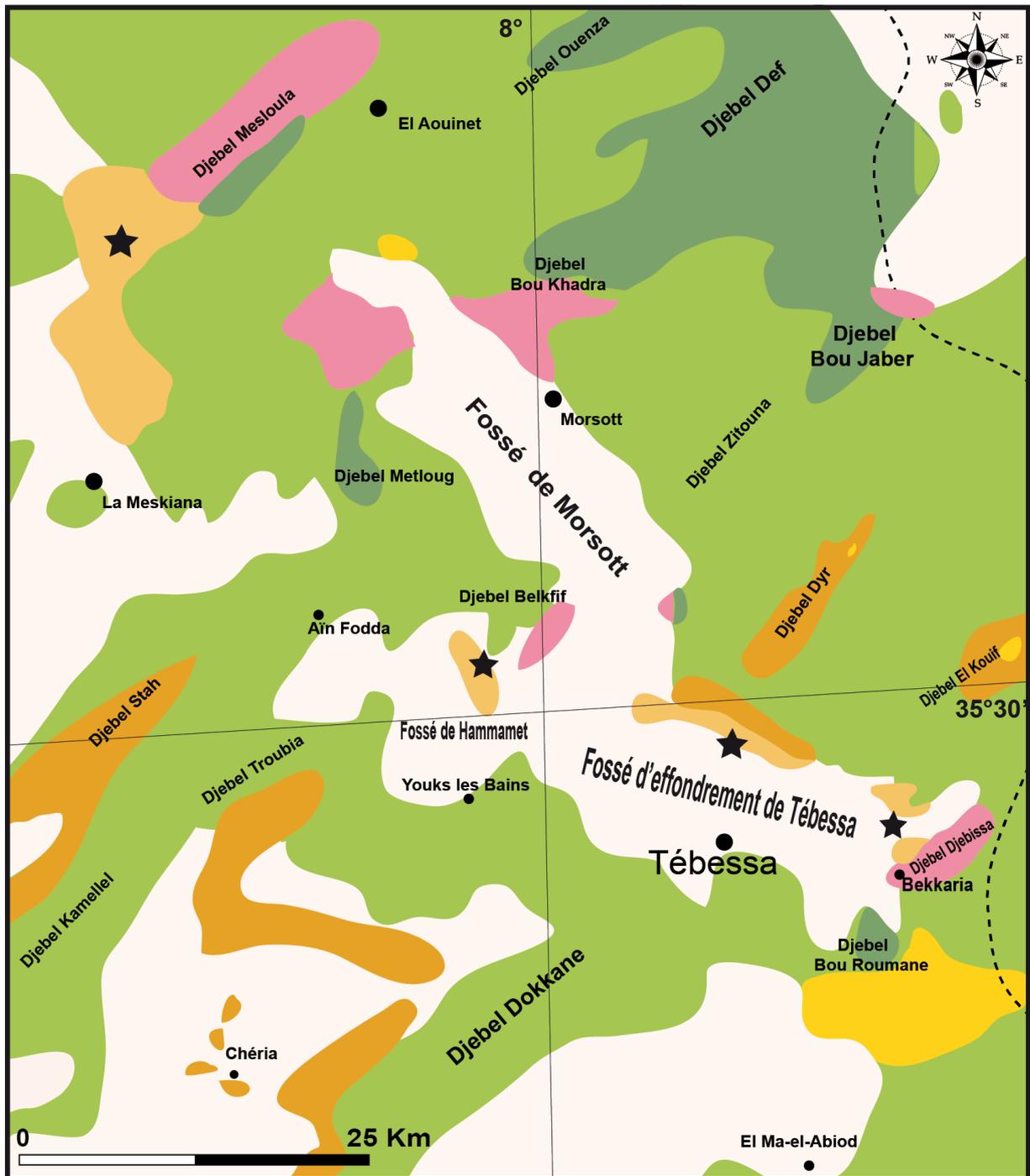


Figure 6: Carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°206 Tébessa (Durozoy MG (1956)), montrant les affleurements étudiés



- ★ Affleurements étudiés
- Quaternaire
- Pliocène
- Miocène
- Paléogène
- Crétacé supérieur
- Crétacé inférieur
- Trias

Figure 7: Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500000, montrant les coupes levées (Service de la Carte géologique de l'Algérie, 1951)

3. Tectonique

Les grands traits de la géologie de la "zone des diapirs" dans les monts du Mellègue et de Tébessa appartenant à l'Atlas saharien sont bien connus grâce aux nombreuses études ou notes géologiques déjà publiées (Tableau 5). Il s'agit principalement de dépôts méso-cénozoïques et de divers recouvrements épicontinentaux et continentaux plio-quadernaires. L'ensemble de ces formations y compris le Plio-Quaternaire est percé par le Trias à faciès lagunaire.

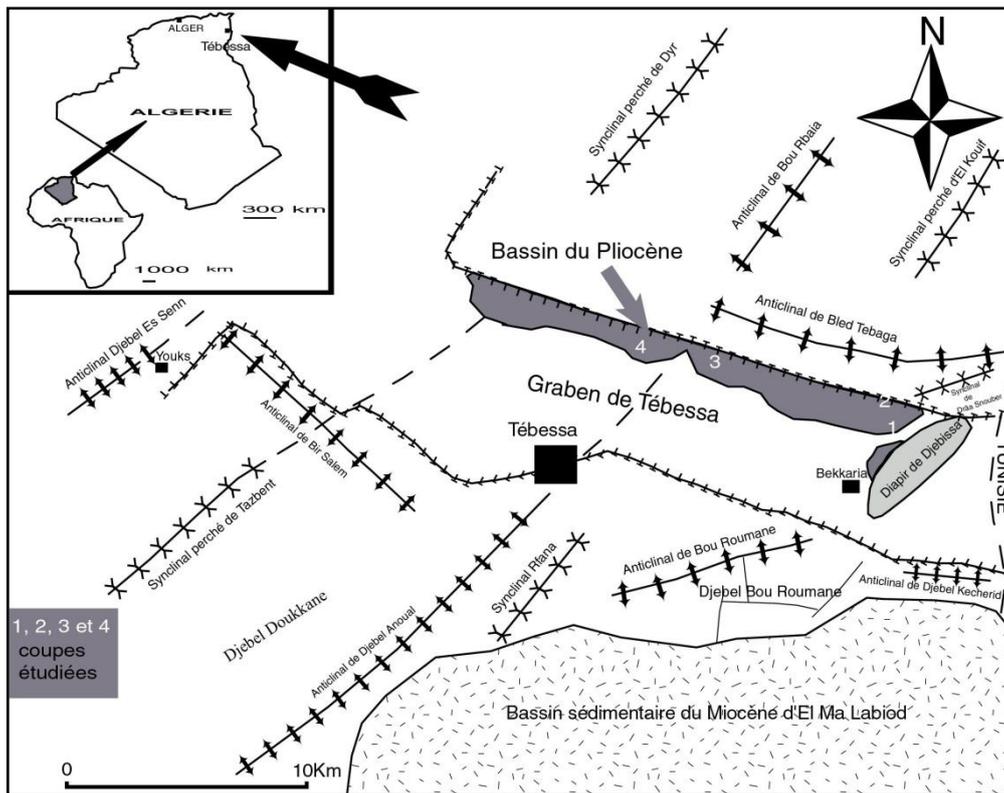


Figure 8: Esquisse structurale du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Durozoy, 1956) modifiée.

1. Coupe de Drâa Snouber Sud ; 2. Coupe de Drâa Snouber Nord ; 3. Coupe d'Aïn Dibba ; 4. Coupe de Djebel Boutighane.

Ces séries sédimentaires ont été plissées suivant une direction NE-SW suite à la phase compressive atlasique dont l'âge a été souvent discuté (Dubourdiou et Durozoy, 1950; Dubourdiou, 1956). Ces plis sont tronqués ultérieurement par des fossés d'effondrements d'orientation NW-SE résultant d'une activité tectonique distensive post-Miocène inférieur (David, 1956; Dubourdiou, 1956; Kazi-tani, 1986). Cette tectonique tant compressive que distensive est toujours accompagnée par une ascension de masses triasiques. Les manifestations diapiriques sont considérées polyphasées (Dubourdiou, 1956; Thibieroz et Madre, 1976; Rouvier et al., 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot et

al., 1987; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000). Ces fossés sont comblés par des dépôts plio-quadernaires pouvant atteindre une puissance de 170m dans le fossé de Tebessa-Morsott et près de 300 m dans celui de Kasserine (Dubourdiou et al., 1950).

L'âge de ces fossés d'effondrement est très discuté. Ces fossés résultent d'une intense activité tectonique distensive post Miocène inférieur pour certains auteurs tels que, Castany, (1951 et 1954) ; Dubourdiou, (1956); David, (1956); Kazi Tani, (1986); Othmanine,(1987), alors que pour d'autres, Bismuth, (1973); Chihi, (1984); Chihi et al., (1984) ; Chihi et Ben Ayed, (1991) ; Chihi et Philip, (1999), les premières manifestations sont enregistrées au Crétacé et l'effondrement majeur s'est réalisé au Pliocène.

Dans la zone d'étude (Fig.8), on observe une succession des phases tectoniques distensives et compressives. La tectonique distensive d'âge créacé-éocène est responsable de la formation d'un bassin subsident, où les dépôts y oscillent fréquemment entre des faciès néritiques et des faciès deltaïques, ou même franchement continentaux. La tectonique compressive de l'Eocène terminal (phase fini-lutétienne et priabonienne), avec une contrainte maximale de direction NW-SE est responsable des plissements appartenant à la phase atlasique (Dubourdiou, 1956; Thibièroz et Madre, 1976; Rouvier et al, 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot et al, 1988; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000).

La phase tectonique du Pliocène inférieur est responsable des plis orientés W-E ; elle est développée dans la zone de Tébéssa (Durozoy, 1956; Zerdazi, 1990). Cette phase a transformé les directions atlasiques en créant de nouvelles structures, comme l'anticlinal de Bled Tebega, le Synclinal de Draa Snouber, l'Anticlinal de Bir Salem et les anticlinaux de Dj. Kechrid, Dj. Sif Bou Roumane, Dj. Khorza, Dj. Tella et Dj. Anoual, qui ont conservé certaines directions structurales de la phase atlasique, visible dans la structure compliquée du Dj. Bou Roumane.

Le plissement du Pliocène inférieur de Dj. Kechrid a facilité l'apparition des séries basales du Miocène aux limites du bassin d'El Ma Labiod, près de Mechta ben Falia et Aïoun et Ksob. Le stade distensif de cette phase a provoqué l'effondrement du fossé de Foussana, avec l'effondrement partiel de l'anticlinal de Dj. Kechrid. L'effondrement du fossé de Foussana était, probablement, contemporain de l'effondrement du fossé de Morsott et il précédait l'effondrement du fossé de Tébéssa.

La phase distensive du Pliocène supérieur a facilité le diapirisme à Dj. Djebissa et elle est bien connue en Tunisie où de nombreux travaux l'ont mise en évidence (Laatar, 1980; Smati, 1986; Chikhaoui, 1988; Hatira, 1988; Perthuisot et al., 1988). L'action du Trias est ressentie déjà à l'Albo-Aptien par la condensation des séries albo-aptiennes au niveau des intumescences triasiques (Othmanine, 1987; Aoudjehane et al., 1992).

La deuxième phase compressive locale, du Plio-Quaternaire (Blès, 1969; Zerdazi, 1990; Boufaa et al., 1996) s'est manifestée par des plis de direction NNW-SSE parallèles au fossé de Morsott et que nous appellerons « Anticinal de Dj. Belkif » et « Synclinal de l'Oued Faid El Obbiz ».

La phase distensive du Pliocène supérieur (Blès, 1969; Zerdazi, 1990; Boufaa et al., 1996; Kowalski et Hamimed, 2000) a donné naissance au fossé de Tébessa avec l'effondrement et le basculement des certaines structures antérieures, d'autre part cette phase a réactivé la montée du diapir de Djebissa, dont la prolongation occidentale est probablement responsable du redressement des séries miocènes de la partie nord de Hadjer Sefra avec le Turonien en dessous.

Tableau 5: Récapitulatif des phases tectoniques des Monts du Mellègue

Phases tectoniques	Conséquences
Phase distensive d'âge crétacé-éocène	-Formation d'un bassin subsident, où les dépôts y oscillent fréquemment entre des faciès néritiques et des faciès deltaïques, ou même franchement continentaux.
Phase compressive fini-lutétienne et priabonienne	-Plissements appartenant à la phase atlasique dirigées NE-SW
Phase compressive du Pliocène inférieur	- Plis orientés W-E ; -Création de nouvelles structures, comme l'anticlinal de Bled Tebega, le Synclinal de Draa Snouber, l'Anticinal de Bir Salem et les anticlinaux de Dj. Kechrid, Dj. Sif Bou Roumane, Dj. Khorza, Dj.Tella et Dj. Anoual.
Phase distensive du Pliocène inférieur	-Effondrement du fossé de Foussana ; -Effondrement partiel de l'anticlinal de Dj. Kechrid ;

	-Effondrement du fossé de Morsott.
Phase compressive du Pliocène supérieur	-Plis de direction NNW-SSE parallèles au fossé de Morsott.
Phase distensive du Pliocène supérieur	-Individualisation des fossés de Tébessa et Hammamet avec l'effondrement et le basculement des certaines structures antérieures ; -Réactivation du diapir de Djebissa.

Chapitre III

DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISEES

DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISEES

1. Introduction

Afin de connaître les conditions de dépôt du Pliocène de la zone étudiée et son évolution faciologique et texturale latéralement et verticalement, plusieurs méthodes appropriées granulométriques, morphoscopiques et pétrographiques ont été associées. Les techniques utilisées sur terrain et dans le laboratoire sont multiples et complémentaires :

Sur le terrain: Des observations lithologiques et des délimitations séquentielles ont été effectuées. Des échantillons ont été pris dans les fronts de taille des carrières, en prenant en considération les changements visibles dans les couches: faciès, structure, texture et composition minéralogique. Le nombre des échantillons devrait satisfaire à une lecture fidèle de l'agencement séquentiel du dépôt et son évolution spatiale;

En laboratoire: Granulométrie, analyses chimico-pondérales et calcimétriques, morphoscopie des grains de quartz et détermination des minéraux argileux à partir des diffractogrammes sont la panoplie des analyses effectuées pour arriver à décrypter l'enregistrement sédimentaires des dépôts du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords.

Les agencements séquentiels décelés et étudiés des trames sédimentaires des dépôts pliocènes du fossé d'effondrement de Tébessa (découpage, description, interprétation, facteurs liés à leur transport et mise en place) ainsi que les résultats granulométriques et minéralogiques peuvent servir de référence dans l'étude des sédiments détritiques siliciclastiques semblables à ceux de la région d'étude.

2. Granulométrie

Les analyses granulométriques ont pour objectifs de déterminer les tailles des particules des différents stocks composant le dépôt (sables, silts,...) et de définir leur distribution fréquentielle dans le sédiment. Les protocoles de l'analyse granulométrique dépendent de la nature des sédiments et de la taille des grains. Le tamisage à sec est souvent utilisé pour les sables propres et désagrégés.

La surface des grains de sables sauvegarde les archives des différents processus sédimentaires comme la nature des agents porteurs et les mécanismes qui contribuent à leur mise en place ainsi que les processus de leur transport et altération. L'analyse morphoscopique nous apporte des réponses sur ces différents processus sédimentaires et les milieux de dépôt.

Les analyses granulométriques et morphoscopiques entreprises sur les sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords mènent à connaître les conditions de dépôt en étudiant les mécanismes de leur mise en place, ainsi que les processus de leur altération et mobilisation. Dans l'objectif de bien comprendre leur évolution granulométrique et morphoscopique, plusieurs graphiques ont été établis, et des paramètres granulométriques étaient calculés et brassés convenablement.

3. Historique des recherches sédimentologiques antérieures

L'utilisation des paramètres statistiques dans l'analyse sédimentologiques était suggérée et adoptée par plusieurs sédimentologues ; sommairement on peut citer :

- **C. K. WENTWORTH (1926)** a proposé surtout sa méthode des moments ;
- **D. TRASK (1930)** a lancé sa méthode des quartiles, qui s'intéressent de la partie centrale du sédiment ;
- **W. C. KRUMBEIN(1936)** a utilisé les quartiles mesurés dans la description et comparaison des sédiments ;
- **BIETLOT (1941)** a évalué les indices granulométriques d'une façon purement graphique ;
- **RIVIERE (1952)** a représenté graphiquement l'évolution granulométrique des sédiments meubles ;
- **R. L. FOLK ET W. C. WARD (1957)** ont contribué d'une façon incontestable dans la quantification des phénomènes sédimentologiques ;
- **R. PASSEGA (1964)** a tracé un célèbre diagramme pour déterminer les milieux sédimentaires ;
- **G. M. FRIDMAN (1967)** a combiné entre plusieurs coefficients sédimentologiques afin de connaître les conditions de dépôt sédimentaire ;
- **G. S. VISHER (1969)** a utilisé l'échelle de probabilité dans le but de bien individualiser les stocks granulométriques et les modes de transport ;

- **L. BRTHOIS (1970)** a essayé d'améliorer les techniques d'analyse granulométrique ;
- **W. B. BULL (1977)** a tracé son diagramme de détermination des milieux des dépôts fluviatiles et de cônes alluviaux dans son ouvrage the alluvial fan environment.

4. Définitions des paramètres granulométriques utilisés

L'analyse granulométrique fait appel à une échelle des tailles suivant une progression géométrique décroissante et subdivisée en classes granulométriques. L'intérêt de cette échelle logarithmique des tailles adoptée en abscisse est de permettre la présentation d'une fourchette dimensionnelle élargie sur un graphique de dimension normale. La progression la plus utilisée est celle d'Udden-Wentworth, pour laquelle chaque classe principale correspond à un diamètre du double ou de la moitié de la classe voisine, la classe de base correspondant à 1 mm (Fig.9). Les sédimentologues anglo-saxons ont généralisé l'usage d'une échelle logarithmique, dite échelle des phi (Φ) de Krumbein, telle que:

$$\Phi = -\log_2 (d), \text{ (d : Diamètre des grains en mm)}$$

La courbe granulométrique cumulative se trace sur papier semi-log où, en abscisse (échelle logarithmique) sont portés les diamètres (D) des particules et en ordonnée (échelle arithmétique), le refus partiel en pourcentage pondéral. Cette courbe permet de mesurer les percentiles ; (5%, 16%, 25%, 50%, 75%,84%, 95%, et 99%), ainsi que de calculer graphiquement les divers coefficients de n'importe quelle distribution granulométrique.

Phi	Grade		mm	μm
-8	Bloc	G R A V I E R	256	256000
	Galet			
-5	Caillou		64	64000
	Granule			
-2			4	4000
-1			2	2000
0	Très grossier	S A B L E	1	1000
1	Grossier		0.5	500
	Moyen			
2			0.25	250
3	Fin		0.125	125
4	Très fin	0.0625	62.5	
5	Grossier	V A S E	0.0313	31.3
6	Moyen		0.0156	15.6
	Fin			
7			0.0078	7.8
8	Très fin		0.0039	3.9
	Argile			

Figure 9: Classification dimensionnelle des sédiments détritiques en mm et en μm et leurs équivalents à l'échelle phi (d'après C.K. Wentworth, 1922).

La courbe cumulative en abscisses logarithmique et ordonnées suivant une échelle de probabilité, dite de Visher (1969), permet d'identifier les différents stocks granulométriques ainsi que les modalités de transport.

Pour traduire graphiquement les résultats de l'analyse granulométrique, on utilise aussi la courbe de fréquence. Elle est établie en combinant les deux variables suivantes:

- En abscisse, les diamètres équivalents en Φ ;
- En ordonnées, les pourcentages des refus partiels.

Elle permet de déduire le classement et même l'asymétrie de l'échantillon (Fig.10).

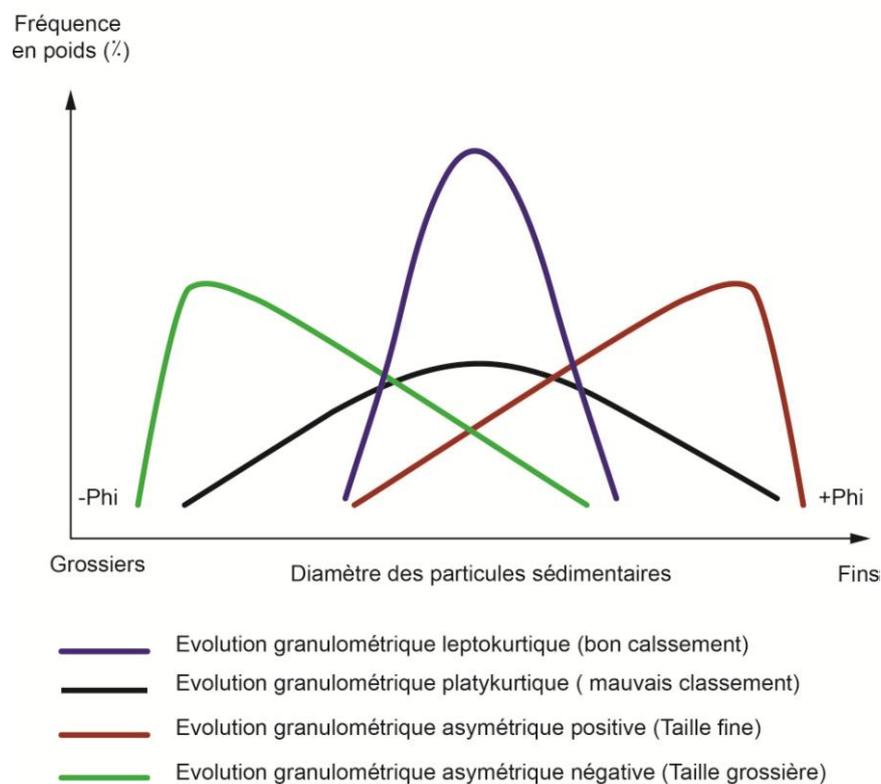


Figure 10: Courbe de fréquence (classement et asymétrie)

Nombreux sont les auteurs qui ont proposé des indices qui permettent d'exprimer numériquement les caractères de distribution granulométrique (Trask, 1930; Inman, 1952; Folk et Ward, 1957). La médiane (M_d), le mode (m), la moyenne (M_z), le sorting ou classement (δ_i), le skewness (SK_i) et le

kurtosis (K_G) sont les indices sédimentologiques les plus couramment utilisés. Dans ce présent travail les paramètres et indices choisis sont ceux définis par Folk et Ward (1957).

4.1. Le mode (M_i)

Le mode d'une distribution granulométrique correspond aux sommets de "cloches" des histogrammes, et il est lu directement à partir des courbes de fréquences. Il faut signaler que le mode peut être trouvé aussi par l'étude des points d'inflexion de la courbe cumulative.

4.2. La médiane (M_d)

Il s'agit d'un coefficient qui a été proposé par Trask (1930). Cette dimension est la valeur lue en abscisse pour le point dont l'ordonnée correspond au percentile 50. C'est un coefficient très utilisé surtout dans le cas des sédiments homogènes car il renseigne fidèlement sur les distributions centrales.

4.3. Le graphic mean (Grain moyen) (M_z)

Otto (1939) propose ainsi qu'Inman (1952), la formule suivante pour le calcul de la moyenne :

$$M = (\Phi_{16} + \Phi_{84}) / 2$$

Mais cette relation, qui néglige la partie centrale des distributions dans la courbe granulométrique, n'est pas appréciée pour les courbes plurimodales. Pour remédier à cela, Folk et Ward (1957) ont proposé:

$$M_z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}) / 3$$

Dans leur formule, Folk et Ward ont choisi trois quartiles (Φ_{16} , Φ_{50} et Φ_{84}) dans le but de prendre en considération tout l'éventail granulométrique de l'échantillon (distributions centrales et proximales).

4.4. Le classement (Inclusive Graphic ou Standard Déviation) (δ_i)

Ce paramètre est connu sous le nom de « indice de classement, So », (Trask, 1930) $S_0 = \sqrt{Q_{25}/Q_{75}}$, et « Graphic Standard Déviation δG », $\delta G = (\Phi_{84} - \Phi_{16}) / 2$ (Otto, 1939).

Inclusive Graphic Standard Déviation est le terme utilisé par Folk et Ward (1957), d'où :

$$\delta_i = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6,6$$

Avec ces quatre quartiles, 90 % de la distribution est utilisé dans le calcul de ce paramètre. Le Sorting index ou indice de tri et de classement présente une estimation de la dispersion des tailles des particules par rapport à la moyenne de l'échantillon.

δ_I	Classement
< 0,35	Très bien classé
0,35-0,50	Bien classé
0,50-0,71	Moyennement bien classé
0,71- 1,00	Moyennement classé
1,00-2,00	Très mal classé
> 4	Extrêmement mal classé

4.5. L'Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (Sk_i)

Pour rendre compte de la normalité d'une distribution, il est nécessaire de calculer, à la fois l'asymétrie et l'angulosité de la courbe. Le terme utilisé par Inman pour cet indice est « Graphic Skewness », selon cet auteur ce paramètre est donné par la formule suivante :

$$Sk_i = \Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50} / 84\Phi - \Phi_{16}$$

Folk et Ward (1957) ont proposé, en s'inspirant de la formule d'Inman, une nouvelle relation pour calculer l'asymétrie d'une courbe:

$$Sk_i = ((\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}) / 2 (\Phi_{84} - \Phi_{16})) + ((\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}) / 2 (\Phi_{95} - \Phi_5))$$

Avec cette formule, 90% de la distribution est pris en considération. Ce paramètre informe sur l'enrichissement en particules grossières (asymétrie négative), l'enrichissement en particules fines (asymétrie positive), ou s'il y'a symétrie de la distribution granulométrique.

Sk_i	Classement
-1,00 à -0,30	Forte asymétrie vers les grandes tailles
-0,30 à -0,10	Asymétrie vers les grandes tailles
-0,10 à +0,10	Symétrie granulométrique de l'échantillon
+0,10 à +0,30	Asymétrie vers les petites tailles
+0,30 à +1,00	Forte asymétrie vers les petites tailles

4.6. Le kurtosis ou coefficient d'acuité (K_G)

Folk et Ward (1957) ont défini ce paramètre par la relation suivante :

$$K_G = (\Phi_{95} - \Phi_5) / (2,44 * (\Phi_{75} - \Phi_{25}))$$

Le kurtosis est l'indice d'acuité du mode, il mesure l'angulosité de la courbe de fréquence. Si le mode est concentré dans des classes granulométriques restreinte, on a une distribution leptokurtique ; s'il est dispersé, on a une distribution platykurtique.

K_G	Classement
$K_G < 0,67$	Courbe très platykurtique
0,67-0,90	Courbe platykurtique
0,90-1,11	Courbe mésokurtique
1,11-1,50	Courbe leptokurtique
1,50-3,00	Courbe très leptokurtique
3,00 < K_G	Courbe extrêmement leptokurtique

5. Détermination morphoscopique

En se référant à l'échelle d'A. Cailleux (1969) pour l'appréciation du degré d'usure des particules sédimentaires, les échantillons étudiés se comparent facilement aux figures géométriques standards. Au cours de l'analyse granulométrique, chaque résidu de tamisage est placé indépendamment des autres, et chaque classe granulométrique est représentée par un résidu. Ce dernier est observé à la loupe binoculaire sur un fond contrasté noir ou blanc, qui fait ressortir le contour des grains. Les sables traités à l'acide chlorhydrique puis à l'eau oxygénée, pour éliminer les carbonates et la matière organique, sont séparés en quatre fractions granulométriques :

- **FS : de 2 à 0.5 mm ;**
- **FI : 0.5 à 0.315 mm ;**
- **FII : 0.315 à 0.16 mm ;**
- **FIII : 0.16 à 0.04 mm.**

Le protocole d'étude morphoscopique, mis au point par Cailleux et Tricart (1959), est appliqué aux grains de quartz de la fraction **FI**. Les déterminations morphoscopiques (Forme et aspect des grains) sont réalisées à l'aide d'une loupe binoculaire sur 100 grains de chaque échantillon. La morphoscopie apporte des renseignements sur le mode de transport de l'échantillon. On peut distinguer plusieurs types de grains de quartz:

- **Les non usés transparents:** quartz à contours anguleux et d'aspect limpide. Leurs faces sont planes, lisses et présentent souvent des cassures ;

- **Les non usés opaques:** quartz de même forme que précédemment mais d'aspect terne. Ces deux types de grains n'ont pas subi de transport, ou ont subi un transport rapide qui n'a pas eu le temps de laisser son empreinte (éboulis, torrents) ;
- **Les émoussés transparents:** quartz à angles émoussés, arrondis. Ils sont limpides ;
- **Les émoussés opaques:** quartz de même forme que précédemment mais d'aspect terne. Les grains de quartz émoussés luisants ou opaques caractérisent un transport par l'eau, de longue durée. Ceux qui sont parfaitement ovoïdes ont été façonnés en milieu karstique.
- **Les rond-mats:** quartz de forme circulaire présentant des traces de chocs qui précisent un transport par le vent.

6. Minéralogie par rayons X

La fraction limono-argileuse récupérée par tamisage à l'eau, est attaquée progressivement par de l'acide chlorhydrique à 10 % et par de l'eau oxygénée afin de se débarrasser des carbonates et de la matière organique. Le sédiment est ensuite nettoyé avec de l'eau déminéralisée à l'aide d'une centrifugeuse à 2 500 tr/mn pendant 5 minutes. L'opération du lavage est répétée 3 à 6 fois selon les échantillons, en principe jusqu'à défloculation des argiles. Une fois le sédiment bien rincé, on récupère la fraction argileuse déposée en surface du culot et on l'étale sur une lame de verre.

Les échantillons bruts, préalablement broyés, des différentes coupes étudiées étaient sujets d'une étude minéralogique aux rayons X.

Ces opérations se sont déroulées à l'Université El Manar en Tunisie. Le principe de cette analyse repose sur la diffraction d'un faisceau de rayon X sur le réseau de plans cristallins des argiles. Cette analyse obéit à la loi de Bragg :

$$\lambda = 2 d \sin \theta$$

λ : longueur d' onde de la source

d : distance entre deux plans parallèles successifs

θ : angle que fait le faisceau incident avec le réseau de plans.

Chaque lame a subi trois analyses différentes :

- Une analyse sans traitement ;
- Une analyse avec saturation par glycol: ce traitement est important pour caractériser les smectites suite aux gonflements de ses feuillets ;

- Une analyse après chauffage au four à 550 °C: ce traitement détruit certains minéraux sensibles à la chaleur comme la kaolinite.

L'identification des minéraux argileux se fait sur les diffractogrammes des trois analyses. La proportion de chaque minéral est estimée d'une manière semi-quantitative en mesurant la hauteur des pics de chaque espèce par rapport au bruit de fond. Grâce à sa base de données très riches en minéraux, le logiciel X'Pert HighScore Plus est recommandé pour le traitement des diffractogrammes et l'identification des différentes associations minéralogiques.

7. Analyse chimico-pondérale

L'analyse chimico-pondérale est exposée par J. Bourcart (1941) et L. Berthois (1975). Le principe consiste à peser quelques grammes de l'échantillon complet et de l'attaquer dans un bécher (préalablement taré) avec de l'HCL dilué au 1/10 en quantité indéterminée. On fait chauffer quelques minutes de façon à favoriser l'attaque et la destruction des carbonates y compris les dolomites, puis on lave avec de l'eau distillée. On laisse décanter et après dessèchement dans l'étuve, on pèse le bécher avec le résidu sec. Après la déduction du poids des carbonates, on procède à un tamisage humide sous un filet d'eau abondant, en utilisant des tamis à mailles décroissantes afin d'estimer les pourcentages des argiles et des sables.

La position systématique des échantillons étudiés est présentée sur le diagramme triangulaire d'A. Vatan qui se propose pour établir une classification descriptive afin de déterminer la nomenclature exacte des roches sédimentaires. D'autres classifications descriptives ont été adoptées par : J. Czerminski (1955), F. J. Pettijohn et al., (1972), etc.

8. La calcimétrie

8.1. Principe

Cette méthode gazométrique réalisée par le calcimètre de Bernad (Fig.11) consiste à estimer le pourcentage de CaCO₃ contenu dans une roche en fonction du volume de CO₂ dégagé dans un tube manométrique, après l'attaque de la roche à l'acide chlorhydrique. Il est recommandé de remplir la burette graduée par de l'eau saturée en NaCl qui dissout peu le dioxyde de carbonate.

8.2. Mode opératoire

- Estimer par un essai préalable d'effervescence la teneur en carbonates:
 - ✓ Si le dégagement de CO₂ est fort, on pèse 0.2- 0.5g de l'échantillon;

- ✓ Si dégagement de CO₂ est moyen, on pèse 0.5-0.9g de l'échantillon;
- ✓ Si dégagement de CO₂ est faible, on pèse 1 g de l'échantillon.

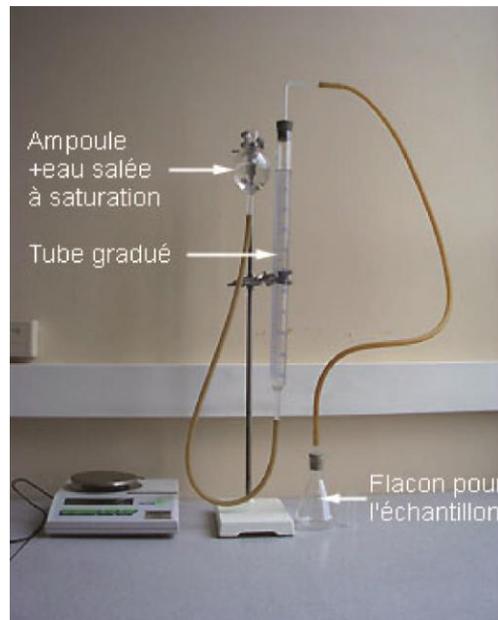
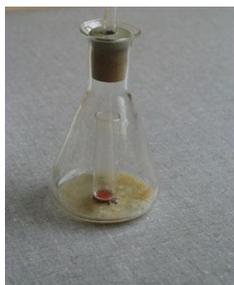
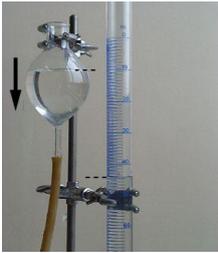


Figure 11: Calcimètre de Bernard et son support



- Préparer une solution saturée de NaCl (environ 3/4 de litre) et la verser jusqu'à mi hauteur de l'ampoule ;
- Introduire la pesée dans l'erenmeyer ;
- Remplir de petite tube de verre avec de l'HCL à 30 % ;
- Introduire le petit tube dans l'erenmeyer avec la pince.
- Amener au même niveau le liquide du tube gradué et de l'ampoule, en abaissant plus ou celle-ci, et noter la graduation G1.
- Basculer l'érlenmeyer en le tenant par le bouchon pour renverser le tube à hémolyse;
- Agiter et après poser l'erenmeyer et laisser la réaction se poursuivre :

$$\text{CaCO}_3 + 2 \text{HCl} \rightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$$



- Pendant ce temps, le gaz a refoulé l'eau du tube vers l'ampoule ;
- Quand la réaction est terminée, lire sur la burette graduée à quelle division s'est arrêtée le liquide, et note le volume, soit G2. Le volume du gaz dégagé est: $G2 - G1$.



- Le CO_2 dégagé est maintenant à la pression atmosphérique : on peut faire la mesure.

Chapitre IV

PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

1. Introduction

Les propriétés d'une roche résultent de sa composition minéralogique. Chaque méthode d'analyse utilise une ou plusieurs de ces propriétés, véritables signatures de la roche. L'analyse chimico-pondérale et la diffraction des rayons X sont des méthodes couramment utilisées, elles servent à identifier les minéraux présents dans une roche. En diffractométrie des rayons x, l'utilisation des traitements appropriés (éthylène-glycol, chauffage) peut caractériser les phases argileuses présentes dans les sédiments.

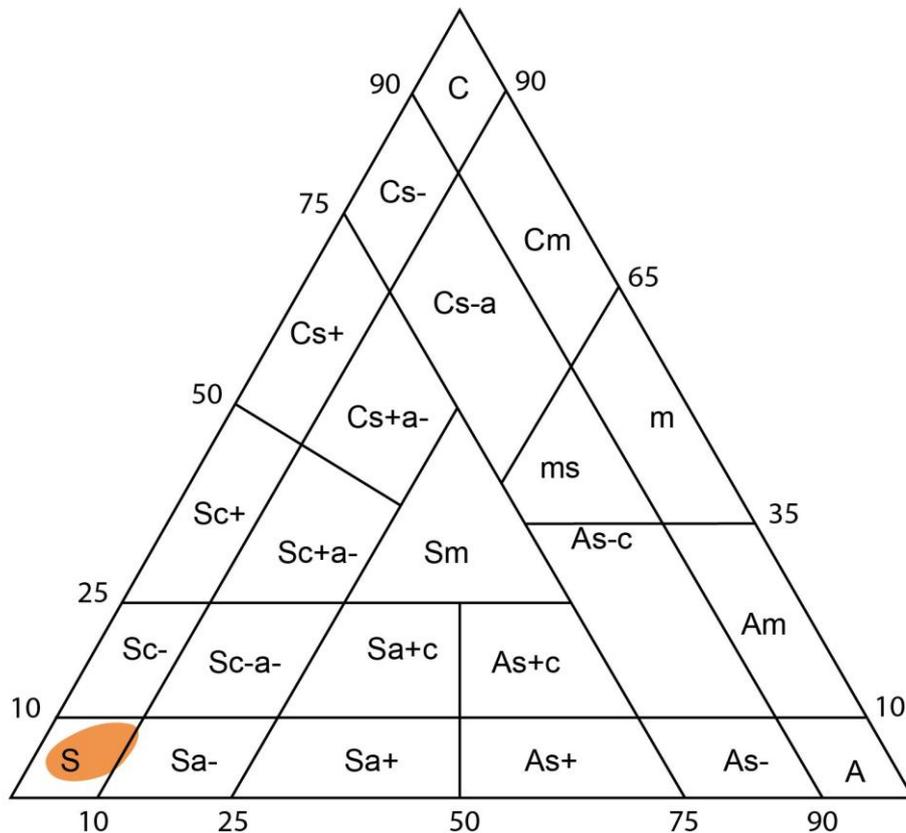
L'étude pétrographique et minéralogique des sédiments du Pliocène apporte des renseignements sur l'origine du matériel détritique, sur les conditions de son transport et sur les caractères du milieu de dépôt.

2. Analyse chimico-pondérale des sédiments du fossé d'effondrement de Tébessa

Les sédiments des coupes étudiées sont friables, de couleurs variables : rougeâtres, beigeâtres et parfois blanchâtres. La rubéfaction des sédiments du Pliocène nous renseigne sur les conditions climatiques. Le traitement des échantillons avec le procédé préalablement décrit (voir chapitre III), a donné les résultats suivants:

2.1. Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie méridionale du fossé d'effondrement selon la systématique de A. Vatan (1967)

On voit nettement sur le diagramme de A. Vatan (1967) que les sédiments du Pliocène des coupes de Djebissa sont des sables quartzeux au sens propre du terme avec la présence d'un niveau singulier de sables peu argileux (Fig.12).



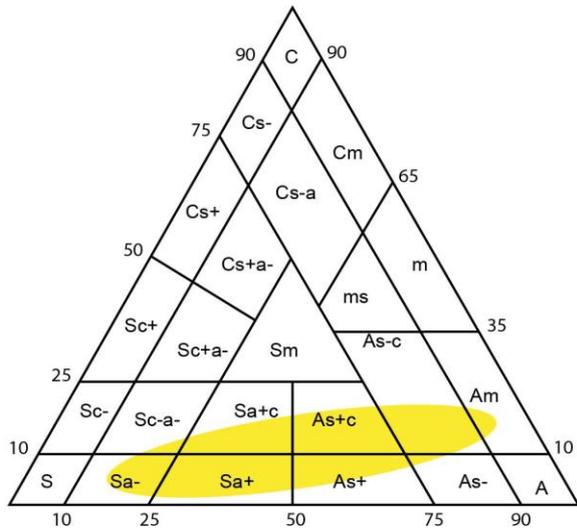
Champ des différentes nomenclatures des roches de la partie méridionale du Fossé d'effondrement de Tébessa
 S, s: Sable; A, a: Argile; C, c: Carbonates; M, m: Marne; +: Abondant; -: Pauvre.

Figure 12: Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa selon la systématique de A. Vatan (1967)

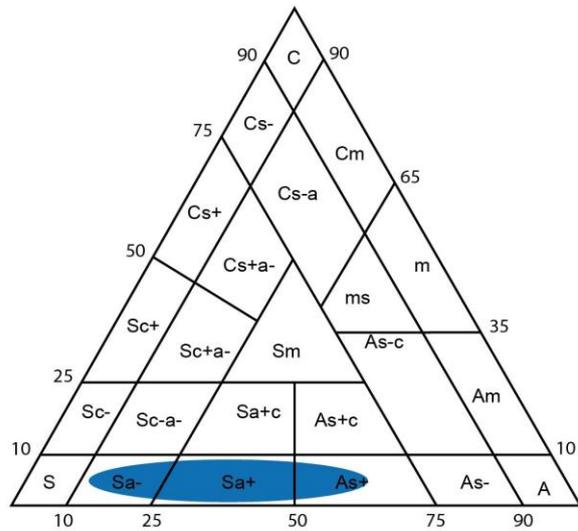
2.2. Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie centrale du fossé d'effondrement selon la systématique de A. Vatan (1967)

On voit nettement sur le diagramme de A. Vatan (1967) que les sédiments du Pliocène de la zone d'étude sont des sables argileux, parfois très pauvres en argiles, surtout au niveau de la coupe de Drâa Snouber Sud, et deviennent de plus en plus riches en argiles pour donner des argiles sableuses dans les autres coupes. Les sédiments de la partie sommitale montrent un enrichissement notable en carbonates en donnant des argiles sablo-carbonatées (Fig.13).

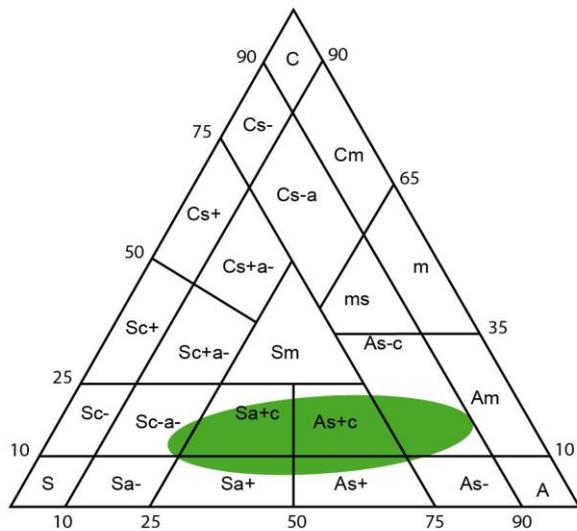
Les sédiments distaux de notre bassin favorisent le développement d'une séquence chimique tectophobe, marquée par le dépôt de calcaire lacustre en couches assez étendues atteignant une épaisseur de 1m.



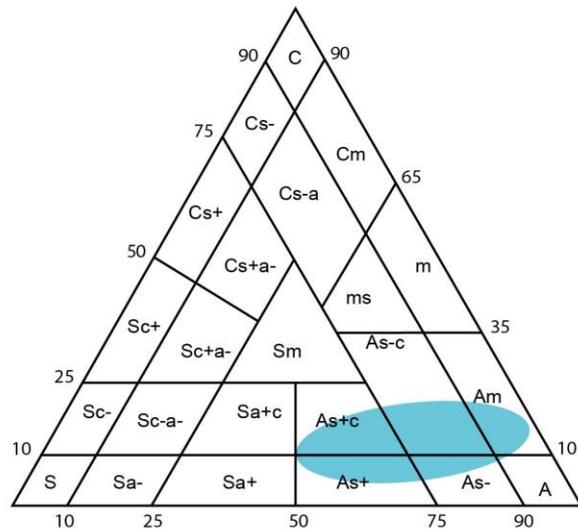
Champ des différentes nomenclatures des roches de la partie centrale du Fossé d'effondrement de Tébessa (Coupe de Drâa Snouber Nord)
S, s: Sable; A, a: Argile; C, c: Carbonates; M, m: Marne; +: Abondant; -: Pauvre.



Champ des différentes nomenclatures des roches de la partie centrale du Fossé d'effondrement de Tébessa (Coupe de Drâa Snouber Sud)
S, s: Sable; A, a: Argile; C, c: Carbonates; M, m: Marne; +: Abondant; -: Pauvre.



Champs des différentes nomenclatures des roches de la partie centrale du Fossé d'effondrement de Tébessa (Coupe de Ain Dibba)
S, s: Sable; A, a: Argile; C, c: Carbonates; M, m: Marne; +: Abondant; -: Pauvre.



Champs des différentes nomenclatures des roches de la partie centrale du Fossé d'effondrement de Tébessa (Coupe de Djebel Boutighane)
S, s: Sable; A, a: Argile; C, c: Carbonates; M, m: Marne; +: Abondant; -: Pauvre.

Figure 13: Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa selon la systématique de A. Vatan (1967)

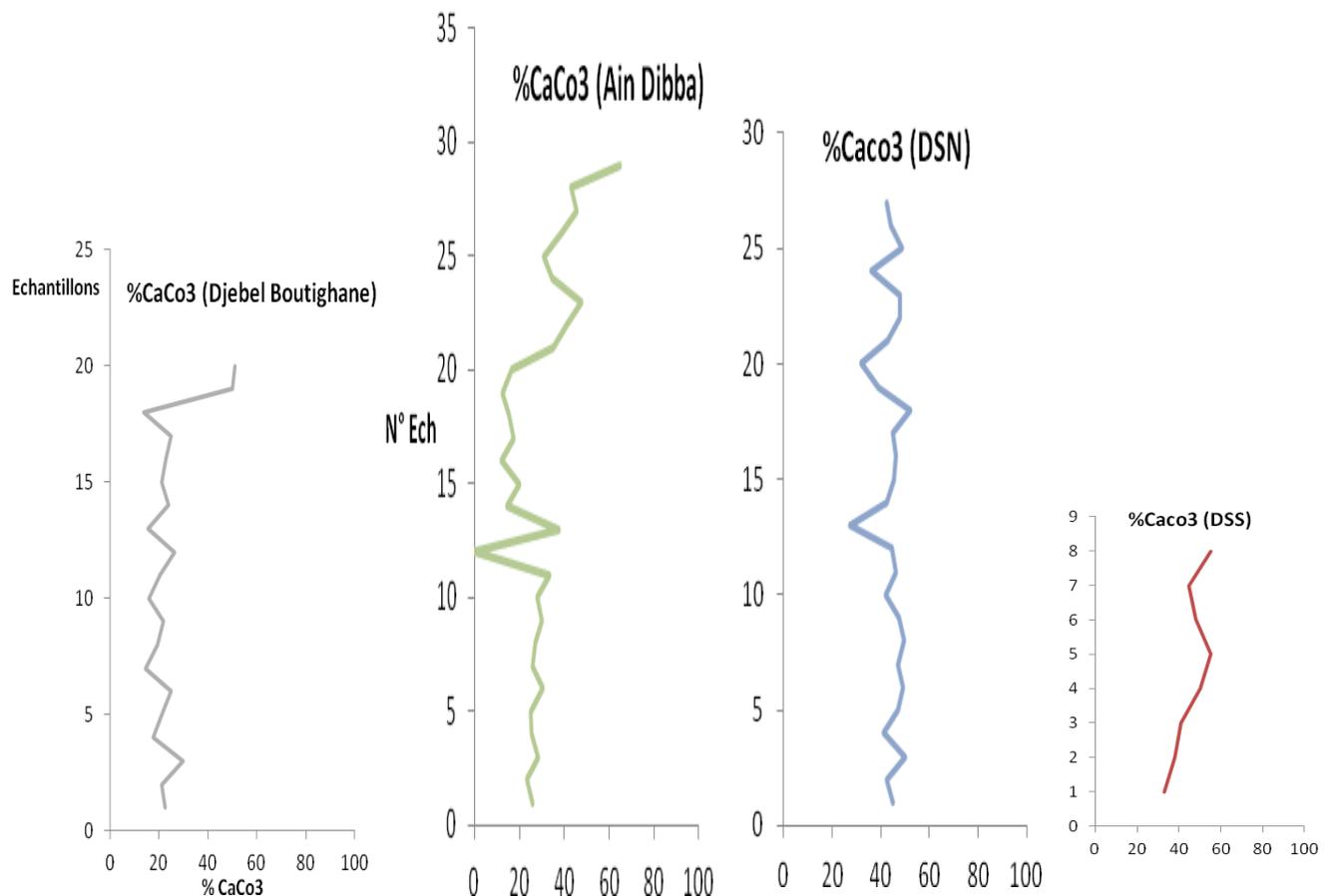


Figure 14: Evolution du taux des CaCo₃ des sédiments pliocènes de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa

Les fluctuations du taux des CaCo₃ (Fig.14) dans les sédiments pliocènes étudiés est remarquable. La base des coupes est assez pauvre en CaCo₃ (20 à 40%), tandis que les trames sédimentaires sommitales attestent d'un taux élevé en CaCo₃ (60% à 80%). Des réponses nettement positives sont visibles au sommet des coupes et renseignent sur le développement des encroûtements calcaires.

2.3. Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie septentrionale du fossé d'effondrement selon la systématique de A. Vatan (1967)

La quasi-totalité des sédiments de la zone étudiée sont des sables quartzeux. La présence des sables peu argileux est à souligner, mais les sables peu carbonatés sont d'un pourcentage infime. L'analyse pétrographique des sédiments des niveaux bien individualisés des fronts de carrières échantillonnés délivre des argiles *sensu stricto* et aussi des argiles peu sableuses (Fig.15). C'est des sédiments proximaux qui ont pris naissance suite au développement de séquences détritiques tectophiles, marquées par le dépôt d'épaisses couches sableuses.

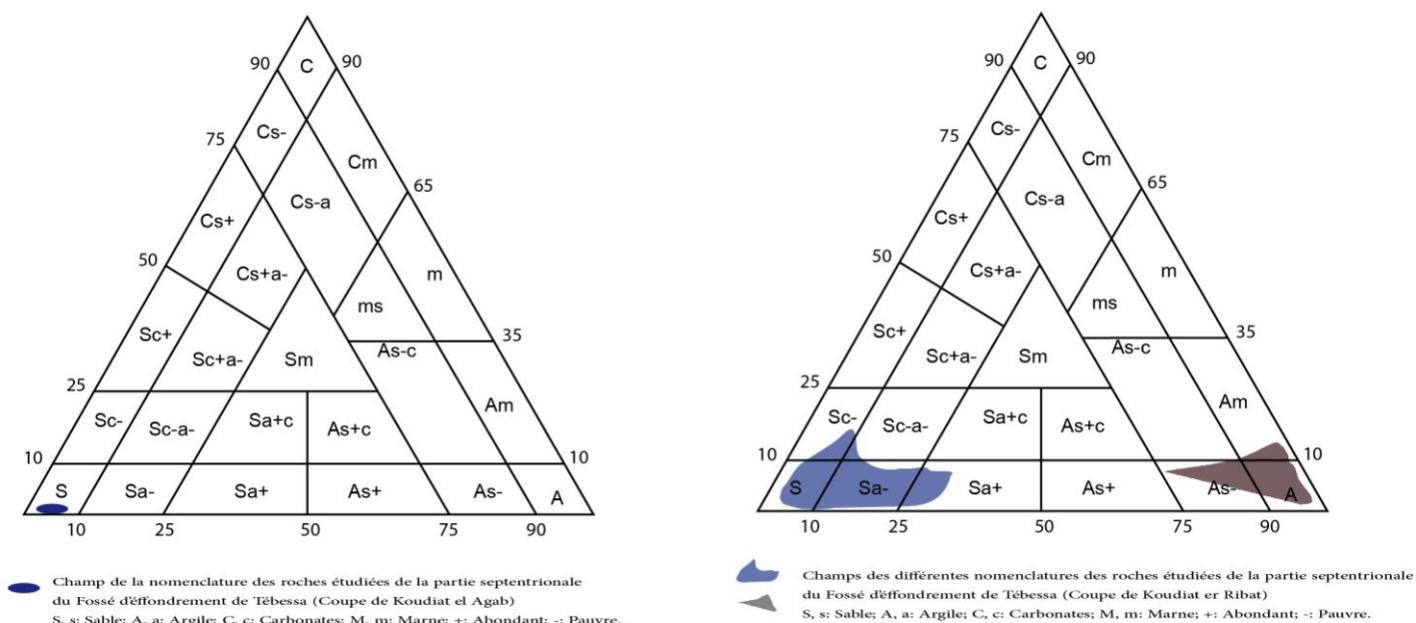


Figure 15: Analyse chimico-pondérale des sédiments de la partie septentrionale du fossé d'effondrement de Tébessa selon la systématique de A. Vatan (1967)

3. Minéralogie des sédiments du fossé d'effondrement de Tébessa

3.1. Minéralogie des échantillons poudroyés

Les poudres des échantillons représentatifs des sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords ont été exposées aux rayons x. Le dépouillement et l'analyse des diffractogrammes ont donné les résultats reportés dans le tableau ci-dessous (Tableau 6 et annexe).

Tableau 6: Inventaire minéralogique des échantillons de la zone d'étude

N° Ech	Codes pour DRX	Dolomite %	Calcite %	Quartz %	Gypse %	Oxyde de fer %	Coupes étudiées
1	1	6	1	93	0	0	Coupe 1 de Djebissa
2	2	0	1	99	0	0	
4	3	0	0	100	0	0	
12	4	0	2	98	0	0	
13	5	0	0	100	0	0	
17	6	0	0	100	0	0	
19	7	0	80	14	3	3	
20	8	0	3	97	0	0	

22	9	0	1	99	0	0	Coupe 2 Djebissa
23	10	0	72	28	0	0	
1	11	0	35	65	0	0	
3	12	0	19	81	0	0	
4	13	0	4	96	0	0	
7	14	0	11	89	0	0	
9	15	0	3	97	0	0	
10	16	0	20	80	0	0	
17	17	0	15	85	0	0	
6	18	0	2	98	0	0	Coupe 3 Djebissa
7	19	0	14	86	0	0	
9	20	0	12	88	0	0	
12a	21	0	10	90	0	0	
1	22	0	33	67	0	0	Coupe de Drâa Snouber Sud
2	23	0	82	18	0	0	
7	24	0	96	4	0	0	
8	25	0	90.1	7.9	0	0	
1	26	0	88	12	0	0	Coupe de Drâa Snouber Nord
8	27	0	66	34	0	0	
12	28	0	91	9	0	0	
20	29	0	76	24	0	0	
27	30	0	61	39	0	0	

Le Tableau 6 et la figure 15 présentent l'inventaire minéralogique des échantillons poudroyés du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords. Les minéraux ainsi identifiés sont: le quartz, la calcite, la dolomite, l'oxyde de fer et le gypse.

Le pourcentage du quartz dans les sédiments de la coupe 1 de Djebissa est notable mais accuse une certaine diminution au détriment de la calcite (90%) au niveau des échantillons 19 et 23 qui définissent des encroûtements calcaires bien visibles sur terrain. Le gypse et les oxydes de fer sont bien déterminés au niveau de l'encroûtement calcaire.

La dominance du quartz dans les sédiments des coupes 2 et 3 de Djebissa est remarquable avec la présence quasi-permanente de la calcite mais avec un pourcentage plus ou moins faible.

Les sédiments des coupes de Drâa Snouber Sud et Nord montrent une prédominance de la calcite surtout dans les sédiments des parties sommitales des coupes. Néanmoins, il faut noter que la base de la coupe de Drâa Snouber Sud est très riche en quartz et assez pauvre en calcite.

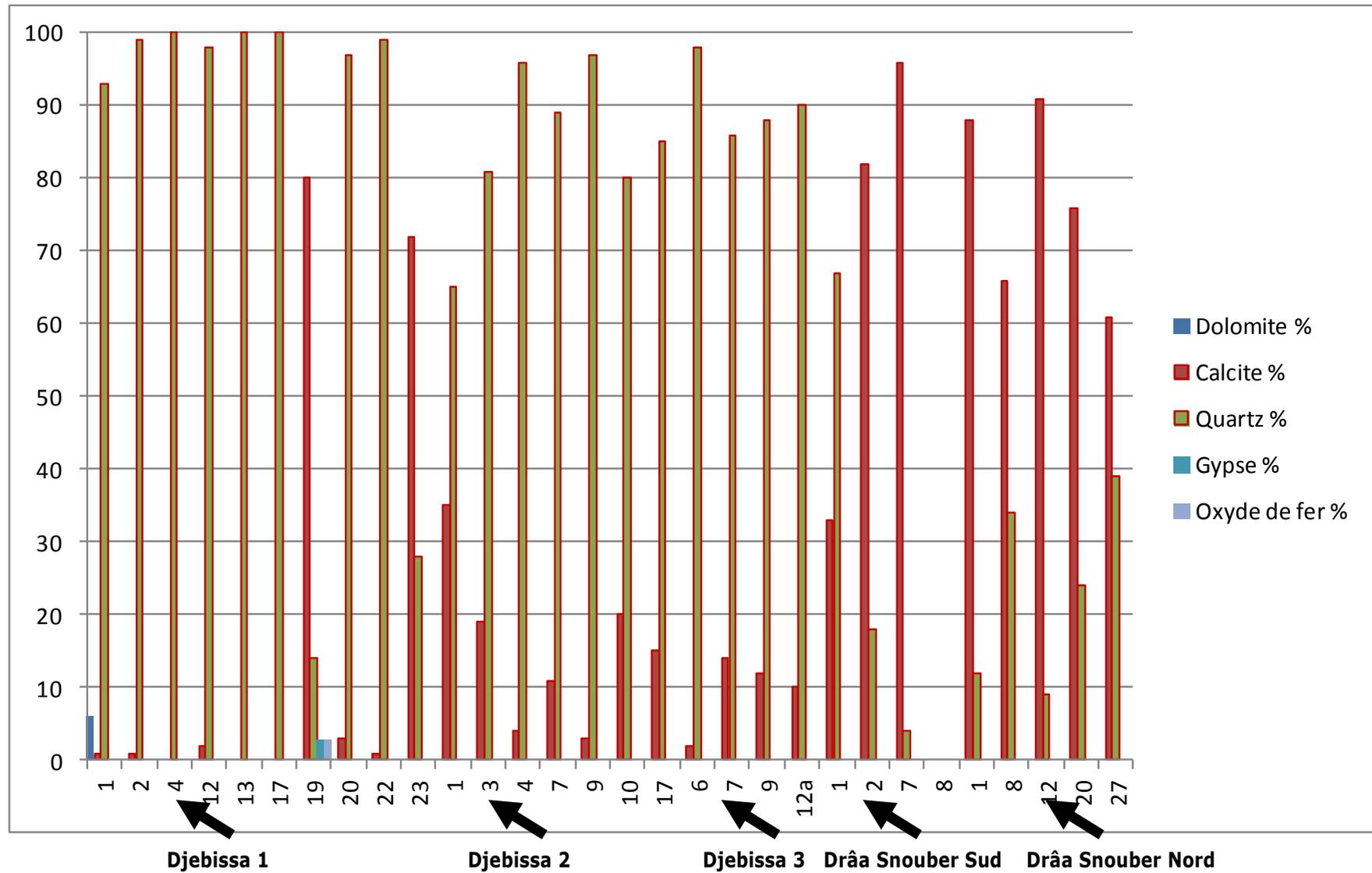


Figure 16: Histogrammes des proportions relatives des différents types des minéraux présents dans les sédiments étudiés

3.2. Minéralogie des argiles du fossé d'effondrement de Tébessa

L'identification des minéraux argileux pour chaque échantillon a été réalisée à partir des diffractogrammes des rayons x. Le tableau 7 donne la composition minéralogique des argiles des sédiments du Pliocène ainsi qu'une estimation semi-quantitative déterminée à partir des intensités intégrées des pics de diffraction (Annexe 20).

Tableau 7: Inventaire minéralogique des argiles de la zone d'étude

N° Ech	Kaolinite %	Illite %	Chlorite %	Montmorillonite %	Coupes étudiées
2	74	5	21	-	Coupe 1 DE DJEBISSA
9	72	9	-	-	
13	98	2	-	-	
17	60	5	-	-	
20	15,8	14,9	-	69, 3	
3	60	20	20	-	Coupe 2 DJEBISSA
4	75	-	-	25	
9	60	22	18	-	
13	60	40	-	-	
7	61	19	20	-	Coupe 3 DJEBISSA
9	57	31	-	12	
12a	55	35	-	10	Drâa Snouber Sud
1	72	19	-	9	
2	70	20	-	10	
7	64	22	-	14	
27	20	17	-	63	Drâa Snouber Nord

La quasi-totalité des sédiments argileux du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa sont caractérisés par l'association Kaolinite, Illite et Montmorillonite, à l'exception des échantillons 2, 3, 9 et 7 qui sont présentés par l'association kaolinite, illite et chlorite.

Généralement, la kaolinite est le minéral dominant avec des pourcentages qui varient entre 15,8 et 98%. Elle est présente dans tous les sédiments analysés et occupe préférentiellement la base des

coupes étudiées. La kaolinite est bien cristallisée avec des pics aigus, bien dressés et symétriques (7.11, 4.425, 4.106, 3.457A°), indiquant que ce minéral n'a pas subi d'altération.

L'illite est observable dans tous les sédiments étudiés, à l'exception de l'échantillon 4 de la coupe de Djebissa 2, et a des teneurs entre 5 et 40%. Les sédiments de la partie sommitale de la coupe de Djebissa 2 marquent un net enrichissement en Illite (40%).

La montmorillonite n'est abondante qu'au sommet des coupes (69% à Djebissa 1 et 63% à Drâa Snouber Nord). Dans la majorité des diffractogrammes analysés, elle s'identifie par des pics dissymétriques et très ouverts (17.01, 14.27, 11.96, 10.07A° ...etc.).

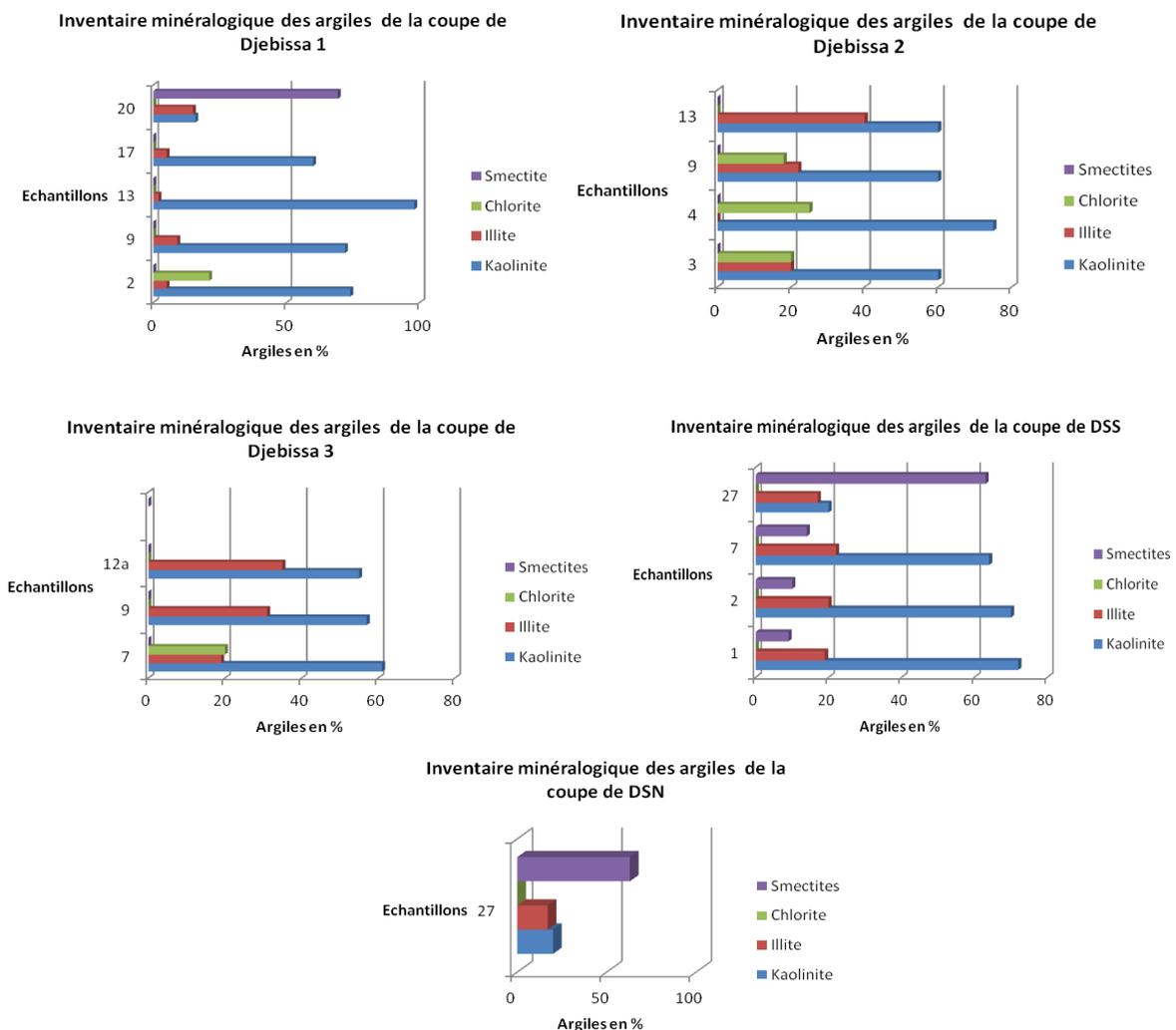


Figure 16a : Histogrammes des proportions relatives des différents types des minéraux argileux présents dans les sédiments étudiés

Chapitre V

ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES

ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES

1. Introduction

Les études sédimentologiques détaillées entreprises dans cette thèse sur les dépôts du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa apportent de précieuses informations sur l'histoire paléogéographique de cette région de l'Atlas saharien oriental et contribuent à reconstituer leur paléoenvironnements en étudiant les mécanismes de leur mise en place ainsi que les processus de leur transport et altération.

Afin de connaître les conditions de sédimentation des dépôts du Pliocène et leur évolution de faciès latérale et verticale, la sédimentologie globale du dépôt était décortiquée en un nombre limité de facteurs constitutifs élémentaires (Altération et érosion, transport et dépôt).

Dans l'objectif d'appréhender et maîtriser la réponse de l'enregistrement sédimentaire de chacun des ces facteurs à travers les sédiments du Pliocène, il est apparu indispensable de brasser plusieurs méthodes sédimentologiques appropriées et progressivement améliorées (granulométrie, morphoscopie, pétrographie et minéralogie ainsi que la paléontologie).

Les analyses granulométriques et morphoscopiques sont très importantes dans la description des roches sédimentaires et permettent de déduire les mécanismes de transport et de dépôt (Inman, 1952; Folk et Ward, 1957; Passega, 1957, 1964; Visher, 1969; Friedman, 1979; Pettijohn et al., 1987; Peiry, 1988; Boggs, 2006).

2. Analyses sédimentologiques de la partie méridionale du fossé d'effondrement

2.1. Description des coupes

La progradation des couches vers le WNW sur le flanc nord-occidental de l'anticlinal de Djebissa et les fronts de taille des sablières ont permis de prélever 57 échantillons répartis sur trois coupes. Ces dernières ont des épaisseurs de, respectivement 16.5m, 18m et 13.52; elles sont formées essentiellement de formations détritiques de sables argileux souvent avec une abondance de niveaux de quartz en dragées bien émoussés et luisants de couleur citrine à rougeâtre. Les coupes analysées interprètent une évolution de dépôt d'amont en aval et s'installe d'une façon progradante sur les sédiments les plus anciens, en marquant une charnière avec les dépôts du Turonien. Des

lambeaux de lumachelles erratiques du Turonien sont disséminés au sein de ces formations, en indiquant le démantèlement des formations du versant par éboulement lors de fortes averses.

Au pied du massif triasique en diapir, et au niveau d'une sablière, une suite séquentielle du dépôt pliocène a été observée et échantillonnée. Deux coupes ont été levées. Une croûte calcaire blanchâtre assez épaisse et continue scelle les formations rubéfiées du Pliocène et suit le pendage de la stratification, en penchant faiblement de 10° vers le WNW.

Les sédiments de la partie centrale de la séquence sont massifs, mais montrent quelques structures laminaires matérialisées par un litage quartzeux à granoclassements décroissants et parfois croissants. La partie basale est jalonnée de niveaux épais et continus de conglomérats, précisément de poudingues de base plus ou moins grossiers, et dont les grains de quartz qui les composent sont blanchâtres, différemment à ceux du sommet qui sont citrines à rougeâtres. Ces conglomérats de base, intraformationnels et synsédimentaires, sont monogéniques et hétérométriques.

Un échantillonnage bien adopté au contexte séquentiel apparent a donné 24 échantillons pour la coupe n°01, 18 échantillons pour la coupe n°02 et 14 échantillons pour la coupe n°03.

2.2. Description des échantillons

2.2.1. Coupe n°01

a) Détermination lithologique et organogénique

La détermination lithologique des échantillons à la loupe binoculaire était à grossissement, généralement, x50. Ces échantillons sont constitués de grains lithologiquement homogènes, où le plus grand pourcentage revient au quartz, sans oublier le pourcentage palpable des oxydes de fer et de manganèse, et les particules gypseuses blanchâtres, parfois incolores. Le bois silicifié est très fréquent, parfois même des troncs immenses sont bien conservés. La palette de couleurs et de teintes des échantillons étudiés est cernée entre trois couleurs, blanc, beige, et rouge, avec une prédominance du rouge (Tableau 8).

A la base de cette coupe, c'est des dépôts en masse qui prédominent sans aucune structure appréciable mais en allant vers le sommet, on observe plusieurs litages parallèles à la stratification et granoclassés, en grains de quartz hétérométriques versicolores, citrine à orange, parfois en dragées bien émoussées et luisantes.

Tableau 8 : Description des échantillons de la coupe n°01

Numéro d'échantillon	Observations						
	A l'œil nu				A la loupe binoculaire		
	Couleur	Dureté	Structure	Fossile	Quartz	Gypse	Oxydes
01	Rougeâtre	Friable	Massive	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
02	Rougeâtre	Friable	Massive	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
03	Rougeâtre	Friable	Massive	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
04	Rougeâtre	Friable	Massive	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
05	Rougeâtre	Friable	Massive	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
06	Rougeâtre	Friable	Massive	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
07	Rougeâtre	Consolidé	Laminaire	Bois silicifié	Dominant	Fréquent	Fréquents
08	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
09	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
10	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
11	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
12	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
13	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
14	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
15	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
16	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
17	Rougeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
18	Rougeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquent
19	Beigeâtre	Compacte	Laminaire	Bois silicifié	Rare	Fréquent	Fréquent
20	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquent
21	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquent
21a	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquent
22	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquent
23	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquent

2.2.2. Coupe n°02

a) Déterminations lithologique, organogénique et structurale

Après détermination et analyse à la loupe binoculaire, on a pu mettre en évidence l'homogénéité lithologique des grains formant les échantillons étudiés. Ils sont quasi-totalement quartzeux ; les autres constituants, tels que, les oxydes de fer et de manganèse, et les variétés gypseuses, sont fréquents. Le bois silicifié ne manque pas. Dans la partie basale, un gastéropode d'eau douce (genre *Planorbis*) dont la coquille est plani-spiralée (Fig.17) a été déterminé. Les échantillons

étudiés sont caractérisés par la coloration rouge qui passe parfois au beige ou bien rarement au blanc.



Figure 17: Gastéropode d’eau douce dans les sédiments pliocènes de Djebissa sous loupe binoculaire (Genre : *Planorbis*)

Plusieurs litages parallèles à la stratification sont matérialisés par des grains de quartz hétérométriques et versicolores, surtout citrine à orange. Ces grains de quartz sont parfois en dragées bien émoussées et luisantes (Tableau 9).

Tableau 9 : Description des échantillons de la coupe n°02

Numéro d'échantillon	Observations						
	A l'œil nu				A la loupe binoculaire		
	Couleur	Dureté	Structure	Fossile	Quartz	Gypse	Oxydes
01	Blanchâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
02	Blanchâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
03	Blanchâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
04	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
05	Blanchâtre	Friable	Laminaire	+	Dominant	Fréquent	Fréquents
06	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
07	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
08	Blanchâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
09	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
10	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
11	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
12	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
13	Rougeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
14	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents

15	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
16	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
17	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
17a	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents

2.2.3. Coupe n°03

a) Déterminations lithologique, organogénique et structurale

Après détermination et analyse à la loupe binoculaire (Tableau 10), on a pu mettre en évidence l'homogénéité lithologique des grains formant les échantillons étudiés. Les grains sont quartzeux, hétérométriques et mal classés ; les autres constituants, tels que, les oxydes de fer et de manganèse, et le gypse sont présents. Les échantillons qui marquent le contact avec les séries du Crétacé montrent un poudingue de base intraformationnel et monogénique, assez épais, disposé d'une façon progradante sur son substratum et montrant un granoclassement décroissant latéralement (accrétion en prismes sédimentaires latéraux).

Les échantillons étudiés sont rouges et deviennent parfois beiges, blancs et même gris à la base de la coupe. Les grains de quartz hétérométriques et versicolores se présentent parfois en dragées bien émoussées et luisantes.

Les couches qui contiennent plusieurs litages parallèles à la stratification penchent fortement vers le WNW.

Tableau 10 : Description des échantillons de la coupe n°03

Numéro d'échantillon	Observations						
	A l'œil nu				A la loupe binoculaire		
	Couleur	Dureté	Structure	Fossile	Quartz	Gypse	Oxydes
01	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
02	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
03	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
04	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
05	Beigeâtre	Friable	Laminaire	+	Dominant	Fréquent	Fréquents
06	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
07	Blanchâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
08	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
09	Beigeâtre	Consolidé	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents

10	Beigeâtre	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
11	Rubéfiée	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
12	Rubéfiée	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
12a	Rubéfiée	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents
12b	Rubéfiée	Friable	Laminaire	-	Dominant	Fréquent	Fréquents

2.3. Identification des paramètres sédimentologiques caractérisant le dépôt pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords

2.3.1. Coupe de n°1

a) Le mode (M_T)

Le mode peut être évalué sur les courbes de fréquence des échantillons étudiés (voir annexe III). Les échantillons analysés nous permettent d'obtenir des courbes de fréquence de formes très proches, dont les modes sont généralement les suivants :

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre 0.25 et 0.43mm, atteignant exceptionnellement. Les pourcentages de répartition granulométrique varient entre 09 et 22% ;
- m_2 , ses valeurs varient entre 0.5 et 0.81mm. Les pourcentages de distribution balancent entre 5 et 16.5% ;
- m_3 , a une valeur égale à 3.25mm avec des pourcentages qui varient entre 9.5 et 24%.

Les courbes de fréquence tracées présentent des disparités dans la distribution granulométrique traduites par la forme irrégulière de la courbe et sa trimodalité frappante (Tableau 11).

Les trois modes observés ne présentent pas une grande prédominance d'un stock granulométrique par rapport à l'autre, car les pourcentages des distributions sont assez proches avec une légère prédominance du premier mode (0.25-0.43mm).

Tableau11 : Analyse modale des échantillons de la coupe n°01

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages					
	M_1 (mm)	P_1 (%)	M_2 (mm)	P_2 (%)	M_3 (mm)	P_3 (%)
01	0.35	17	0.62	12	-	-
02	0.41	19	0.81	9	-	-
03	0.31	21	0.81	5	-	-
04	0.29	14	-	-	-	-

05	0.32	15	-	-	-	-
06	0.41	15	-	-	-	-
07	0.27	22	-	-	-	-
08	0.41	16	-	-	-	-
09	0.41	11	-	-	3.25	24
10	0.35	18	-	-	-	-
11	0.41	16	-	-	-	-
12	0.41	17	-	-	-	-
13	0.33	18	-	-	-	-
14	0.38	18	-	-	-	-
15	0.35	15	-	-	-	-
16	0.33	17	-	-	-	-
17	0.25	20	-	-	-	-
18	0.33	17	-	-	3.25	17
20	-	-	0.62	12	3.25	11
21	0.25	9	0.50	16.5	3.25	9.5
21a	0.43	16	-	-	-	-
22	0.41	15	-	-	-	-

a) La médiane (M_d)

Les valeurs calculées indiquent des médianes qui varient entre 259 μ m et 758 μ m. Elles exposent la prédominance des sables moyens à fins, mais occasionnellement à deux niveaux (échantillons 09 et 20) un enrichissement en sables grossiers est attesté (Tableau 12).

b) Le percentile (C)

C'est un paramètre très utilisé, surtout par Passega (1957), représentant la dimension à laquelle 99% du sédiment est inférieur. En l'occurrence, ces «*queues de distribution*» ont autant d'importance que les «*distributions centrales*» dans l'exploitation statistique des distributions granulométriques au sein des dépôts. Les valeurs de C varient entre 1320 μ m et 3032 μ m, marquant l'enrichissement occasionnel des sédiments pliocènes en fraction des sables grossiers et même en granules (Tableau 12).

c) Le grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z varient, généralement entre 1.24 et 1.90, témoignant d'une prédominance des sables moyen et fins. Quelques niveaux sont enrichis en fraction grossière, ayant des valeurs de M_z variant entre 0.32 et 0.34 (Tableau 12).

d) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1)

Les valeurs de δ_1 sont comprises entre 0.81 et 1.54, témoignant d'un classement médiocre et parfois moyen (Tableau 12).

e) Asymétrie (Skewness) (SK_1)

Les variations des valeurs sont subdivisées en deux plages :

- plage 1 : $0.1 > SK_1 > -0.1$;
- plage 2 : $0.1 > SK_1 > 0.3$.

Les échantillons qui ont des valeurs de SK_1 comprises entre 0.1 et -0.1, indiquent une symétrie granulométrique. Tandis que ceux qui ont des valeurs qui varient entre 0.1 et 0.3 indiquent une asymétrie vers les petites tailles (Tableau 12).

f) Coefficient d'acuité (K_G)

Les valeurs de K_G sont généralement supérieures à 1 pour l'ensemble des échantillons (entre 1 et 1.54), et indiquent une distribution leptokurtique où la prédominance des fins et moyens est notable. Les échantillons qui ont des valeurs inférieures à 1 renseignent sur les distributions méso à platykurtiques (Tableau 12).

Tableau12 : Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe n°01

Coupe	Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	SK_1 (Φ)	K_G (Φ)	δ_1 (Φ)	Classement
N° 01	01	354	2463	-2,5	0,12	1,17	0,97	Moyen
	02	407	2640	1,24	0,1	1,15	0,99	Moyen
	03	259	2298	1,85	0,16	1,41	1	Médiocre
	04	367	2379	1,39	0,09	1,07	1,01	Médiocre
	05	379	2829	1,29	0,22	1,22	1,12	Médiocre
	06	354	2640	1,47	0,03	1,25	1,08	Médiocre
	07	278	1570	1,84	-0,02	1,44	0,95	Moyen
	08	393	2640	1,25	0,13	1,17	1,07	Médiocre
	09	684	3032	0,34	0,13	0,78	1,34	Médiocre
	10	342	2144	1,52	0,06	1,23	0,95	Moyen
	11	367	2298	1,42	0,02	1,29	1	Médiocre

12	379	2829	1,34	0,15	1,37	1,11	Médiocre
13	330	1320	1,6	0,01	1,17	0,81	Moyen
14	354	1867	1,45	0,06	1,29	0,94	Moyen
15	367	2144	1,44	0,02	1,43	0,94	Moyen
16	308	2640	1,64	0,11	1,3	1,08	Médiocre
17	268	2000	1,9	-0,02	1,51	0,88	Moyen
18	319	1415	1,64	0,03	1,2	0,95	Moyen
19	Croûte calcaire épaisse						
20	758	3032	0,32	0,02	0,93	1,24	Médiocre
21	501	3032	0,89	-0,01	1,36	1,54	Médiocre
21a	451	3032	1	0,15	1,32	1,25	Médiocre
22	393	2550	1,29	0,07	1,07	0,97	Moyen
23	Croûte calcaire mince						

2.3.2. Coupe n°2

a) Le mode (M_1)

Les échantillons de la coupe n°02 présentent généralement la même évolution modale que celle des échantillons de la coupe n°01 avec une légère présence du mode des grossiers (Tableau 13).

Les courbes de fréquence tracées sont trimodales. La contamination en fractions sableuses grossière est visible sur la quasi-totalité des échantillons.

Les trois modes prédominants sont les suivants :

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre 0.33 et 0.47mm et des pourcentages de 7 à 12% ;
- m_2 , ses valeurs sont quasi stables de l'ordre de 0.063mm. Les pourcentages de distribution sont de l'ordre de 5% ;
- m_3 , sa valeur est égale à 3.25mm avec des pourcentages qui varient entre 5 et 18%. L'échantillon 03 est un niveau repère avec 50% de granules.

Tableau 13 : Analyse modale des échantillons de la coupe n°02

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages					
	M ₁ (mm)	P ₁ (%)	M ₂ (mm)	P ₂ (%)	M ₃ (mm)	P ₃ (%)
01	0.41	8	0.063	12	3.25	15
02	0.35	7	0.063	7	3.25	17
03	0.41	4	0.063	5	3.25	50
04	0.41	10	0.063	7	3.25	8
05	0.47	9	0.063	10	3.25	16
06	0.41	10	0.063	6	3.25	12
07	0.41	11	0.063	7	3.25	6
09	0.41	11	0.12	8	3.25	9
10	0.41	10	0.063	6	3.25	11
11	0.41	11	0.063	-	3.25	5
12	0.38	12	0.063	6	-	-
13	0.35	11	0.063	6	-	-
14	0.41	11	0.063	10	-	-
15	0.41	11	0.063	11	-	-
16	0.33	9	0.063	17	3.25	17
17	0.41	8	0.063	7	3.25	18
17a	0.41	10	0.063	7	3.25	6

b) La médiane (M_d)

Les valeurs calculées de M_d variant entre 308 et 638µm, montrent la prédominance des fractions moyenne et fine. Sporadiquement, on constate un enrichissement en sédiments très grossiers (échantillon 3) (Tableau 14).

c) Le percentile (C)

Les valeurs du premier centile varient entre 2379µm et 3032µm. Une contamination palpable en granules marquent les sédiments du Pliocène (Tableau 14).

d) Grain moyen (diamètre moyen)(M_z)

Les valeurs de M_z varient entre -0.12 et 1.64, témoignant d'une présence notable des sables fins et moyens mais avec une contamination de certains niveaux en sables grossiers et même très grossiers (Tableau 14).

e) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_I)

Les coefficients de classement calculés ont des valeurs comprises entre 1.35 et 2.06. Ils indiquent clairement un classement médiocre et même très médiocre (Tableau 14).

Tableau 14 : Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe n°02

Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	SK_I (Φ)	K_G (Φ)	δ_I (Φ)	Classement
1	467	3032	1,3	-0,15	0,81	2,06	Médiocre
2	467	3032	1	0,03	0,86	1,84	Médiocre
3	2000	3139	-0,12	-0,77	0,92	1,72	Médiocre
4	451	3032	1,24	-0,11	1,1	1,64	Médiocre
5	638	3032	0,94	-0,27	0,91	1,97	Médiocre
6	436	3032	1,02	0,06	1,05	1,7	Médiocre
7	407	2929	1,34	-0,1	1,23	1,55	Médiocre
8	Croûte calcaire						
9	342	3032	1,44	0,14	0,88	1,59	Médiocre
10	616	3032	0,59	0,04	0,95	1,38	Médiocre
11	407	2929	1,27	-0,02	1,17	1,5	Médiocre
12	330	2829	1,62	-0,02	1,13	1,47	Médiocre
13	308	2379	1,69	-0,03	1,16	1,35	Médiocre
14	342	2929	1,64	-0,07	1,15	1,68	Médiocre
15	330	2929	1,6	-0,01	0,97	1,75	Médiocre
16	393	3032	1,05	0,15	0,96	1,77	Médiocre
17	483	3032	0,95	-0,03	0,87	1,88	Médiocre
17a	354	2829	1,5	-0,02	1,14	1,62	Médiocre

f) Asymétrie (Skewness) (SK_I)

Les champs de variations suivants sont déterminés (Tableau 14) :

- $-0.1 \leq SK_I < 0.1$, les échantillons sont distingués par une symétrie granulométrique ;
- $0.1 < SK_I < 0.30$, une asymétrie vers les petites tailles ;
- $-0.3 < SK_I < -1$, forte asymétrie vers les grandes tailles.

g) Coefficient d'acuité (K_G)

Les valeurs de K_G sont généralement supérieures à 1 pour l'ensemble des échantillons et balancent entre 1.05 et 1.23. Elles indiquent une distribution leptokurtique, où la prédominance des grains fins et moyens est importante. Les distributions méso à platykurtiques sont aussi présentes (Tableau 14).

2.3.3. Coupe n°3

a) Le mode (M_I)

Les courbes de fréquence tracées témoignent d'une présence de trois modes, avec une certaine prédominance des sables fins et moyens. Une contamination en fractions sableuses grossières est visible. Les trois modes prédominants sont les suivants (Tableau 15) :

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre 0.33 et 0.5mm et des pourcentages de 08 à 16% ;
- m_2 , ses valeurs sont de l'ordre de 0.063mm. Les pourcentages de distribution balancent de 5 à 8% ;
- m_3 , sa valeur est égale à 3.25mm avec des pourcentages qui varient entre 8 et 39%.

Tableau15 : Analyse modale des échantillons de la coupe n°03

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages					
	M_1 (mm)	P_1 (%)	M_2 (mm)	P_2 (%)	M_3 (mm)	P_3 (%)
1	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-
4	-	-	-	-	3.25	39
5	0.35	16	-	-	-	-
6	0.33	13	0.063	8	-	-
7	0.5	11	0.063	5	-	-
8	0.41	15	-	-	-	-
9	0.5	13	-	-	3.25	9
10	0.41	16	-	-	-	-
11	0.33	12	-	-	-	-
12	0.5	8	-	-	3.25	14
12a	0.41	10	-	-	3.25	27

12b	0.41	13	-	-	3.25	8
-----	------	----	---	---	------	---

b) La médiane (M_d)

Les valeurs calculées de M_d varient entre 139 et 245 μm et indiquent la prédominance des fractions fines et très fines (Tableau 16).

c) Le percentile (C)

Les valeurs du premier centile fluctuent entre 435 μm et 930 μm . Une légère contamination en fractions sableuses moyennes et parfois grossières marque la distribution granulométrique de ces sédiments (Tableau 16).

d) Grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z varient entre 2.15 et 3.08 et témoignent d'une présence estimable des sables fins et très fins (Tableau 16).

e) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1)

Les coefficients de classement calculés ont des valeurs comprises entre 1.05 et 1.44, indiquent un classement médiocre et parfois assez moyen (Tableau 16).

Tableau 16 : Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe n°03

Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	SK_1 (Φ)	K_G (Φ)	δ_1 (Φ)	Classement
1	1500	3032	-0.36	-0.45	1.12	1.30	Médiocre
2	500	2640	0.78	-0.07	0.88	2.60	Médiocre
3	1500	3032	-0.38	-0.44	1.13	1.27	Médiocre
4	1465	3139	-0,35	-0,41	1,15	1,28	Médiocre
5	278	1320	1,87	-0,07	1,28	1,08	Médiocre
6	268	1625	1,99	-0,14	1,11	1,31	Médiocre
7	407	2640	1,57	-0,23	1,03	1,47	Médiocre
8	436	1803	1,14	0,07	1,01	1	Médiocre
9	436	3032	1,09	0,07	1,18	1,43	Médiocre
10	379	1742	1,44	-0,07	1,17	1,09	Médiocre
11	393	2144	1,37	-0,07	1,17	1,29	Médiocre
12	536	3032	0,89	-0,04	0,86	1,63	Médiocre
12a	758	3139	0,3	-0,04	0,77	1,48	Médiocre

12b	451	3032	1,09	-0,01	1,31	1,48	Médiocre
13	1465	3139	-0,35	-0,41	1,15	1,28	Médiocre

f) Asymétrie (Skewness) (SK_I)

D'après les calculs effectués on peut déduire les champs de variations suivants (Tableau 16) :

- $-0.1 < SK_I < 0.1$, les échantillons sont distingués par une symétrie granulométrique ;
- $-1 < SK_I < -0.30$, une forte asymétrie vers les grandes tailles ;
- $-0.3 < SK_I < -0.1$, les échantillons montrent une asymétrie vers les grandes tailles.

g) Coefficient d'acuité (K_G)

Les valeurs de K_G sont généralement supérieures à 1, et témoignent d'une distribution granulométrique leptokurtiques. Deux échantillons du sommet de la coupe présentent une distribution platykurtique.

2.4. Analyse morphoscopique

2.4.1. Coupe 1

Il est difficile de donner des indications précises et rigoureuses, mais on peut dire, après les résultats de comptage et des déterminations sur 100 grains de chaque échantillon, à la loupe binoculaire, que la présence de trois familles de grains est incontestable :

- Grains émoussés mats (E. M.) avec un pourcentage de 65% ;
- Grains émoussés luisants (E. L.) avec un pourcentage de 20% ;
- Grains non usés (N. U.) avec un pourcentage de 15%.

La quasi-totalité des grains sont dépolis et entouré par une fine pellicule argileuse très oxydée. Cette appréciation de la forme et du degré d'usure des grains est quasi-monotone pour l'ensemble des échantillons étudiés et indique une source nourricière similaire.

2.4.2. Coupe 2

On a pu observer la présence des trois familles de grains :

- Grains émoussés mats (E. M.) avec un pourcentage de 75% ;
- Grains émoussés luisants (E. L.) avec un pourcentage de 20% ;

- Grains non usés (N. U.) avec un pourcentage de 5%.

Les grains N. U. deviennent minoritaires et le façonnement des grains devient de plus en plus important.

2.4.3. Coupe 3

On peut déduire la présence des trois familles de grains :

- Grains émoussés mats (E. M.) avec un pourcentage de 55% ;
- Grains émoussés luisants (E. L.) avec un pourcentage de 15% ;
- Grains non usés (N. U.) avec un pourcentage de 30%.

Le pourcentage des N. U. devient plus moins important par rapport aux premières coupes.

2.5. Analyse séquentielle

2.5.1. Coupe n°01

Le graphe séquentiel de la coupe n°01 apparaît comme la transcription d'une équation où deux paramètres : nature lithologique et épaisseur, jouent un rôle essentiel (Fig.18) :

- La nature lithologique précédemment décrite est nettement liée à la variabilité des aires nourricières et la subsidence ;
- L'épaisseur des coupes déjà évoquée dépend du taux de sédimentation (*rate of sediment supply*) et de la subsidence.

Deux mégaséquences d'épaisseurs variables (MSI1, MSS2) illustrent l'évolution séquentielle au sein de cette coupe (Fig.18) :

- **Mégaséquence inverse 1 (MSI1)** : C'est une mégaséquence régressive, formée de 08 séquences inverses. Elle comporte 12m ;
- **Mégaséquence simple 2 (MSS2)** : C'est une mégaséquence progressive, représentée par 08 séquences simples. Elle a une puissance de 4.5m.

La cyclicité de ces mégaséquences est visible et engendre deux cycles sédimentaires. Probablement la fin du cycle 1 représente la fermeture du cycle sédimentaire du Pliocène inférieur.

Le début du cycle 2 formule le commencement du développement des formations d'âge pliocène supérieur (Fig.18).

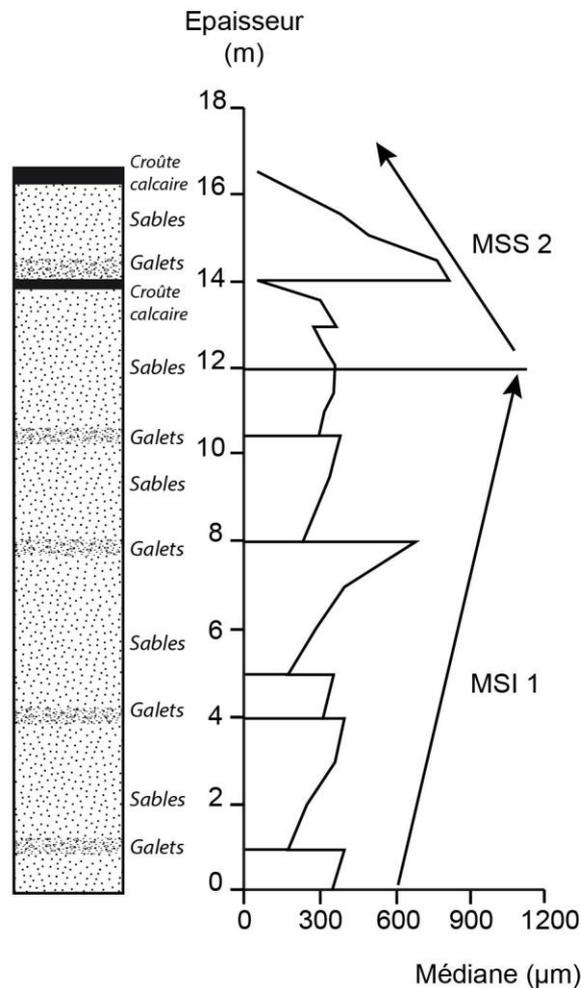


Figure 18 : Graphe séquentiel de la coupe n°01

2.5.2. Coupe n°02

Trois mégaséquences sont bien individualisées, leur épaisseur totale est égale à 18m (Fig.19) :

- **Mégaséquence inverse 1 (MSI1) :** C'est une mégaséquence régressive formée de 02 séquences inverses. Elle compte 2m ;
- **Mégaséquence simple 2 (MSS2) :** C'est une mégaséquence progressive représentée par 10 séquences simples. Elle a une puissance de 11m ;
- **Mégaséquence inverse 2 (MSI2) :** C'est une mégaséquence régressive formée de 05 séquences inverses. Elle compte 5m.

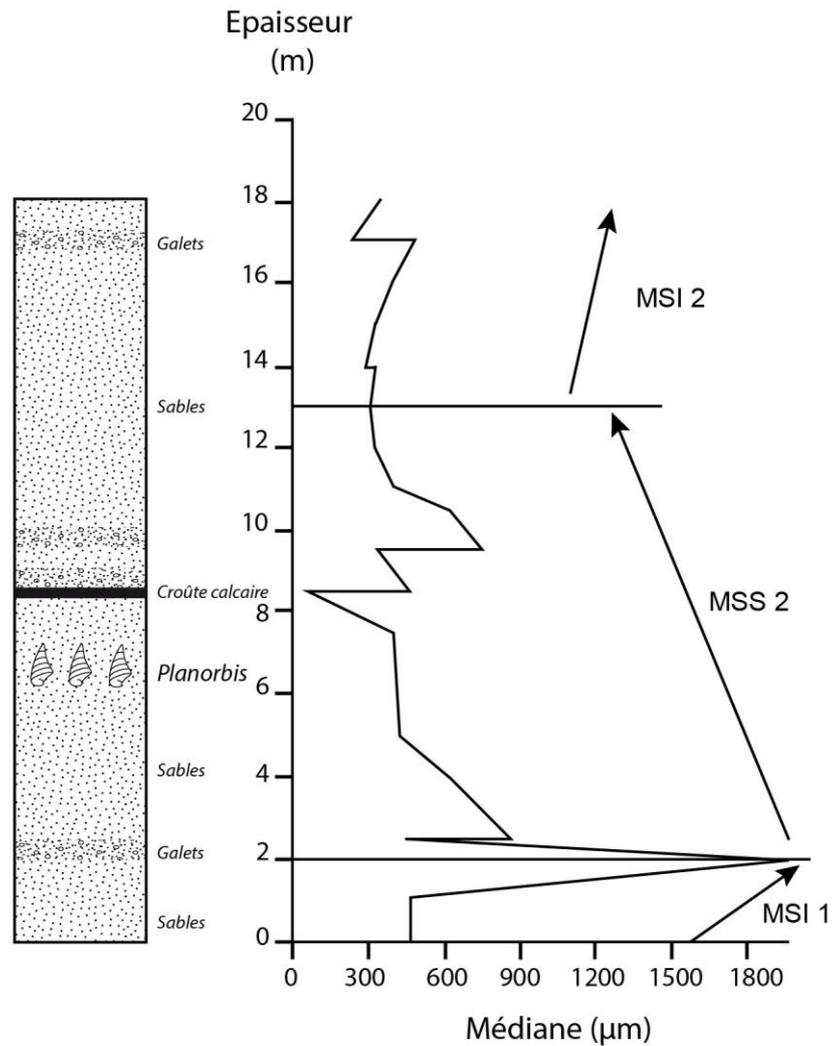


Figure 19 : Graphe séquentiel de la coupe n°02

2.5.3. Coupe n°03

Deux mégaséquences sont bien individualisées, leur épaisseur totale est égale à 14m (Fig.20) :

- **Mégaséquence simple 1 (MSS1)** : C'est une mégaséquence progressive composée de 04 séquences simples. Elle a une épaisseur de 5.5m ;
- **Mégaséquence inverse 1 (MSI1)** : C'est une mégaséquence régressive formée de 09 séquences inverses. Elle compte 9.5m.

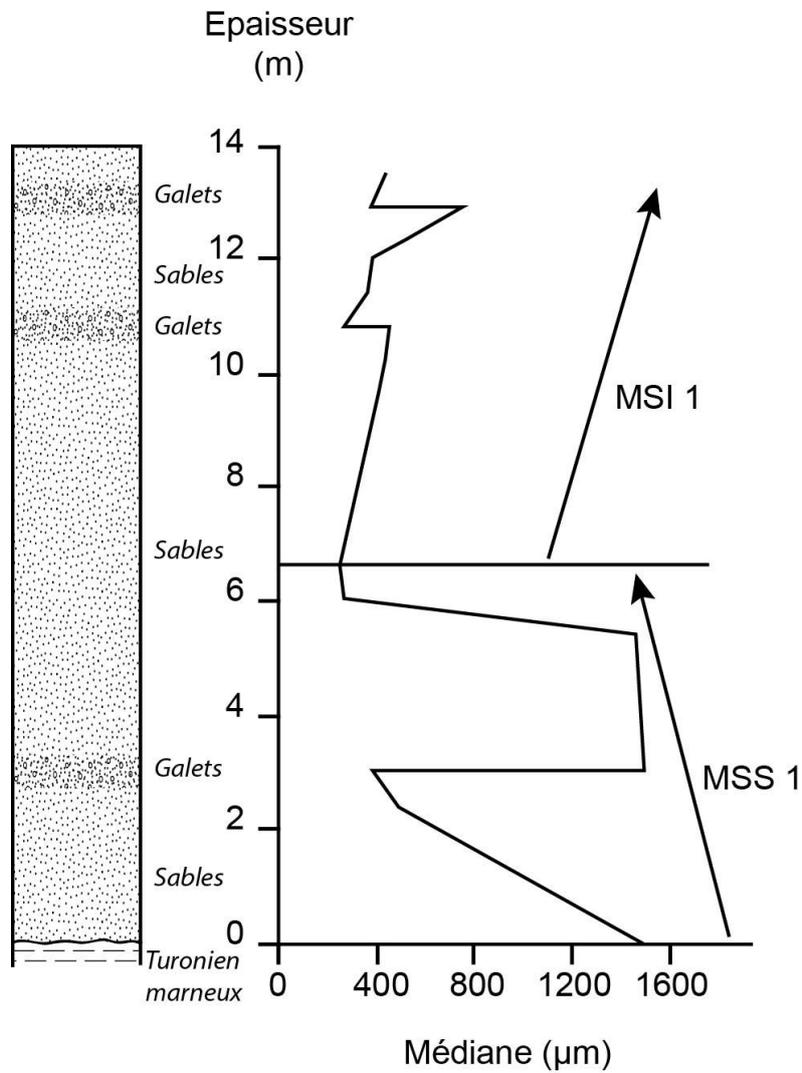


Figure 20 : Graphe séquentiel de la coupe n°03

2.5.4. Corrélation entre les trois coupes étudiées

Le découpage séquentiel des sédiments du Pliocène de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa, basé sur l'évolution lithologique et les variations de faciès, a mis en évidence quatre mégaséquences et deux cycles sédimentaires.

La mégaséquence normale basale repose sur la discordance qui ravine le substratum marneux turonien, et elle n'est visible qu'au niveau des sédiments méridionaux de Djebissa. Elle est surmontée par des sédiments sableux qui s'agencent en mégaséquence inverse.

La mégaséquence inverse 1 est bien développée dans les coupes : 3 et 1 de Djebissa et les sédiments de base de la coupe 1 complètent la suite séquentielle des sédiments du sommet de la coupe 3.

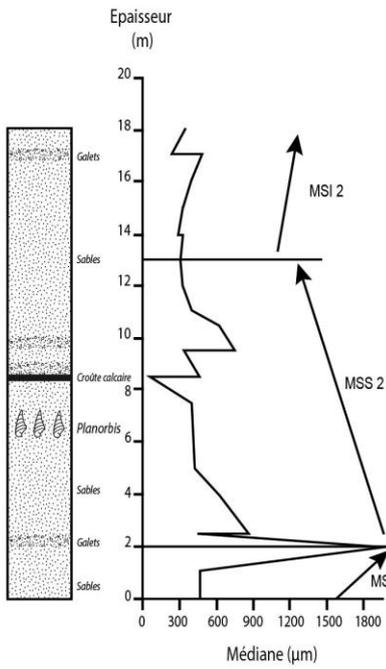
3 mégaséquences (MSI1, MSS2, MSI2) se développent dans la coupe 2 de Djebissa. La mégaséquence simple 2 est la plus épaisse, et renseigne sur le l'installation de sédiments distaux riches en fines et en carbonates. Cette dernière est scellée par des encroûtements calcaires à Planorbis.

La mégaséquence inverse 2 annonce la fin du deuxième cycle sédimentaires du Pliocène. Elle n'est visible qu'au niveau de la coupe 2, avec une épaisseur réduite.

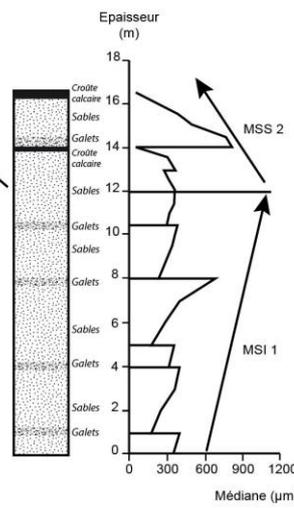
Les 3 coupes levées de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa se complètent, et la corrélation a permis de suivre l'évolution séquentielle du dépôt pliocène du SE au NW.

L'épaisseur de la trame sédimentaire augmente considérablement en allant vers le NW et cela est dû à l'enfoncement progressif du bassin.

Graphe séquentiel des sédiments pliocènes
de la coupe 2 de Djebissa



Graphe séquentiel des sédiments pliocènes
de la coupe 1 de Djebissa



Graphe séquentiel des sédiments pliocènes
de la coupe 3 de Djebissa

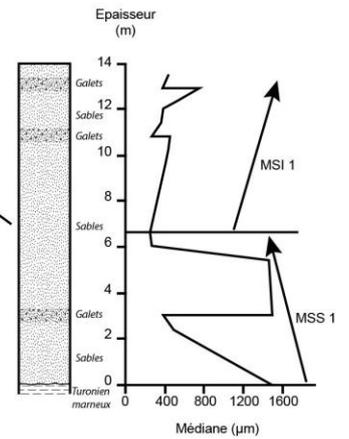


Figure 21: Corrélation séquentielle entre les coupes de la région de Bekkaria

2.6. Modalités de transport et de dépôt

2.6.1. Application du Digramme de Visher

a) Coupe n°01

Les courbes tracées selon l'échelle de probabilité sur le diagramme de Visher ont pu être décomposées, généralement, en trois segments bien individualisés.

Les sédiments étudiés sont donc un mélange de trois populations d'origines différentes. Ces populations agissent différemment devant un courant porteur, et se comportent, surtout, en fonction de leur granularité, obéissant à des lois dynamiques conformes.

Les courbes tracées montrent la prédominance de deux modes de transport. Le régime de suspension est assez fréquent avec des pourcentages variables. Le transport en saltation homogène règne sur la quasi-totalité des échantillons. Le transport par traction sur le fond est négligeable avec des pourcentages médiocres, généralement, inférieurs à 7%. Occasionnellement, il peut y avoir un pourcentage de roulement d'ordre élevé, où une asymétrie négative et de grandes valeurs de C (2450 μ m) et de M_Z sont observées et témoignant d'un enrichissement en fractions grossières, qui peuvent être charriées sur le fond.

Tableau 17: Modalités de transport des sédiments de la coupe n°01

Echantillons N°	Roulement (%)	Saltation (%)	Suspension (%)
01	3	93	4
02	7	85	8
03	4	86	10
04	3	92.5	4
05	8	89	3
06	4	83	13
07	15	77	8
08	26	69.5	4.5
09	30	66.5	3.5
10	14	68	18
11	3.5	79	17.5
12	9	76	15
13	3.5	93.5	3

14	3.5	90	6.5
15	10	84	6
16	15	63	22
17	3.5	80.5	16
18	4	91	5
19	Croûte calcaire		
20	30	64	6
21	25	63	12
21a	14	75	11
22	4.5	90.5	5
23	Croûte calcaire		

D'après le diagramme de PASSEGA, on peut établir une liaison étroite entre la granulométrie des échantillons étudiés et leur mode de transport (Tableau 17), puis de dépôt.

b) Coupe n°02

La représentation des distributions granulométriques en ordonnées de probabilité illustre, généralement, l'individualisation de trois segments.

Dans le même contexte que celui de la coupe n°01, les sédiments de cette coupe sont composés d'un mélange de trois populations qui se comportent différemment vis-vis au courant porteur.

La prédominance de la suspension et la saltation est remarquable (Tableau 18). Le transport par roulement sur le fond est occasionnel et peut être effectué lorsque les paramètres sédimentologiques (M_z , M_d , C) ont des valeurs assez importantes dans un milieu à énergie faible.

Tableau 18: Modalités de transport des sédiments de la coupe n°02

Numéro d'échantillon	Roulement (%)	Saltation (%)	Suspension (%)
01	25	68	32
02	22	64	14
03	3	85	12.8
04	16	64	20
05	40	44	16
06	28	61	11
07	13	57	30

09	30	58	12
10	25	66	9
11	18	76	6
12	10	74	16
13	3	84	13
14	19.5	65.5	15
15	28	55	17
16	35	50	15
17	30	57	13
17a	14	74	12

c) Coupe n°03

Le comportement des sédiments montre la même signature des modalités de transport enregistrée dans les dépôts de la coupe 2. Une prédominance de la saltation est bien visible, tandis que la mobilisation des sédiments par roulement et suspension est restreinte (Tableau 19).

Tableau19 : Modalités de transport des sédiments de la coupe n°03

Numéro d'échantillon	Roulement (%)	Saltation (%)	Suspension (%)
1	1.2	88.8	9
2	9	72.5	18.5
3	15	67	21
4	74	19.5	6.5
5	0.28	90.72	9
6	1.2	88.8	9
7	9	72.5	18.5
8	88	9	3
9	16.5	68.5	15
10	18	76	6
11	3.5	84.5	12
12	18	74	8
12a	46	50	4
12b	15	67	21

2.6.2. Milieux de dépôt d'après le diagramme de Passega

Au dessus de la série marneuse du Turonien, deux cycles sédimentaires se succèdent.

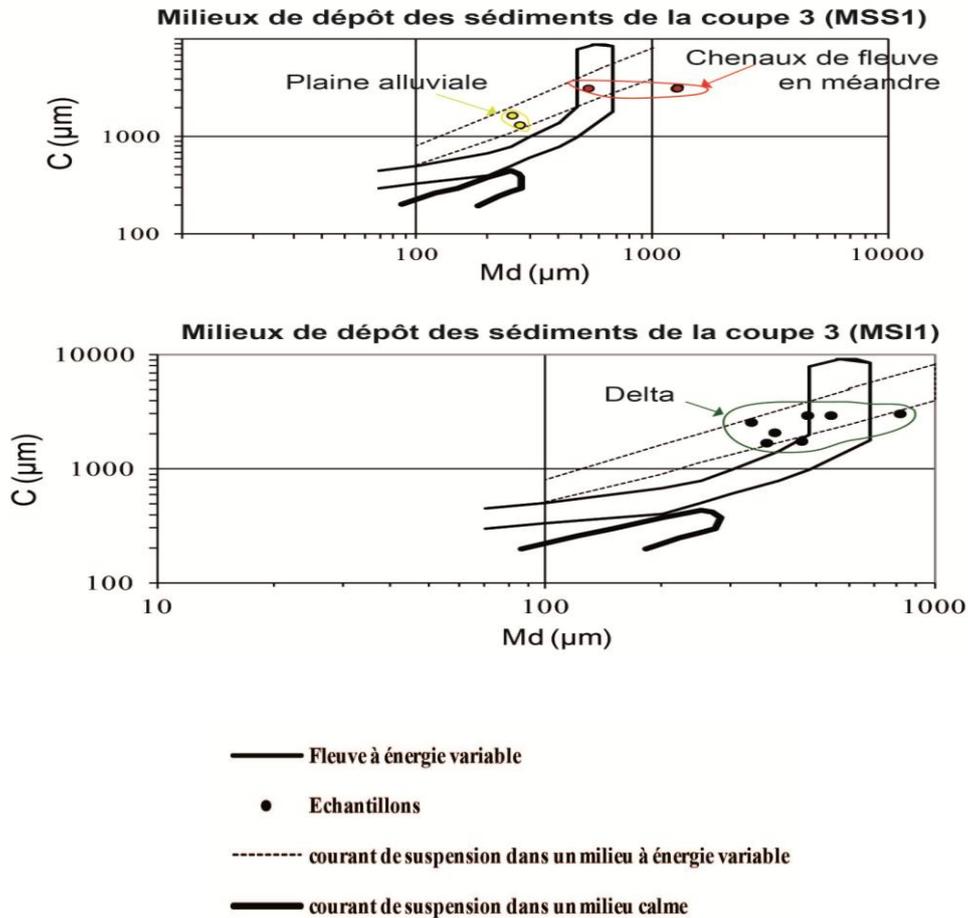


Figure 22: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après le diagramme de Passega (1964)

a) Cycle 1 (13,52 m) :

- **Mégaséquence simple 1** : Elle débute par des dépôts fluviaux transportés par des courants énergétiques et évolue progressivement à un milieu de plaine alluviale à énergie de courant porteur modérée à faible (Fig.22) ;
- **Mégaséquence inverse 1** : Il s'agit de matériel sableux à structure laminaire transporté en suspension. Elle caractérise un milieu deltaïque (Fig. 22 et 24).

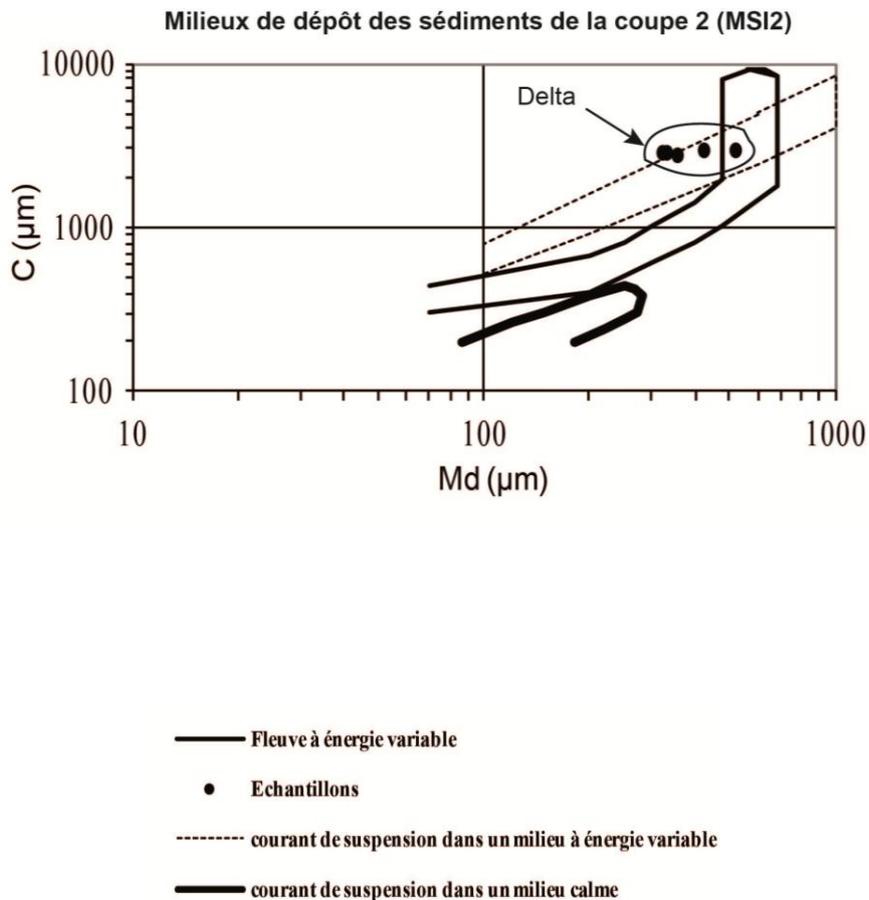


Figure 23: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après le diagramme de Passega (1964)

b) Cycle 2 (16m) :

- **Mégaséquence simple 2** : Elle se développe dans les deux coupes 1 et 2, en témoignant du passage d'un milieu fluviatile à un milieu lacustre. La sédimentation fluviatile reprend son cours pour couronner les sédiments de cette mégaséquence (Fig.24) ;
- **Mégaséquence inverse 2** : Elle caractérise les séries sommitales du Pliocène de la région de Bekkaria et montre la prolifération d'un dépôt deltaïque (Fig.23).

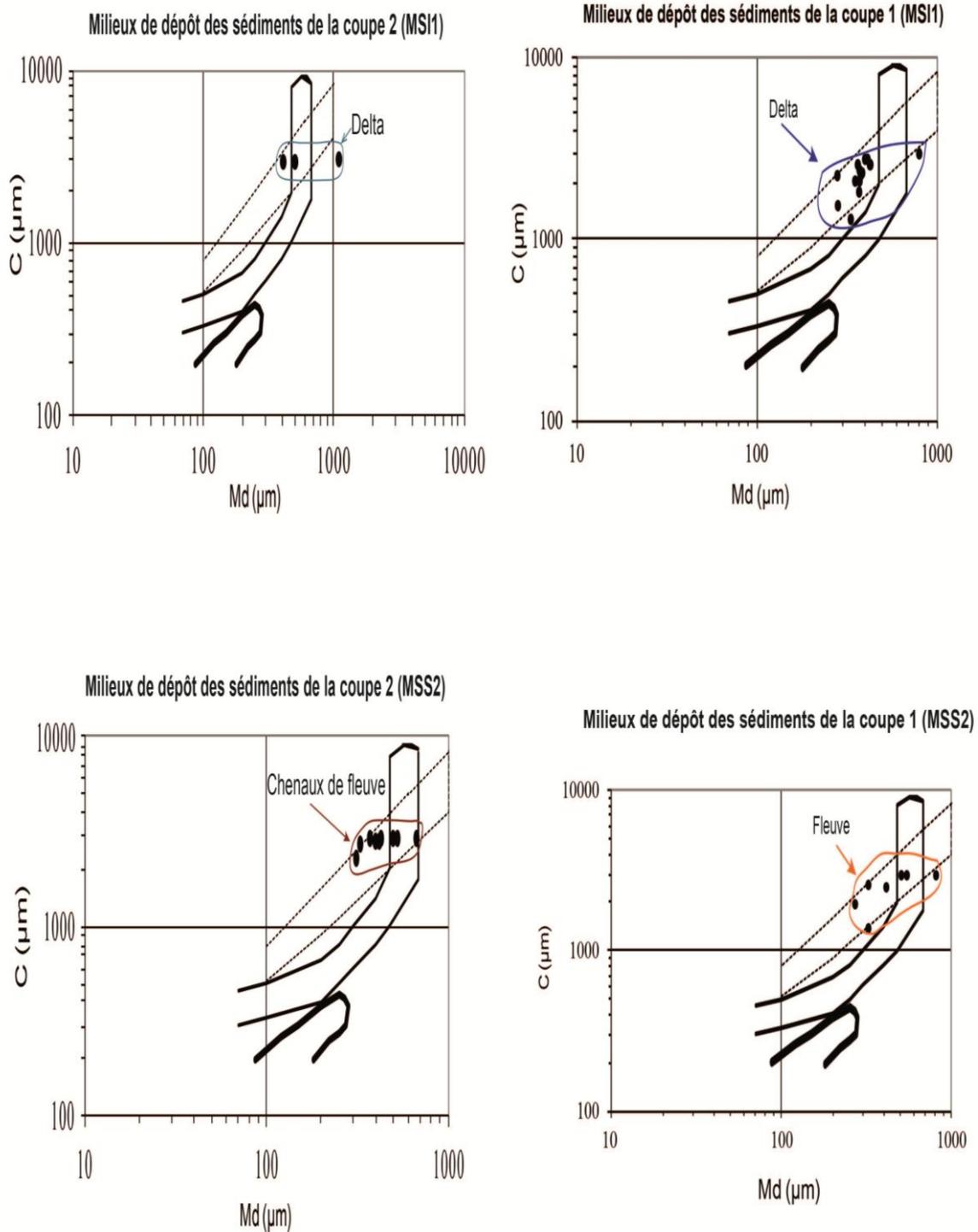


Figure 24: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après le diagramme de Passega (1964)

2.7. Conclusion

L'analyse sédimentologique apporte des informations précieuses sur la nature granulométrique, l'évolution morphoscopique et les modalités de transport et dépôt des sédiments pliocènes de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa. D'après les digrammes de Visher et Passega ainsi que l'interprétation de l'évolution des différents paramètres sédimentologiques, trois milieux de dépôt sont individualisés (fluvatile, deltaïque et lacustre).

Une grande partie du matériel détritique du Pliocène a été mise en place par un réseau fluvatile très actif. Les sédiments de base du Pliocène se développent en une mégaséquence simple active avec une disposition progradante et un litage planaire matérialisé par des grains de quartz. Un poudingue de base hétérogène, très étendu et assez épais, formé de sédiments remaniés, s'individualise à la base des sédiments pliocènes. Ce dernier est surmonté par des sables fins à moyens, à litage horizontale, qui sont eux-mêmes scellés par un dépôt sableux de masse contenant des encroûtements carbonatés.

Vers le centre du bassin sédimentaire du Pliocène, un encroûtement carbonaté assez épais marque l'achèvement du deuxième cycle de l'évolution séquentielle des sédiments pliocènes et indique l'installation d'une mégaséquence passive. De ce fait, deux cycles assez symétriques sont bien distingués. Les fluctuations granulométriques constatées sont influencées par le déplacement de l'axe central du bassin sédimentaire et la subsidence. On peut dire que la subsidence s'intensifie en allant vers le WNW.

Les structures massives traduisent un dépôt particulière par décantation. Le poudingue de base est initié par un dépôt gravitaire (flots de débris) sous l'effet d'un courant énergétique lors de périodes d'averses. Evidemment, la phase tectonique du Pliocène inférieur accentuait le relief et favorisait en même temps sa dégradation par les différents agents érosifs.

Le pourcentage important des émoussés mats (75%) indique des grains éolisés et repris par les eaux fluviales. Les émoussés luisants avec un pourcentage de 20% confirment la présence d'un transport fluvatile et lacustre. Les grains de quartz du Pliocène sont salis et témoignent de leur arrachement de formation plus ancienne et plus ou moins proche de la zone de dépôt, car ils n'ont pas eu assez de temps pour devenir propres.

La trimodalité des courbes de fréquence des sédiments étudiés indique la présence de trois stocks granulométriques avec une nette prédominance du stock des sables fins et moyens. Alors, trois provinces nourricières ont assurées l'alimentation de ce bassin en matériel détritique.

L'expression de l'énergie du courant porteur est bien déduite par l'intermédiaire du grain moyen, de la médiane et du classement. En exploitant ces différents coefficients, on remarque l'installation d'un milieu calme au sommet de notre coupe globale, tandis que les courants sont agités à sa base. Le classement médiocre des sédiments justifie l'absence de transport préférentiel.

L'aspect pseudo-rectiligne des courbes cumulatives tracées offre un faciès logarithmique (Rivière, 1977), indiquant des sédiments déposés par excès de charge après une longue évolution de transport.

La distinction entre les deux cycles sédimentaires du Pliocène était possible grâce à l'analyse séquentielle ainsi que les fossiles marqueurs (*Planorbis*).

D'après l'étude détaillée des courbes cumulatives et l'utilisation des méthodes de Visher (1969), on constate que les sédiments détritiques du Pliocène sont mobilisés par un courant saltatif (60 à 90%) qui alterne sporadiquement avec un régime de transport en suspension fractionnée.

Les niveaux de poudingues de base observés témoignent d'une activation géodynamique post-tortonienne (phase du Pliocène inférieur). Après cette phase tectonique, le cycle sédimentaire du Pliocène engendre des actions rhexistatiques qui favorisent le remplissage des cuvettes adjacentes.

En guise de synthèse paléogéographique, on peut dire que des réseaux fluviaux assuraient le transport d'énormes masses de sédiments issus de la dégradation des montagnes et participent au comblement des dépressions. Deux phases sédimentaires se succèdent, dont l'une active et l'autre passive, engendrant le développement des eaux temporaires surtout lacustres. Ces milieux lacustres étaient peuplés par des Planorbis, et des végétaux couvraient la terre ferme. La rubéfaction des sédiments s'effectuait sous un climat chaud, à saison parfois arides avec de longues périodes de sécheresse (Quartz émoussé-mat). D'autres périodes étaient humides, favorisant le développement des réseaux fluviaux et des milieux lacustres.

3. Analyses sédimentologiques de la partie centrale du fossé d'effondrement

3.1. Localisation des coupes

Quatre vingt cinq échantillons ont été prélevés sur quatre coupes levées afin de suivre l'évolution sédimentologique de l'ensemble sédimentaire. Les deux premières coupes, coupes 1 et 2, sont localisées sur le flanc méridional de l'anticlinal de Gouraye (Bled Tebaga), plus exactement au sein du synclinal de Drâa Snouber et les autres, coupes 3 et 4, ont été levées au pied du massif de Djebel Boutighane (Fig.25).

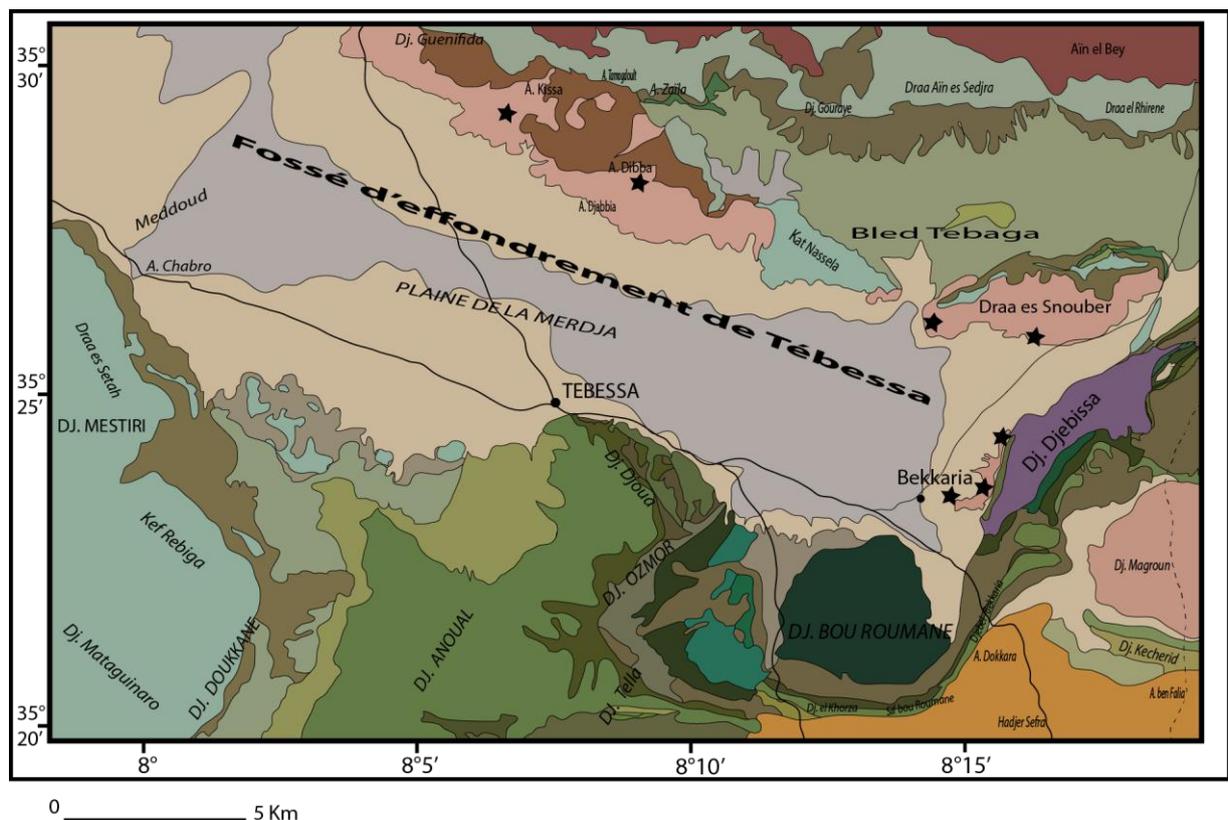


Figure 25: Localisation des coupes étudiées (Durozoy, 1956).

1. Coupe de Drâa Snouber Sud ; 2. Coupe de Drâa Snouber Nord ; 3. Coupe d'Aïn Dibba ; 4. Coupe de Djebel Boutighane.

Au nord de l'anticlinal du Djebel Djebissa et non loin du corps diapirique du Trias, couronné par un chapeau de fer à Khanguet el Mouahad, les sédiments pliocènes rubéfiés des deux premières coupes (Drâa Snouber Nord et Sud) prennent place (Fig.25).

Au Nord-Est des deux premières coupes, parallèlement au fossé d'effondrement de Tébessa et au pied des différents massifs à terrains crétacé supérieur et paléogène s'étalent largement les sédiments pliocènes des deux autres coupes étudiées (Ain Dibba et Djebel Boutighane). Précisément, à 7 km au Nord de la commune de Tébessa et près d'une ancienne galerie souterraine de phosphate abandonnée, les formations pliocènes rubéfiées prennent place et reposent sur un substratum paléocène à indice de phosphate.

3.2. Description des coupes

Les deux coupes échantillonnées sur le flanc sud de l'anticlinal Bled Tebaga et précisément au centre du synclinal de Drâa Snouber ont des épaisseurs respectives de 3m, et de 12m. Les deux autres coupes s'étalent aux piedmonts des massifs éocènes ont des épaisseurs, respectivement de 21m et de 17m. Ces séries sont formées de matériel détritique sablo-argileux avec souvent une abondance de niveaux de galets calcaires imbriqués, hétérométriques et polygéniques (Fig.26).



Figure 26: Imbrications des galets bien émoussés. La flèche indique le sens du courant (Coupe de Drâa Snouber Sud)

Au niveau de la coupe de Drâa Snouber Nord (27 échantillons) (Fig.27) et sur un front de taille d'une carrière abandonnée, une suite séquentielle du dépôt pliocène basale a été levée et échantillonnée. Elle est caractérisée par des conglomérats, alternant avec des lits fins argileux sur une épaisseur de 3 mètres. Les niveaux conglomératiques sont subhorizontaux et s'inclinent faiblement (5°) vers le SW.

Le dernier niveau micro-conglomératique est plus compact avec des éléments figurés calcaires, hétérométriques et polygéniques bien soudés avec une matrice carbonatée. Ces microconglomérats

scellent les autres niveaux conglomératiques et les tronquent en discordance angulaire très faible (5°).

Cette observation montre que ce dernier niveau a une histoire de dépôt dissociée des autres niveaux conglomératiques de base et elle est plus récente. L'observation détaillée des niveaux conglomératiques de base a permis de déduire la direction des courants porteurs grâce aux imbrications fréquentes des galets. Les galets des conglomérats de la coupe de Drâa Snouber Sud (08 échantillons) sont bien imbriqués (fig. 3) et s'inclinent vers le NNW.

Les directions de courants d'alimentation en matériel détritique mises en évidence dans le bassin pliocène renseignent sur la présence de deux zones d'alimentation qui se situeraient probablement aux NNW et NE du bassin accueillant (Fig.26 et fig.27). Les écoulements torrentiels et intermittents liés aux périodes de crues et décrues assuraient l'alimentation du bassin pliocène en matériaux détritiques grossiers et fins.

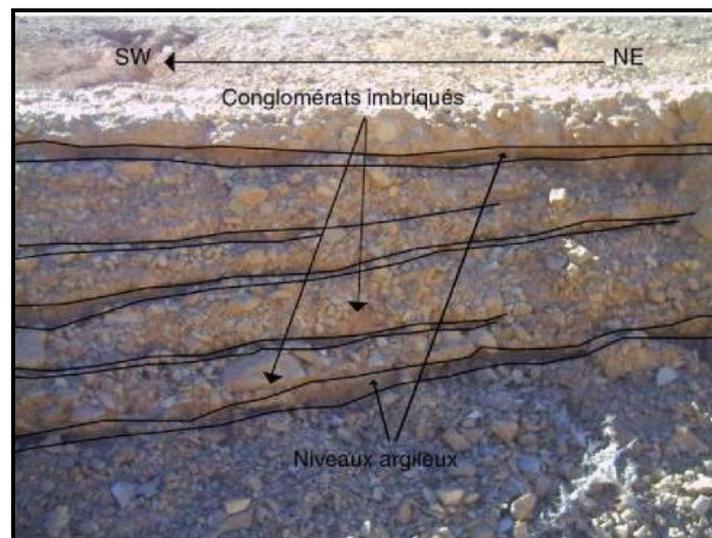


Figure 27: Quatre niveaux conglomératiques s'alternent avec des lits fins argileux et tronqués par un niveau conglomératique plus compact et subhorizontal en présence de galets imbriqués (Coupe de Drâa Snouber Nord).

Les sédiments rubéfiés de la coupe d'Aïn Dibba (30 échantillons), tout près d'une source d'eau douce, entourés par les massifs de calcaires éocènes, s'étalent largement et sont entaillés par des ravins assez profonds. Dans ces ravins, il a été possible de suivre l'évolution verticale du faciès.

Parallèlement au fossé d'effondrement de Tébessa, au nord-ouest de Aïn Dibba et aux piedmonts de Djebel Boutighane (20 échantillons), les formations pliocènes affleurent sans interruption ; ce qui a permis, grâce aux affouillements torrentiels, d'entreprendre un échantillonnage minutieux de la base sablo-argileuse au sommet qui montre des encroûtements calcaires d'un mètre d'épaisseur et qui ont révélé des associations macrofauniques (Gastéropodes et Lamellibranches) typiques des milieux lacustres (Fig. 28).

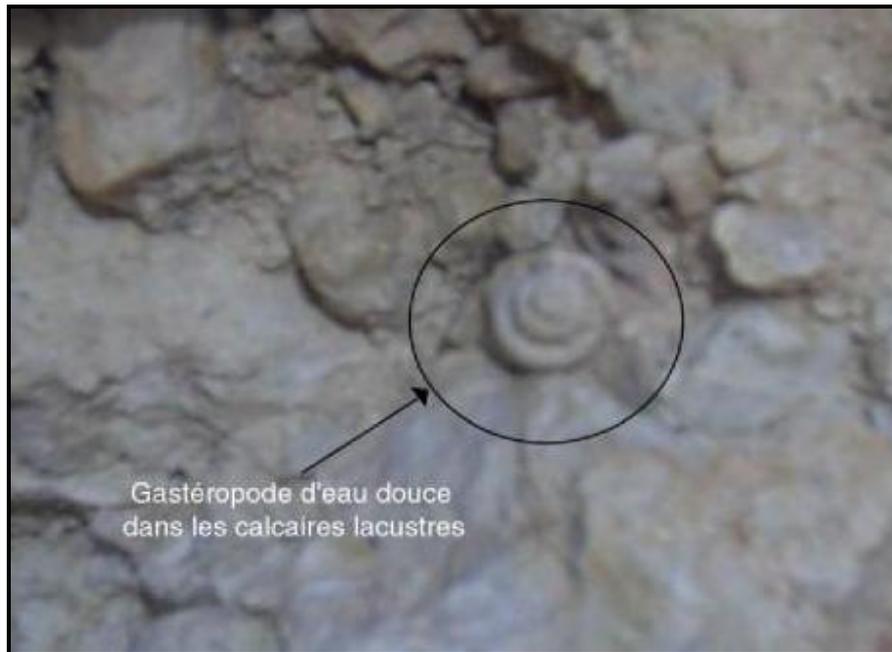


Figure 28: Hélicidés dans les calcaires lacustres de la coupe de Djebel Boutighane

3.3. Description des échantillons

3.3.1. Coupe de Drâa Snouber Sud

a) Détermination lithologique et organogénique

La détermination lithologique des échantillons à la loupe binoculaire était à grossissement, généralement, x50. Ces échantillons sont constitués de grains lithologiquement hétérogènes, où le plus grand pourcentage revient au quartz et aux carbonates, sans oublier le pourcentage palpable des particules dites « accessoires » tels que, les oxydes de fer et de manganèse, et les particules gypseuses blanchâtres, parfois incolores (Tableau 20).

La base de ce coupe est caractérisée par des sables quartzeux très fins massifs évoluant vers le sommet à des niveaux conglomératiques où on ressent une certaine rythmicité de dépôt du

grossiers aux fins et vice versa. Les galets calcaireux, blanchâtres à grisâtres ornent les niveaux conglomératiques et penchent vers l'amont (NNW). Ces sédiments sont scellés par une croûte calcaire mince blanchâtre, débitée en losange et d'une épaisseur qui n'excède pas les 20cm.

Tableau 20: Description des échantillons de la coupe de Drâa Snouber Sud

Numéro d'échantillon	observations						
	A l'œil nu				A la loupe binoculaire		
	couleur	Dureté	structure	Fossile	quartz	Gypse et carbonates	Oxydes
1	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
2	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
3	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
4	Beigeâtre	Assez friable	Rythmique	-	+	+	+
5	Beigeâtre	Assez friable	Rythmique	-	+	+	+
6	Beigeâtre	Assez friable	Rythmique	-	+	+	+
7	Beigeâtre	Assez friable	Rythmique	-	+	+	+
8	Blanchâtre	Dure	Encroûtement	-	+	+	+

3.3.2. Coupe de Drâa Snouber Nord

a) Détermination lithologique et organogénique

Quartz, carbonates et oxydes sont les assemblages minéralogiques prédominants avec la présence de quelques fragments de bois fossile. Les associations microfauniques en Foraminifères et Ostracodes ne manquent pas, mais il faut signaler que les Foraminifères sont remaniés et transportaient de différentes provinces nourricières surtout celles de l'Eocène et du Crétacé supérieur (Tableau 21).

La base de cette coupe est marquée par la succession de quatre niveaux conglomératiques à galets hétérogènes imbriqués et emballés dans un ciment argilo-carbonaté. Un dernier niveau microconglomératique plus compacte à ciments fortement carbonaté tronque les autres niveaux conglomératiques et penche faiblement (5°) avec l'ensemble vers le SW. Des niveaux argileux minces s'intercalent respectivement avec les niveaux conglomératiques marquant une rythmicité dans le dépôt.

Tableau 21: Description des échantillons de la coupe de Drâa Nord

Numéro d'échantillon	observations						
	A l'œil nu			A la loupe binoculaire			
	couleur	Dureté	structure	Fossile	quartz	Gypse et carbonates	Oxydes
1	Rubéfiée	Des niveaux friables alternent avec des niveaux assez consolidés	Conglomérats et lits fins biseautés, Rythmique	-	+	+	+
2	Rubéfiée			-	+	+	+
3	Rubéfiée			-	+	+	+
4	Rubéfiée			-	+	+	+
5	Rubéfiée			-	+	+	+
6	Rubéfiée			-	+	+	+
7	Rubéfiée			+	+	+	+
8	Rubéfiée			+	+	+	+
9	Rubéfiée			+	+	+	+
10	Rubéfiée			+	+	+	+
11	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
12	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
13	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
14	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
15	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
16	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
17	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
18	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
19	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
20	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
21	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
22	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
23	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
24	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
25	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
26	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
27	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+

3.3.3. Coupe de Aïn Dibba

a) Détermination lithologique et organogénique

Les sables argilo-carbonatés du Pliocène rubéfiés ne présentent aucune structure appréciable car c'est des dépôts en masse (*mass flow*). Quelques niveaux conglomératiques renseignent sur une certaine rythmicité dans le dépôt. L'agencement des galets des niveaux conglomératiques est assuré par un ciment argilo-carbonaté. Les trouvailles de microfossiles (Foraminifères et Ostracodes) sont nombreuses et couvrent presque toute la coupe. Près de Aïn Dibba, et en profitant de quelques galeries souterraines d'extraction de phosphate qui datent de l'époque coloniale, on a pu voir le contact direct entre les séries pliocènes et leur substratum paléocène. Le sommet des dépôts pliocènes est fortement raviné par les chenaux du Quaternaire ancien et des galets de base jalonnent ce passage (Tableau 22).

Tableau 22: Description des échantillons de la coupe de Aïn Dibba

Numéro d'échantillon	observations						
	A l'œil nu			A la loupe binoculaire			
	couleur	Dureté	structure	Fossile	quartz	Gypse et carbonates	Oxydes
1	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
2	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
3	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
4	Beigeâtre	Friable	Granoclassée	-	+	+	+
5	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
6	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
7	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
8	Beigeâtre	Friable	Granoclassée	-	+	+	+
9	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
10	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
11	Beigeâtre	Friable	Granoclassée	+	+	+	+
12	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
13	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
14	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
15	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
16	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
17	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
18	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+

19	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
20	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
21	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
22	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
23	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
24	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
25	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
26	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
27	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
28	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
29	Beigeâtre	Friable	Massive	+	+	+	+
30	Beigeâtre	Friable	Massive	-	-	-	-

3.3.4. Coupe de Djebel Boutighane

a) Détermination lithologique et organogénique

On observe des sables argileux riches en carbonates et marqués par une rubéfaction frappante. Les sédiments sont assez friables et couronnés par une croûte calcaire blanchâtre à grisâtre, approximativement d'un mètre d'épaisseur, et s'étale parallèlement au fossé d'effondrement. Cette croûte est riche en macrofaune, surtout en hélicidés d'eau douce. Ces formations, bien développée, sont coiffées par un encroûtement de calcaires sublithographiques, blanchâtres à grisâtres très consolidés et assez épais marquant une évolution progressive dans un milieu aquatique d'eau douce assez calme (Tableau 23).

Tableau 23: Description des échantillons de la coupe de Djebel Boutighane

Numéro d'échantillon	observations						
	A l'œil nu			A la loupe binoculaire			
	couleur	Dureté	structure	Fossile	quartz	Gypse et carbonates	Oxydes
1	Beigeâtre	Friable	Massive	+	+	+	+
2	Beigeâtre	Friable	Massive	+	+	+	+
3	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
4	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
5	Beigeâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
6	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
7	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+

8	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
9	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
10	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
11	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
12	Beigéâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
13	Rubéfiée	Friable	Massive	-	+	+	+
14	Beigéâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
15	Beigéâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
16	Beigéâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
17	Beigéâtre	Friable	Massive	-	+	+	+
18	Rubéfiée	Friable	Massive	+	+	+	+
19	Blanchâtre	Dure	Encroûtement	+	+	+	+
20	Blanchâtre	Dure	Encroûtement	+	+	+	+

3.4. ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

Afin de comprendre l'évolution sédimentologique des dépôts pliocènes, un nombre important de paramètres granulométriques a été analysé (Krumbein, 1941; Cailleux, 1964; Sneed and Folk, 1958; Boggs, 2006; Ehrlich and Weinberger, 1970; Folk, 1974; Pettijohn et al., 1987; Bull, 1977; Illenberger, 1991) : médiane (M_d), percentile 99% (C), grain moyen (M_z), déviation standard (δ_i), asymétrie (Sk_i) et coefficient d'acuité (K_G) (Tableau 25). Le recours aux méthodes graphiques a permis d'utiliser au mieux les paramètres acquis et définir les modalités de transport et de dépôt des sédiments.

3.4.1. Coupe de Drâa Snouber Sud

a) Le mode (M_1)

Le mode peut être évalué sur les courbes de fréquence des échantillons étudiés (voir annexe III). Les échantillons analysés nous permettent d'obtenir des courbes de fréquence de formes très proches et dont les modes sont généralement les suivants (Tableau 24) :

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre -3.35 et -2.65Φ . Les pourcentages de répartition granulométrique varient entre 8.5 et 17% ;
- m_2 , ses valeurs varient entre -1 et -1.65Φ . Les pourcentages de distribution balancent entre 5 et 17% ;
- m_3 , a une valeur égale à 4.65Φ avec des pourcentages qui varient entre 12 et 54.5%.

Les courbes de fréquence tracées présentent des disparités dans la distribution granulométrique traduites par la forme irrégulière de la courbe et sa trimodalité frappante.

Les trois modes observés ne représentent pas une grande prédominance d'un stock granulométrique sur l'autre, car les pourcentages des distributions sont assez proches pour la quasi-totalité des échantillons, avec une légère prédominance du dernier et premier des modes (4.65 Φ et 3.35 à -2.65 Φ).

Tableau 24: Analyse modale des échantillons de la coupe de Drâa Snouber Sud

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages					
	M1(Φ)	P1(%)	M2(Φ)	P2(%)	M3(Φ)	P3(%)
01	-2,65	11,5	-1	5	4,65	54,5
02	-3,35	16	-2,6	9	4,65	18,5
03	-2,9	8,5	-1,65	5	4,65	14,5
04	-2,65	10,5	-1	10	4,65	18,5
05	-2,9	1,6	-1	5,5	4,65	12
06	-3	17	-1,1	17	4,65	12,5
07	-3	12	-1,65	4,5	4,65	22
08	Croûte calcaire					

b) Le grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z varient, généralement entre -0.55 et 4.24, témoignant d'une alternance entre des niveaux riches en éléments grossiers et d'autres riches en éléments très fins (Tableau 25).

c) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δI)

Les valeurs de δ_i sont comprises entre 2.51 et 4.16, témoignant d'un classement très médiocre ou pratiquement inexistant (Tableau 25).

d) Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (SKI)

Les sédiments marquent une asymétrie négative, indiquant un enrichissement en fraction grossière. Au sommet et à la base de la coupe, c'est surtout le développement d'une asymétrie positive témoignant d'un enrichissement en fraction fine (Tableau 25).

e) **Coefficient d'acuité (K_G)**

Les valeurs de K_G sont généralement inférieures à 1 pour l'ensemble des échantillons, indiquant une distribution platykurtique. Les échantillons 5 et 6 ont plutôt une distribution leptokurtique caractérisée par l'influence notable du stock des grossiers (Tableau 25).

Tableau 25: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Drâa Snouber Sud

Coupe	Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	Sk_I (Φ)	k_G (Φ)	δ_I (Φ)	Classement
Drâa Snouber Sud	01	29	6063	4,24	0,29	0,72	4,16	Très médiocre
	02	1742	9850	0,44	-0,49	0,72	3,55	Très médiocre
	03	518	9190	0,97	-0,1	0,76	3,16	Très médiocre
	04	1742	9850	0,59	-0,55	0,75	3,43	Très médiocre
	05	4000	9850	-0,55	-0,74	1	2,9	Très médiocre
	06	3032	8000	-0,92	-0,62	2,46	2,5	Très médiocre
	07	354	7728	1,47	-0,05	0,66	3,48	Très médiocre
	08	Croûte calcaire						

3.4.2. Coupe de Drâa Snouber Nord

a) **Le mode (M_I)**

Les courbes de fréquence tracées témoignent d'une présence de trois modes, sans la prédominance notable d'un mode sur l'autre. La contamination en fractions grossière est visible sur la quasi-totalité des échantillons. Les trois modes prédominants sont les suivants (Tableau 26) :

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre -3.35 et -2.3 Φ et des pourcentages de 12 à 15% ;
- m_2 , ses valeurs fluctuent entre -1 Φ et -1.65 Φ . Les pourcentages de distribution balancent entre 2 et 14% ;
- m_3 , sa valeur est égale à 4.65 Φ avec des pourcentages qui varient entre 14.5 et 69%.

Tableau 26: Analyse modale des échantillons de la coupe de Drâa Snouber Nord

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages					
	M_1 (mm)	P_1 (%)	M_2 (mm)	P_2 (%)	M_3 (mm)	P_3 (%)
1	-2,65	12,5	-1,1	10,5	4,65	21,5
2	-2,4	15	-	-	4,65	19,5

3	-2,6	10	-1	10	4,65	26
4	-2,3	10	-1	6	4,65	24
5	-3	11	-	-	4,65	14,5
6	-2,85	16	-1,2	6	4,65	19
7	-3,35	14,5	-	-	4,65	37,5
8	-2,65	14,5	-1,1	6	4,65	15
10	-2,7	9	-1	6	4,65	15,5
11	-	-	-1,65	14	4,65	35
12	-3	3	-1	6	4,65	49
14	-3	7	-2	5	4,65	42
15	-2,65	6	-2	4	4,65	42
16	-2,65	5,5	-1	3	4,65	44
17	-	-	-1	2	4,65	52
18	-3	10	-1,4	3	4,65	41
19	-3	3			4,65	69
20	-3,35	12	-1,65	3	4,65	50,5
21	-3	16	-	-	4,65	22
23	-2,6	12	-1,65	6	4,65	29
25	-2,4	14	-1,65	6	4,65	26,5
26	-2,65	3	-1	3	4,65	51,5
27	-	-	-1,8	4	4,65	64

b) Grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z varient entre 0.3 et 5.52 Φ , témoignant d'une alternance entre des niveaux riches en éléments grossiers et d'autres riches en éléments très fins (Tableau 27).

c) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_I)

Les coefficients de classement calculés ont des valeurs franchement supérieures à 2, indiquant clairement un classement très médiocre (Tableau 27).

Tableau 27: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Drâa Snouber Nord

Coupe	Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	SK_I (Φ)	K_G (Φ)	δ_I (Φ)	Classement
Snouber Nord	1	1516	6499	0,9	-0,59	0,72	3,41	Très médiocre
	2	2298	8575	0,5	-0,67	0,65	3,31	Très médiocre
	3	1367	8877	1,02	-0,56	0,6	3,54	Très médiocre

4	1415	9850	0,84	-0,48	0,61	3,61	Très médiocre
5	1867	7728	0,32	-0,57	0,91	3,11	Très médiocre
6	2929	7728	0,3	-0,73	0,68	3,37	Très médiocre
7	407	9850	1,42	-0,08	0,57	3,77	Très médiocre
8	2298	9850	0,19	-0,6	0,74	3,29	Très médiocre
10	1742	9850	0,76	-0,55	0,59	3,67	Très médiocre
11	102	3032	2,87	0,15	0,66	3,09	Très médiocre
12	42	7465	3,55	0,4	0,66	3,48	Très médiocre
13	72	7465	2,84	0,3	0,62	3,8	Très médiocre
14	72	9647	2,77	0,35	0,64	3,69	Très médiocre
15	65	9514	2,85	0,35	0,66	3,73	Très médiocre
16	35	1867	4,57	0,25	1	2,29	Très médiocre
17	95	9514	2,49	0,26	0,54	3,96	Très médiocre
18	14	7728	5,52	0,36	1,21	3,58	Très médiocre
19	40	9850	4,17	0,35	1,26	3,17	Très médiocre
20	2463	9514	0,47	-0,65	0,62	3,58	Très médiocre
21	1367	9514	0,95	-0,49	0,57	3,68	Très médiocre
23	1570	7728	0,94	-0,58	0,57	3,54	Très médiocre
24	36	5657	4,37	0,32	1,15	2,89	Très médiocre
25	20	3864	5,49	0,23	1,08	2,98	Très médiocre
26	1516	6499	0,9	-0,59	0,72	3,41	Très médiocre
27	2298	8575	0,5	-0,67	0,65	3,31	Très médiocre

d) Asymétrie (Skewness) (SK_I)

D'après les calculs effectués on peut déduire les champs de variations suivants (Tableau 27) :

- $-0.1 \leq SK_I < 0.1$, l'échantillon 7 est distingué par une symétrie granulométrique;
- $0.1 < SK_I < 1$, une asymétrie vers les petites tailles et si les valeurs excèdent 0.3, alors une forte asymétrie des petite taille est accusée;
- $-0.3 < SK_I < -1$, forte asymétrie vers les grandes tailles.

3.4.3. Coupe de Aïn Dibba

a) Le mode (M_I)

Les courbes de fréquence tracées témoignent de la présence des trois modes suivants (Tableau 28):

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre -3 et -2.3Φ et des pourcentages de 5 à 15.5% ;
- m_2 , ses valeurs fluctuent entre -1Φ et -1.3Φ . Les pourcentages de distribution balancent entre 2 et 11.5% ;
- m_3 , sa valeur est égale à 4.65Φ avec des pourcentages qui varient entre 29 et 73%.

Tableau 28: Analyse modale des échantillons de la coupe de Aïn Dibba

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages					
	$M_1(\text{mm})$	$P_1(\%)$	$M_2(\text{mm})$	$P_2(\%)$	$M_3(\text{mm})$	$P_3(\%)$
1	-2,65	6	-1	9,5	4,65	43,5
2	-2,15	6	-1	6,5	4,65	53,5
3	-2,65	8,5	-1	8	4,65	43
4	-3	14	-1	7,5	4,65	29
5	-2,3	5	-1	6	4,65	50
6	-2,65	7	-1	7	4,65	49
7	-2,6	11	-1	6	4,65	43,5
8	-2,35	15,5	-1,3	11	4,65	26,5
9	-2,3	6,5	-1	7,5	4,65	26,5
10	-2,65	11,5	-1	8	4,65	37
11	-2,2	9,5	-1	11,5	4,65	26,5
15	-2,65	7,5	-1	7	4,65	40,5
16	-3	15,5	-1	3,5	4,65	51,5
17	-3	9,5	-1	5,5	4,65	38
18	-2,3	5,5	-1	3	4,65	55,5
19	-	-	-	-	4,65	68,5
20	-2,65	13	-1	5,5	4,65	36,5
21	-2,35	7,5	-1	4,5	4,65	52
22	-2,65	12,5	-1	7	4,65	33,5
23	-2,95	14	-	-	4,65	38
24	-3	7,5	-1	3	4,65	55,5
25	-2,3	5	-1	4,5	4,65	61
26	-2,65	2,5	-1	2,5	4,65	73,5
27	-2,65	2,5	-1	2,5	4,65	73,5
28	-2,65	2,5	-1	2	4,65	73,5
29	-2,65	2,5	-1	2	4,65	73

b) Grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z varient entre 1.22 et 6.09Φ , témoignant d'une rythmicité entre des éléments grossiers et fins avec une prédominance des particules fines (Tableau 29).

c) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_I)

Les coefficients de classement calculés ont des valeurs supérieures à 2, exposant un transport sans aucun tri (Tableau 29).

d) Asymétrie (Skewness) (SK_I)

D'après les calculs effectués on peut déduire les champs de variations suivants (Tableau 29) :

- $-0.1 \leq SK_I < 0.1$, certains échantillons sont caractérisés par une symétrie granulométrique;
- $0.1 < SK_I < 1$, une asymétrie vers les petites tailles et si les valeurs excèdent 0.3, alors une forte asymétrie des petite taille est accusée;
- $-0.3 < SK_I < -1$, forte asymétrie vers les grandes tailles.

Tableau 29: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Aïn Dibba

Coupe	Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	SK_I (Φ)	K_G (Φ)	δ_I (Φ)	Classement
Aïn Dibba	1	139	7211	3,09	-0,09	0,63	4,23	Très médiocre
	2	32	4595	4,17	0,25	0,63	4,06	Très médiocre
	3	190	6728	2,8	-0,15	0,6	4,3	Très médiocre
	4	1867	8000	1,22	-0,67	0,65	4,23	Très médiocre
	5	42	5279	3,97	0,19	0,65	4,09	Très médiocre
	6	48	6063	3,72	0,18	0,61	4,24	Très médiocre
	7	154	6499	2,84	-0,09	0,57	4,37	Très médiocre
	8	1682	5857	1,27	-0,69	0,68	3,98	Très médiocre
	9	190	4757	3,04	-0,22	0,7	3,84	Très médiocre
	10	758	7465	1,62	-0,45	0,7	4,05	Très médiocre
	11	1110	8575	1,52	-0,57	0,72	4	Très médiocre
	15	144	5857	2,94	-0,08	0,65	4,18	Très médiocre
	16	36	8000	3,5	0,31	0,69	4,6	Très médiocre
	17	218	7728	2,62	-0,15	0,62	4,33	Très médiocre
	18	31	5279	4,22	0,36	0,91	3,45	Très médiocre
	19	15	3733	5,62	0,29	0,99	3,24	Très médiocre

	20	436	7465	2,17	-0,32	0,58	4,35	Très médiocre
	21	35	5099	4,1	0,23	0,67	4,08	Très médiocre
	22	902	9190	1,69	-0,48	0,6	4,35	Très médiocre
	23	342	7728	2,27	-0,25	0,57	4,43	Très médiocre
	24	32	7465	3,9	0,44	0,98	3,62	Très médiocre
	25	20	4757	4,6	0,34	0,82	3,98	Très médiocre
	26	14	5657	6,09	0,23	1,15	2,77	Très médiocre
	27	38	5857	4,08	0,23	0,7	3,94	Très médiocre
	28	63	9514	3,32	0,17	0,6	4,31	Très médiocre
	29	536	7211	2,09	-0,4	0,63	4,13	Très médiocre

e) Coefficient d'acuité (K_G)

Les échantillons de la coupe de Aïn Dibba sont caractérisés par des valeurs de K_G , généralement inférieures à 1, indiquant une distribution platykurtique. Un seul échantillon au sommet de la coupe marque une distribution leptokurtique (Tableau 29).

3.4.4. Coupe de Djebel Boutighane

a) Le mode (M_1)

Les courbes fréquentielles tracées nous renseignent sur la prédominance des trois modes suivants (Tableau 30) :

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre -2 et -2.3Φ et des pourcentages qui varient entre 06 et 10% ;
- m_2 , ses valeurs oscillent entre -1 et -1.75Φ . Les pourcentages de distribution balancent entre 3 et 9% ;
- m_3 , sa valeur est égale à 4.65Φ avec des pourcentages qui varient entre 33 et 64.5%.

Tableau 30: Analyse modale des échantillons de la coupe de Djebel Boutighane

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages					
	M1(mm)	P1(%)	M2(mm)	P2(%)	M3(mm)	P3(%)
1	-	-	-1,4	7	4,65	58
2	-	-	-1,6	6	4,65	60
3	-	-	-1	3	4,65	57
4	-	-	-1	10	4,65	40
5	-2,25	10	-1	15	4,65	33

6	-	-	-1,75	9	4,65	47
7	-	-	-1	5	4,65	61,5
8	-	-	-1,6	8	4,65	56
9	-	-	-1,65	12	4,65	42,5
10	-	-	-1	5	4,65	64
11	-	-	-1,3	5	4,65	64,5
12	-	-	-1,6	16	4,65	35,5
15	-2,3	6	-1	8	4,65	35
16	-2,3	11	-1	5	4,65	44,5
17	-2,3	11	-1	6	4,65	45,5
18	-2	10	1,4	2	4,65	56,5

b) Grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z varient entre 2.86 et 5.09 Φ , témoignant d'une présence notable de sédiments fins à très fins (Tableau 31).

c) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_I)

Les coefficients de classement calculés ont des valeurs comprises entre 1.22 et 6.09 Φ , indiquant clairement un transport en masse sans aucun tri (Tableau 31).

Tableau 31: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Djebel Boutighane

Coupe	Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	SK_I (Φ)	K_G (Φ)	δ_I (Φ)	Classement
Djebel Boutighane	1	26	2829	4,47	0,25	0,72	3,84	Très médiocre
	2	23	2829	4,84	0,28	0,96	3,34	Très médiocre
	3	26	2144	5,09	0,14	0,82	3,31	Très médiocre
	4	113	2829	3,43	-0,14	0,65	3,73	Très médiocre
	5	638	4757	2,12	-0,5	0,69	4	Très médiocre
	6	48	2929	3,92	0,18	0,76	3,42	Très médiocre
	7	20	2640	4,95	0,27	0,76	3,58	Très médiocre
	8	27	2929	4,4	0,25	0,68	3,87	Très médiocre
	9	70	3032	3,59	0,06	0,72	3,67	Très médiocre
	10	19	2550	5,04	0,31	0,93	3,32	Très médiocre
	11	22	2733	4,69	0,42	1,11	2,99	Très médiocre
	12	268	3032	2,86	-0,36	0,64	3,77	Très médiocre

	15	144	4824	2,9	-0,04	0,69	3,41	Très médiocre
	16	67	4925	3,39	0,11	0,62	4,22	Très médiocre
	17	57	4925	3,39	0,25	0,61	3,73	Très médiocre
	18	30	3918	3,91	0,44	0,9	3,44	Très médiocre
	19	Croûte calcaire						

d) Asymétrie (Skewness) (SK_1)

D'après les calculs effectués on peut déduire les champs de variations suivants (Tableau 31) :

- $-0.1 \leq SK_1 < 0.1$, l'échantillon 15 est caractérisé par une symétrie granulométrique;
- $0.1 < SK_1 < 1$, une asymétrie vers les petites tailles et si les valeurs excèdent 0.3, alors une forte asymétrie des petite taille est accusée;
- $-1 < SK_1 < -0.1$, forte asymétrie vers les grandes tailles et si les valeurs de SK sont inférieures à -0.3 alors on atteste à une asymétrie vers les grandes tailles.

e) Coefficient d'acuité (K_G)

Les échantillons de la coupe de Djebel Boutighane sont caractérisés par des valeurs de K_G , généralement inférieures à 1, indiquant une distribution platykurtique. L'échantillon 11 dans la série sommitale de la coupe marque une distribution leptokurtique et un enrichissement en stock des fines (Tableau 31).

3.5. Analyse morphoscopique

Les sables argilo-carbonatés du Pliocène rubéfiés ne présentent aucune structure appréciable sur terrain, c'est des dépôts en masse (mass flow). Quartz, calcite, oxydes de fer et de manganèse sont les assemblages minéralogiques prédominant avec la présence de quelques fragments de bois fossiles oxydés. Quelques niveaux conglomératiques agencés et périodiques renseignent de la rythmicité de ce dépôt. Les trouvailles de microfossiles dans les sédiments de la coupe de Aïn Dibba (Foraminifères et Ostracodes d'eau douce) sont appréciables (Fig. 29).

D'après les résultats de comptage et des déterminations morphoscopiques et minéralogiques sur 100 grains de chaque échantillon, à la loupe binoculaire, les familles de grains suivants ont été mises en évidence (Fig. 29):

- Grains émoussés mats (E. M.) avec un pourcentage de 76% ;
- Grains émoussés luisants (E. L.) avec un pourcentage de 24%.

La quasi-totalité des grains sont dépolis et entouré par une fine pellicule argilo-carbonatées très oxydée. Cette appréciation de la forme et du degré d'usure des grains et quasi-monotone pour l'ensemble des échantillons étudiés avec des fluctuations en pourcentages, indiquant des processus de transport et de dépôt probablement analogues.

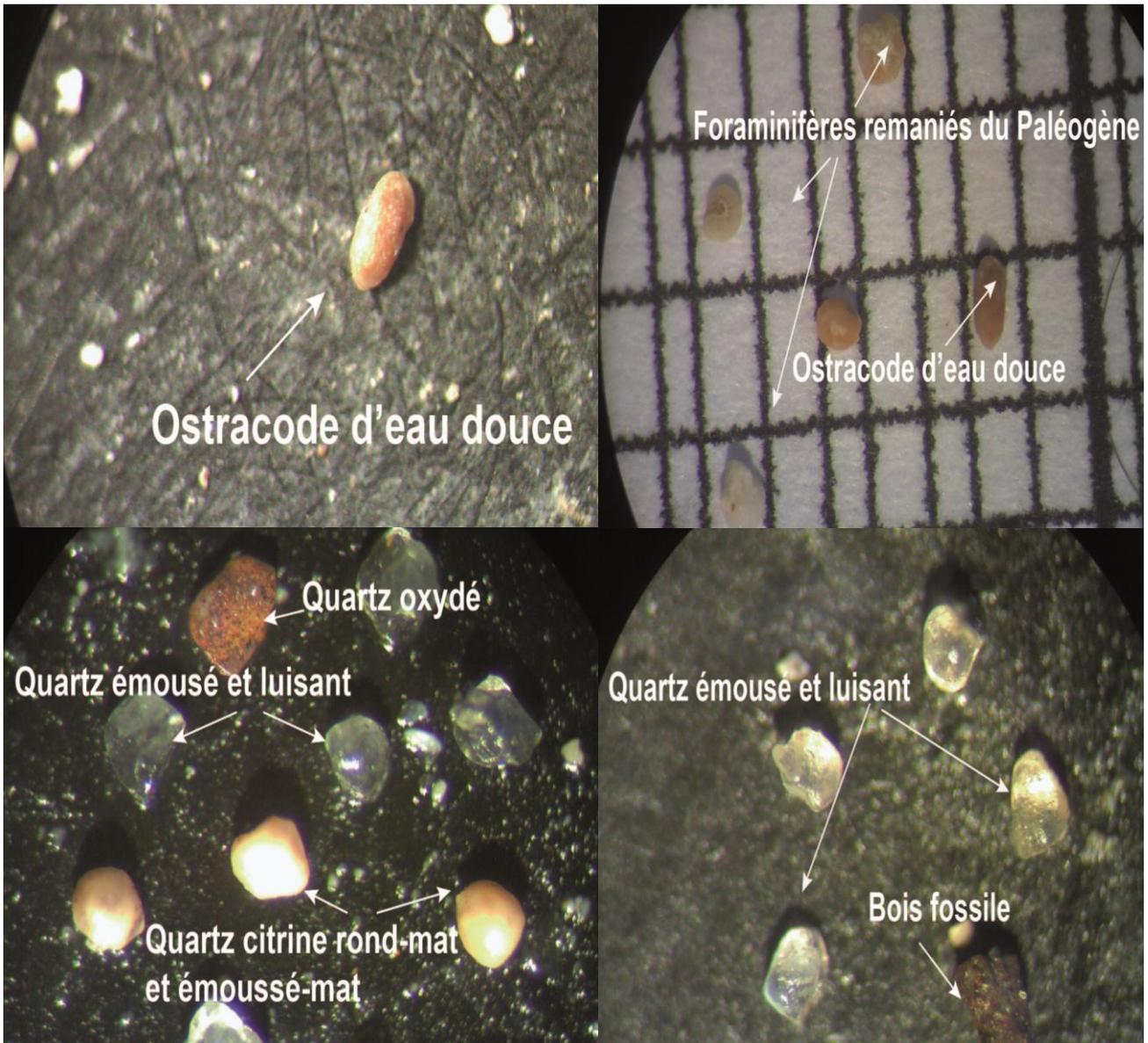


Figure 29: Observations morphoscopique et organogène sous binoculaire à grossissement (x50) de quelques échantillons étudiés des sédiments pliocènes de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa.

3.6. Analyse séquentielle

3.6.1. Coupe de Drâa Snouber Sud

Deux mégaséquences d'épaisseurs variables (MSI2, MSS3) illustrent l'évolution séquentielle au sein de cette coupe (Fig.30) :

- **Mégaséquence inverse 1 (MSI1)** : C'est une mégaséquence régressive, formée de 04 séquences inverses. Une puissance de un mètreaffleure à la surface mais la suite de cette MSI est enlisée sous le Quaternaire ;
- **Mégaséquence simple 2 (MSS2)** : C'est une mégaséquence progressive, représentée par 03 séquences simples. Elle a une puissance de 2m. Elle est couronnée par des calcaires lacustres qui marquent un dépôt dans un milieu calme en eau douce.

La cyclicité de ces mégaséquences est visible et engendre deux cycles sédimentaires. Probablement la fin du cycle basale qui représente la fermeture du cycle sédimentaire basale du Pliocène supérieur. Le début du cycle sommital formule le commencement du développement des formations d'âge pliocène supérieur.

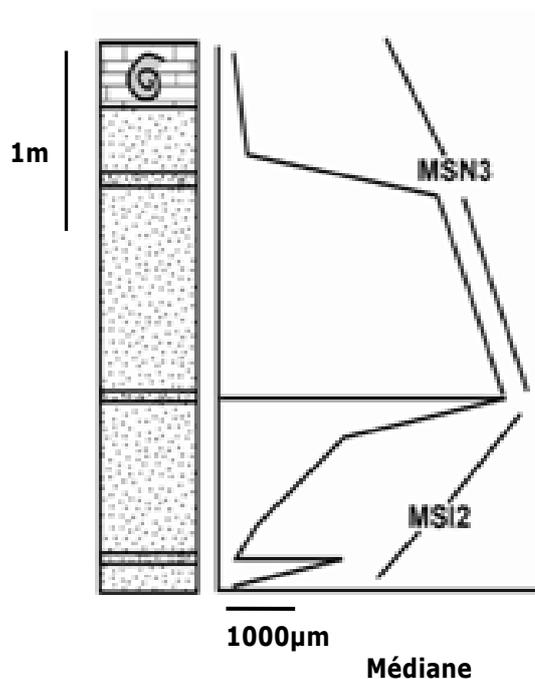


Figure 30: Graphe séquentiel de la coupe de Drâa Snouber Sud

3.6.2. Coupe de Drâa Snouber Nord

Quatre mégaséquences sont bien individualisées, leur épaisseur totale est égale à 12m (Fig.31) :

Mégaséquence inverse 1 (MSI1) : C'est une mégaséquence régressive formée de 09 séquences inverses. Elle compte 3.5m ;

Mégaséquence simple 2 (MSS2) : C'est une mégaséquence progressive représentée par 07 séquences simples. Elle a une puissance de 3m ;

Mégaséquence inverse 2 (MSI2) : C'est une mégaséquence régressive formée de 08 séquences inverses. Elle compte 4m ;

Mégaséquence simple 2 (MSS2) : C'est une mégaséquence progressive représentée par 02 séquences simples. Elle a une puissance de 1.5m.

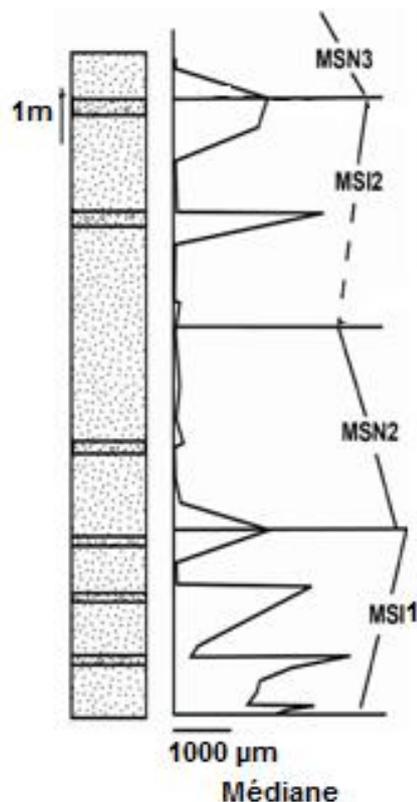


Figure 31: Graphe séquentiel de la coupe de Drâa Snouber Nord

3.6.3. Coupe de Aïn Dibba

Trois mégaséquences sont bien individualisées, leur épaisseur totale est égale à 21m (Fig.32) :

- **Mégaséquence inverse 1 (MSI1)** : C'est une mégaséquence régressive formée de 10 séquences inverses. Elle compte 4.5m ;
- **Mégaséquence simple 2 (MSS2)** : C'est une mégaséquence progressive représentée par 15 séquences simples. Elle a une puissance de 13m ;
- **Mégaséquence inverse 2 (MSI2)** : C'est une mégaséquence régressive formée de 05 séquences inverses. Elle compte 3.5m ;

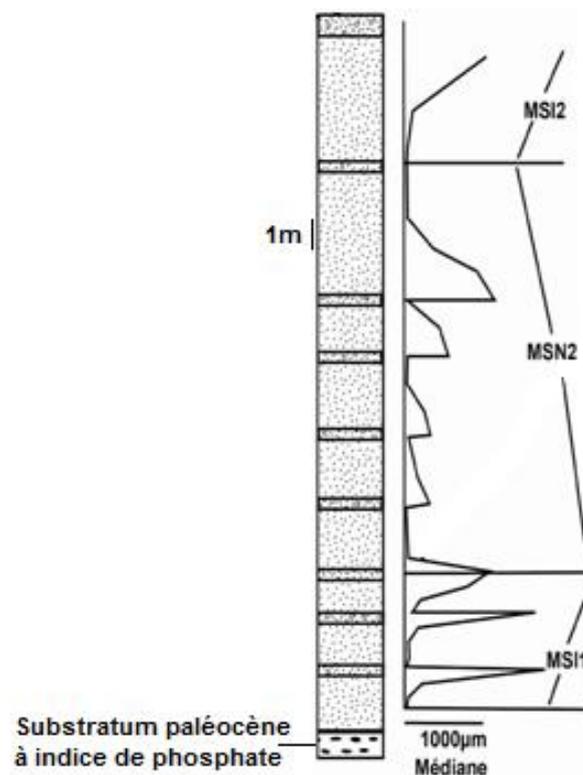


Figure 32: Graphe séquentiel de la coupe de Aïn Dibba

3.6.4. Coupe de Djebel Boutighane

Deux mégaséquences d'épaisseurs variables (MSI2, MSS3) illustrent l'évolution séquentielle au sein de cette coupe (Fig.33) :

- **Mégaséquence inverse 2 (MSI2)** : C'est une mégaséquence régressive, formée de 04 séquences inverses. Une puissance de 3.50mètre affleure à la surface mais sa suite en profondeur est enlisée.
- **Mégaséquence simple 3 (MSS3)** : C'est une mégaséquence progressive, représentée par 15 séquences simples. Elle a une puissance de 13.5m. Elle est couronnée par des calcaires lacustres à hélicidés qui marquent le dépôt dans un milieu calme d'eau douce.

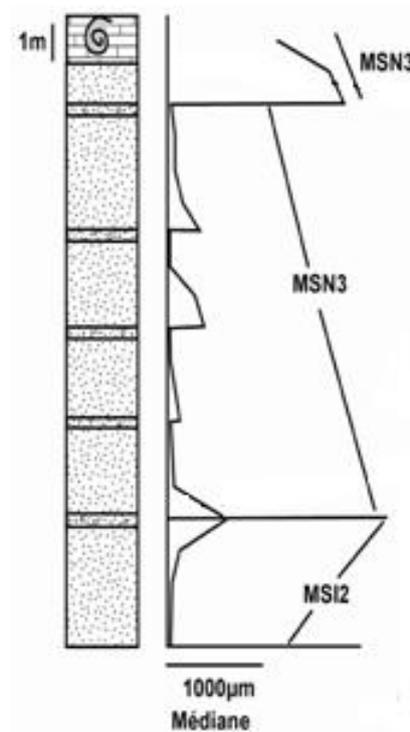


Figure 33: Graphe séquentiel de la coupe de Djebel Boutighane

3.6.5. Corrélation entre les coupes étudiées

Le découpage séquentiel a permis la détermination de trois cycles sédimentaires pliocènes. 4 mégaséquences forment la trame sédimentaire des dépôts étudiés. La mégaséquence inverse de base repose en discordance de ravinement sur le Paléocène. La corrélation a permis de restituer la coupe globale du Pliocène et de suivre son évolution spatiale et temporelle. Des dépôts proximaux se développent dans la mégaséquence normale 3 qui couronne la mégaséquence inverse 2. La coupe de Drâa Snouber Nord enregistre toutes les variations séquentielles du Pliocène de cette partie du fossé d'effondrement.

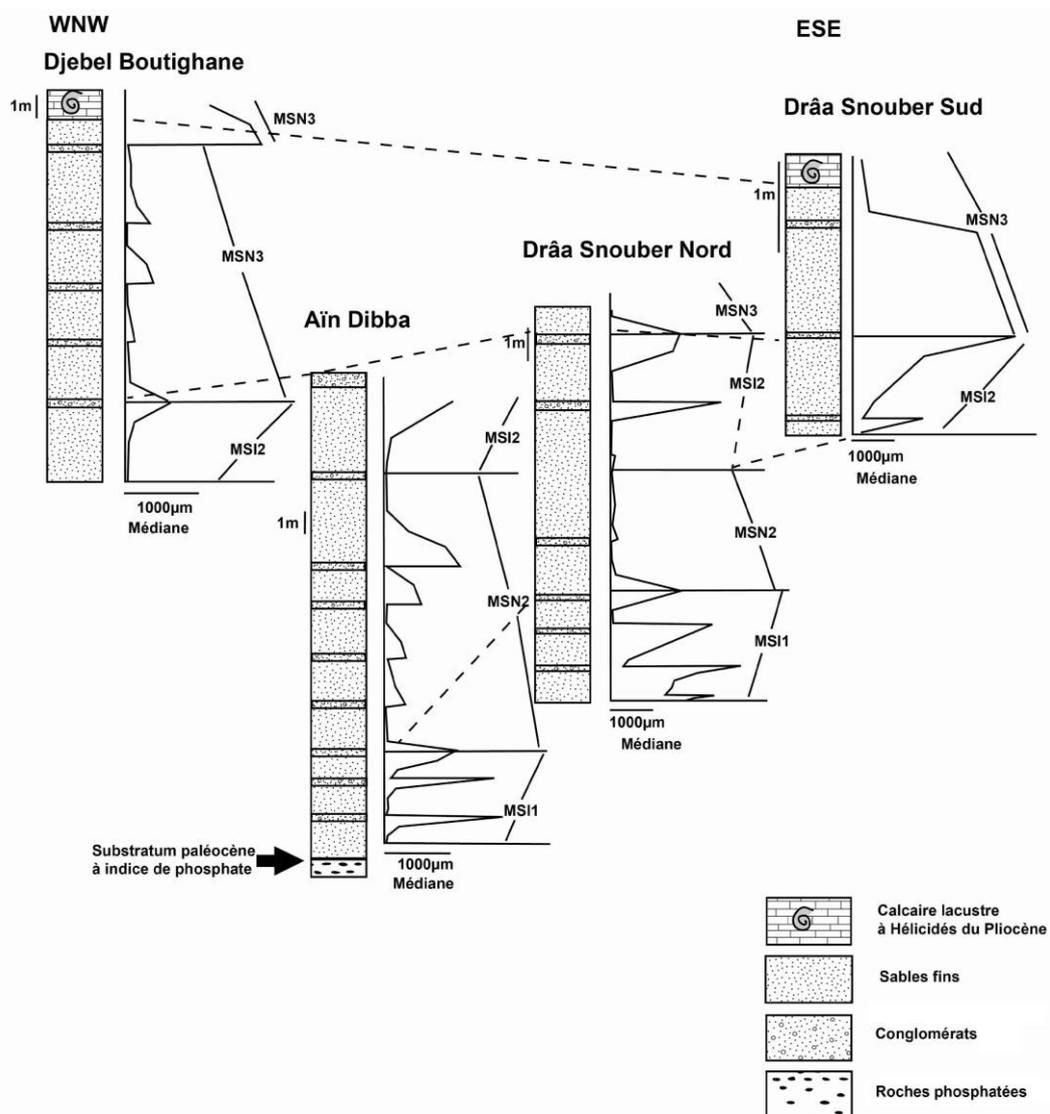


Figure 34: Découpage séquentiel et corrélation entre les coupes étudiées
MSN : Mégaséquence normale; MSI : Mégaséquence inverse

3.7. Modalités de transport et de dépôt

Généralement, les courbes tracées selon l'échelle de probabilité sur le diagramme de Visher sont décomposées en trois segments bien individualisés. Les sédiments étudiés sont donc un mélange de trois populations différentes qui agissent différemment devant un courant porteur, et se comportent, surtout, en fonction de leur granularité en obéissant à des lois dynamiques conformes.

Les courbes tracées montrent l'existence de trois modes de transport. Le régime de suspension est assez dominant avec des pourcentages variables qui peuvent atteindre les 85%. Le transport en saltation fractionnée est assez fréquent dans la quasi-totalité des échantillons avec des pourcentages qui varient entre 7 et 62%. Le transport par traction sur le fond est très ressenti au niveau de quelques échantillons avec des pourcentages variables, et il devient dominant lorsqu'il s'agit de lit de flux, où les sédiments et surtout les galets sont charriés sur le fond par des écoulements torrentiels. Le transport par roulement sur le fond est accusé et peut être effectué lorsque les paramètres sédimentologiques (M_z , M_d , C) ont des valeurs assez importantes, en tenant compte de l'énergie du courant porteur. Les lits de flux représentent le domaine favorable pour le transport tractif et avec intermittence saltatif, et cela est assez visible au niveau des cônes alluviaux de la partie proximale.

D'après les diagrammes jumelés (Passega, 1964 et Bull, 1977) (Fig. 35), une liaison étroite est établie entre la granulométrie des échantillons étudiés et leur mode de transport, puis de dépôt. L'évolution granulométrique des paramètres C et M_d nous renseigne sur les différents milieux de dépôt et leur dynamisme. Ces diagrammes s'approprient à nous donner une image claire sur l'évolution paléogéographique des sédiments pliocènes du graben de Tébessa. La MSI1 est caractérisée par un matériel détritique assez grossier avec des valeurs de M_d qui excèdent $1000\mu\text{m}$ et aussi des valeurs de C assez importantes, ce qui témoigne de l'existence de phases de sédimentation à énergie du courant porteur trop élevée. A signaler, que la présence de champs de valeurs assez faibles de C et M_d au sein de la MSI1 indique l'amortissement du dynamisme, probablement, lors des périodes de décrues. Les cônes alluviaux constituent le milieu propice pour le développement de ces sédiments.

La MSN2 est caractérisée par un champ de valeur, où C et M_d sont assez faibles, indiquant le développement du dépôt dans une plaine fluviale à énergie de courant assez calme. Un champ

assez étalé de valeurs importantes de C et Md est matérialisé par la MSI2 qui témoigne de l'installation d'un delta lacustre.

L'évolution verticale des sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa est bien ressentie avec la présence de valeur de C et Md assez faible surtout au sommet de la séquence de dépôt où se déposent des calcaires lacustres à hélicidés. Sans doute, c'est un milieu lacustre qui jalonne le paysage du fossé de Tébessa durant le Pliocène.

D'après l'indice d'évolution granulométrique (Rivière, 1977), la forme donnée par la courbe granulométrique renseigne sur les modalités de transport et de dépôt. Les courbes des coupes de Drâa Snouber Sud et Nord évoluent avec une concavité remarquable vers le bas, tandis que, les courbes des coupes de Aïn Dibba et Djebel Boutighane manifestent une concavité vers le haut.

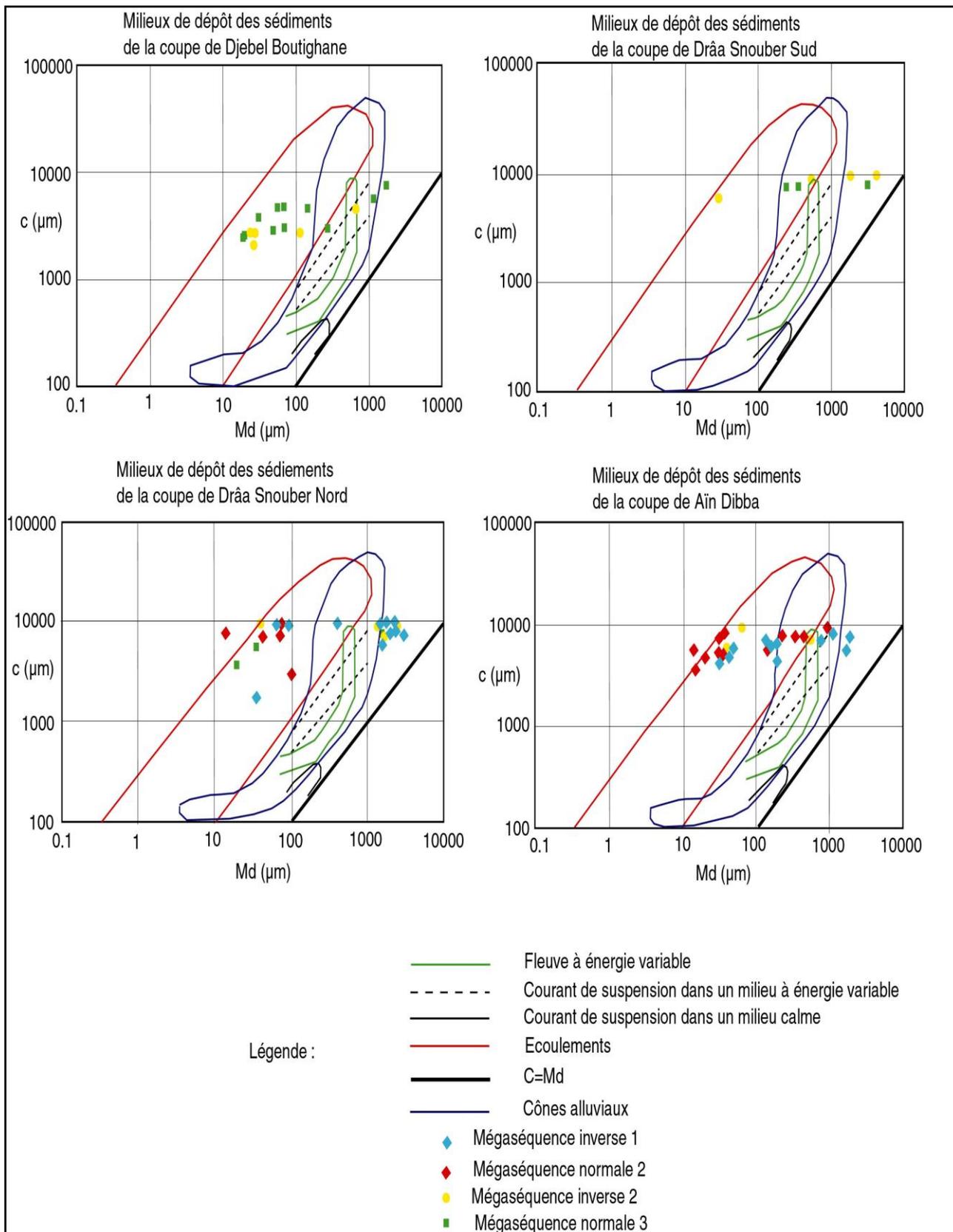


Figure 35: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après les diagrammes de Passega (1964) et Bull (1977) jumelés.

3.8. Conclusion

Les courants de suspension de différentes énergies régnaient d'une façon palpable et mobilisaient la quasi-totalité des sédiments du Pliocène. Des écoulements latéraux venant des zones bordières ont fait porter des masses considérables de sédiments en régime tractif et parfois saltatif. La fraction grossière est surtout mobilisée lors des périodes de crues et, sans doute, les phénomènes épirogéniques (phase du Pliocène inférieur) accentuaient l'énergie du courant porteur qui participe à la dégradation des reliefs formés et en même temps à l'alimentation des différentes cuvettes.

La corrélation entre les quatre coupes étudiées montre l'évolution d'amont en aval du tréfonds. Il est caractérisé par un mouvement accéléré en amont et retardé en aval. Sur le plan séquentiel deux sortes d'évolution apparaissent: un enrichissement en sédiments détritiques (tectophiles) du côté aval et en sédiments carbonatés (téctophobes) en amont.

Les cycles décryptés se terminent par une mégaséquence progressive, ce qui traduit l'atténuation de la subsidence, alors on parle d'une séquence de fermeture. Durant le Pliocène, l'action rhexistasique est dominante en profitant des reliefs bien marqués et des conditions climatiques (semi-aridité) favorables. Le penchant au remplissage des cuvettes intramontagneuses était la règle.

La microfaune (Foraminifères planctoniques et benthiques) récolté n'est rien que celle remaniée des formations plus anciennes du Crétacé Supérieur et de l'Eocène. Mais tout de même, on a signalé la présence de certains gastéropodes (Hélicidés) d'eau douce qui vivaient au Pliocène supérieur. Les Ostracodes récoltés sont essentiellement des *Cypris* (Fig.25) et sont de très bons indicateurs de salinités très réduite du milieu, et prolifèrent dans des eaux douces lacustres.

Le matériel pliocène évolue de la base au sommet en prismes d'accrétion latérale de dépôts successifs progradants, épousant une paléopente (imbrications des galets dans les coupes de Drâa Snouber Nord et Sud) de son substratum, qui varient en fonction de la localité étudiée (Crétacé supérieur au SE et Eocène au NW). Les dépôts distaux au sommet de la coupe, deviennent subhorizontaux et sont scellés par une croûte calcaire bien étendue, indiquant un régime hydrodynamique plus calme et un milieu de dépôt plus ou moins cerné, ce qui a favorisé la précipitation des carbonates. Le climat était semi-aride, où alternent des périodes sèches et

humides avec la prédominance des périodes sèches, ce qui a conféré au Pliocène sa rubéfaction intense.

Selon le diagramme de Passega et Bull jumelés et les analyses séquentielles et granulométriques, on a pu déduire les modalités de transport et de dépôt ainsi que les différents cycles sédimentaires qui se sont succédés durant le Pliocène. Les sédiments assez grossiers s'accumulent en fabrique anisotropique (conglomérats) en bas des reliefs dominants jadis et témoignent de la présence de cônes alluviaux à écoulements divergents (MSI1) ; ils évoluent dans le temps et l'espace pour fournir un agencement séquentiel progressif (MSS2), témoignant de l'installation d'une plaine alluviale assez riche en fraction argilo-sableuse. Ces plaines alluviale progressent et déversent dans des deltas lacustres (MSI2) qui sont bien individualisés par une mégaséquence régressive assez riche en fractions grossières. Vers le sommet de notre coupe et avec l'installation de sédiments distaux plus riches en carbonates et en sédiments détritiques assez fin, c'est une mégaséquence progressive de fermeture (MSS3) qui prend place et renseigne sur le développement d'un milieu lacustre assez vaste qui permet la coalescence des différentes cuvettes qui jalonnaient le paysage pliocène.

La succession des lithofaciès identifiés nous aide à définir l'évolution cyclique du dépôt étudié. La base de notre série étudiés est corrélable au modèle lithofaciologique de Miall 1978 du type Trollheim dans lequel la sédimentation est dominée par des coulées de débris et des galets bien imbriqués indiquant une paléopente assez importante et une alimentation intensifiées en sédiments lors de certaines périodes de crue assez éphémères. Ces coulées de débris atteignent quelques mètres d'épaisseur, montrent des bases nettes, planes, sans trace de chenalisation (faciès Gm. Gms.), et forme des lobes. Les faciès imbriqués correspondent surtout à des dépôts de crue.

Les modèles d'A. Rivière (1977) illustrent l'évolution des sédiments assez fins, déduite à partir de l'analyse de courbes cumulatives directes. Deux faciès essentiels caractérisent le dépôt pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa: faciès parabolique très typique dans les sédiments des coupes de Drâa Snouber Sud et Nord, témoignant de sédiment peu évolué ou non évolué, caractérisé par l'absence de tri lors de son transport (classement très médiocre), et un faciès logarithmique moins dominant caractérisant des sédiments riches en fines et indiquant des sédiments qui se déposent par excès de charge après une certaine évolution de transport, et cela caractérise surtout les sédiments des coupes de Aïn Dibba et Djebel Boutighane.

Le taux de carbonates s'accroît en allant vers le sommet des coupes analysées suite à l'évolution séquentielle progressive qui conduit à des conditions de dépôt dans un milieu assez calme, ce qui favorise la précipitation des carbonates qui proviennent du lessivage des formations crétacées et paléocènes avoisinantes.

4. Analyses sédimentologiques de la partie septentrionale du fossé d'effondrement

4.1. Description des échantillons récoltés

4.1.1. Coupe de Koudiat el Agab

A l'Ouest de Djebel Belkif, on a échantillonné les sédiments affleurant à un front de taille d'une carrière délaissée. Ces sédiments marquent un passage notable entre sables plus anciens et conglomérats plus récents. La partie basale est formée de sables beigeâtres assez friables caractérisés par des structures inclinées et englobant de minces intercalations marneuses verdâtres (20cm). Ces intercalations deviennent assez épaisses en allant vers le sommet de la coupe (60cm) (Tableau 32).

Les sables, au sommet de la coupe, deviennent assez massifs et plus ou moins rubéfiés, et sont jalonnés par des structures unidirectionnelles fréquemment horizontales. Une dalle conglomératique assez épaisses, à éléments calcaires imbriqués et démantelés des massifs adjacents, couronnent les sédiments sableux. Un contact ravinant marque le passage sables-conglomérats.

Tableau32 : Description des échantillons de la coupe de Koudiat el Agab

Numéro d'échantillon	observations						
	A l'œil nu				A la loupe binoculaire		
	Couleur	Dureté	Structure	Fossile	Quartz	Gypse et carbonates	Oxydes
1	Beigeâtre	Friable	Inclinée	-	+	+	+
2	Beigeâtre	Assez consolidés	Inclinée	-	+	+	+
3	Beigeâtre	Friable	Horizontale	-	+	+	+
4	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+

5	Verdâtre	Assez consolidé	Massive	-	+	+	+
6	Beigeâtre	Assez friable	Inclinée	-	+	+	+
7	Beigeâtre	Assez friable	Inclinée	-	+	+	+
8	Rougeâtre	Assez friable	Inclinée	-	+	+	+
9	Beigeâtres à rougeâtres	Conglomérats à éléments calcaireux emballés dans un ciment parfois très dur à dominante carbonatée	Galets calcaireux imbriqués	+	+	+	+
10				+	+	+	+
11				+	+	+	+
12				+	+	+	+
13				+	+	+	+
14				+	+	+	+
15				+	+	+	+
16				+	+	+	+
17				+	+	+	+
18				+	+	+	+
19				+	+	+	+
20				+	+	+	+

4.1.2. Coupe de Koudiat er Ribat

Dans sa partie basale, Cette coupe est caractérisée par des sables friables beigeâtres à structures laminaires et horizontales. On a pu observer un banc composite à structures horizontales basales tronquées par des structures entrecroisées au sommet (Fig.36). Des intercalations argileuses assez épaisses et bien consolidées viennent interrompre les sables, surtout au sommet de la coupe. Un enrichissement en sables grossiers (Tableau 33) est remarqué en effleurant la partie sommitale de la coupe de Koudiat er Ribat. Ces sables passent par un contact ravinant à des conglomérats à éléments gréseux très durs, et la coupe s'achève avec la reprise d'une sédimentation sableuse à grains de quartz assez grossiers.

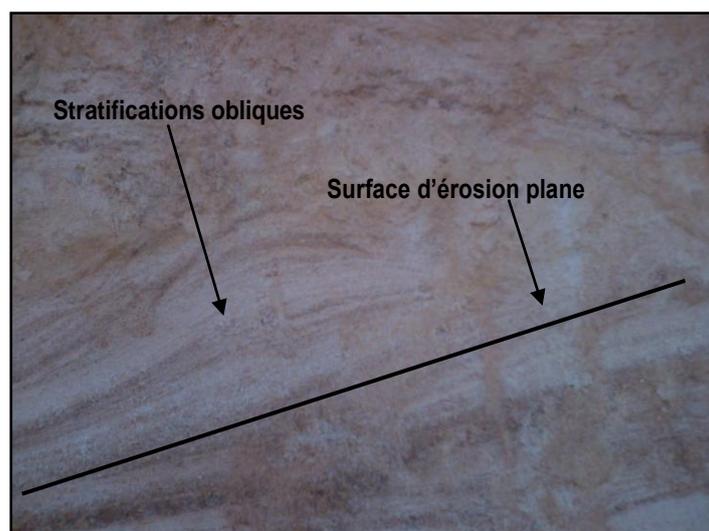


Figure 36: Banc composite à stratifications horizontales basales tronquées par des faisceaux entrecroisés de stratifications obliques

Tableau 33: Description des échantillons de la coupe de Koudiat er Ribat

Numéro d'échantillon	observations						
	A l'œil nu			A la loupe binoculaire			
	Couleur	Dureté	Structure	Fossile	Quartz	Gypse et carbonates	Oxydes
1	Beigeâtre	Friable	Horizontale	-	+	+	+
2	Beigeâtre	Friable	Horizontale	-	+	+	+
3	Beigeâtre	Assez consolidé	Horizontale	-	+	+	+
4	Rougeâtre	Assez consolidé	Horizontale	-	+	+	+
5	Rougeâtre	Assez consolidé	Horizontale	-	+	+	+
6	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
7	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
8	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
9	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
10	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
11	Rougeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
12	Rougeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
13	Rougeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
14	Rougeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
15	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+

16	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
17	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
18	Beigeâtre	Assez friable	Entrecroisée	-	+	+	+
19	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
20	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
21	Rougeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
22	Rougeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
23	Argiles rougeâtres assez compactes						
24	Rougeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
25	Argiles rougeâtres assez compactes						
26							
27							
28	Beigeâtre	Consolidé	Horizontale	-	+	+	+
29	Argiles rougeâtres assez compactes						
30	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
31	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
32	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
33	Conglomérats à éléments gréseux très durs et matrice sableuse						
34	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
35	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
36	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
37	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
38	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
39	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
40	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
41	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
42	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
43	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+
44	Beigeâtre	Assez friable	Horizontale	-	+	+	+

4.2. Analyses granulométriques

4.2.1. Coupe de Koudiat el Agab

a) Le mode (M_I)

Le mode peut être évalué sur les courbes de fréquence des échantillons étudiés. Les échantillons analysés nous permettent d'obtenir des courbes de fréquence de formes très proches et dont les modes sont généralement les suivants (Fig.37) :

- m_1 , peut avoir des valeurs qui oscillent entre 1,3 et 1,6 Φ . Les pourcentages de répartition granulométrique varient entre 8 et 26% ;
- m_2 , ses valeurs varient entre 2.1 et 3 Φ . Les pourcentages de distribution balancent entre 5 et 24% ;
- m_3 , a une valeur égale à 0.7 Φ avec des pourcentages qui varient entre 8 et 15.5%.

Les courbes de fréquence tracées présentent des disparités dans la distribution granulométrique traduite d'une part par la forme de la courbe en cloche indiquant une prépondérance d'un stock granulométrique et de l'autre part par la forme irrégulière de quelques distributions témoignant d'une bi ou trimodalité.

Les distributions sont bien présentées par un stock prédominant dans les dimensions des grains oscillent entre 1.3 et 1.6. A noter que le stock dont la taille des particules varie m_1 entre 2.1 et 2.3 est si bien présent (Fig.37).

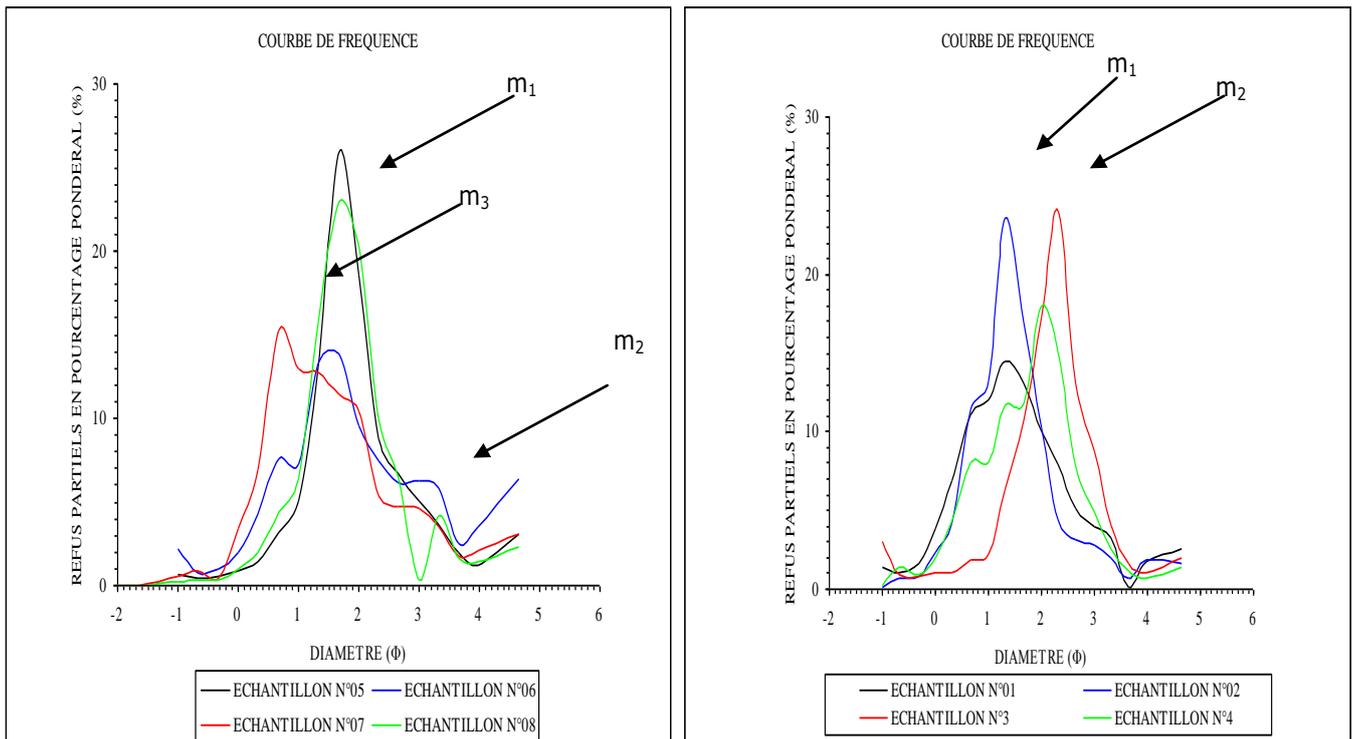


Figure 37: Analyses modales des échantillons de la coupe de Koudiat el Agab

b) Le grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z varient, généralement, entre 1.6 et 2.35 témoignant d'une alternance entre des sables grossiers et d'autres riches en éléments fins (Tableau 34).

c) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_I)

Les valeurs de δ_I sont réparties sur deux champs bien distincts : l'un des sédiments moyennement classés avec des valeurs entre 0.75 et 0.92 et l'autre avec des sédiments médiocrement classés dont les valeurs excèdent le 1 mais n'atteignant pas 2 (Tableau 34).

d) Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (SK_I)

Les sédiments marquent une asymétrie positive, indiquant un enrichissement en fraction fine. Dans la partie centrale de la coupe, on observe le développement d'une asymétrie négative témoignant d'un enrichissement en fraction grossière (Tableau 34).

e) Coefficient d'acuité (K_G)

Les valeurs de K_G sont supérieures à 1 et même parfois supérieures à 1.5 indiquant des distributions leptokurtiques à très leptokurtiques. Cela nous renseigne sur la prépondérance d'un stock granulométrique par rapport à d'autres (Tableau 34 et fig.37).

Tableau 34: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Koudiat el Agab

Coupe	Numéro d'échantillon	M_d (μm)	C (μm)	M_z (Φ)	SK_I (Φ)	K_G (Φ)	δ_I (Φ)	Classement
Kouidiat el Agab	1	330	1625	1,67	0,12	1,09	1,03	Médiocre
	2	342	1149	1,6	0,18	1,28	0,81	Moyen
	3	190	1867	2,35	-0,24	1,75	0,86	Moyen
	4	242	1465	1,9	-0,19	1,07	0,92	Moyen
	5	251	1275	2,14	0,24	1,37	0,83	Moyen
	6	259	1803	2,09	0,19	1,11	1,3	Médiocre
	7	330	1367	1,77	0,29	1,16	1,13	Médiocre
	8	259	934	1,95	0,1	1,52	0,75	Moyen

4.2.2. Coupe de Koudiat er Ribat

a) Le mode (M_I)

Les courbes de fréquence tracées témoignent de la présence de trois modes avec la prédominance de deux modes essentiels (mentionnés par flèches rouges et bleues sur la figure 38) dont les valeurs oscillent entre 2.6 et 3 Φ pour le premier mode, et entre 1 et 2 Φ pour le second mode. La

contamination avec des proportions infimes en sédiments grossiers ou fins est très visible sur les distributions fréquentielles analysées (Fig.38)

b) Grain moyen (diamètre moyen) (M_z)

Les valeurs de M_z fluctuent entre 0.97 et 3.67ϕ témoignant de l'abondance de sables grossiers et la présence sporadique de sables fins (Tableau 35).

c) Coefficient de classement (Sorting ou déviation standard) (δ_1)

Le coefficient de classement calculé a des valeurs cernées dans trois champs de variabilités bien distincts (Tableau 35) :

- δ_1 entre 0.5 et 0.71, indiquant un classement assez bien ;
- δ_1 entre 0.71 et 1, montrant un classement moyen ;
- δ_1 avec des valeurs supérieures à 1, indique un classement médiocre sans aucun transport sélectif.

d) Asymétrie (Skewness) (SK_1)

Les sédiments du Pliocène marquent une asymétrie négative dominante, indiquant un enrichissement en fraction sableuse grossière. Dans des niveaux bien individualisés sur la coupe échantillonnée, une asymétrie positive est bien distinguée témoignant d'un enrichissement en fraction fine (Tableau 35).

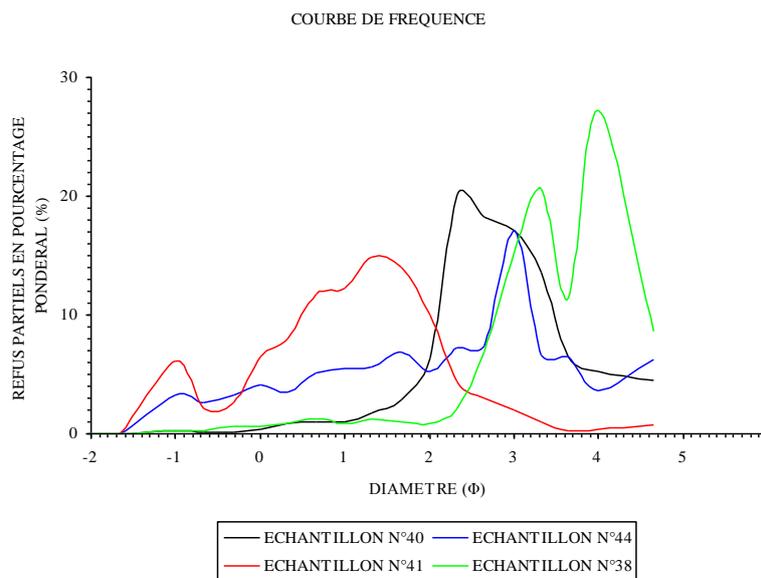


Figure 38 : Analyses modales des échantillons de la coupe de Koudiat er Ribat

Tableau 35: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologiques de la coupe de Koudiat er Ribat

Coupe	Numéro d'échantillon	M _d (µm)	C (µm)	M _z (Φ)	SK _I (Φ)	K _G (Φ)	δ _I (Φ)	Classement
Koudiat er Ribat	1	130	379	2,89	-0,18	1,11	0,52	Assez bien
	2	134	1072	2,79	-0,17	1,11	0,52	Assez bien
	3	330	1932	1,5	-0,19	1,39	1,09	Médiocre
	4	154	1867	2,64	-0,15	1,83	1,08	Médiocre
	5	330	1932	1,27	-0,44	0,82	1,07	Médiocre
	6	575	1932	0,97	0,23	0,88	1,46	Médiocre
	7	379	1867	1,24	-0,19	0,92	1,16	Médiocre
	8	330	1867	1,44	-0,21	1,15	1,01	Médiocre
	9	298	1867	1,65	-0,2	1,32	1,02	Médiocre
	10	288	1625	1,77	-0,06	1,4	0,82	Moyen
	11	259	1072	1,9	-0,13	1,51	0,73	Moyen
	12	234	1742	2,14	0,04	1,52	1,04	Médiocre
	13	134	1072	2,79	-0,14	1,35	1,09	Médiocre
	15	451	1867	1,1	0,01	1,19	1,01	Médiocre
	16	218	595	2,24	0,1	1,12	0,57	Assez bien
	17	234	1932	1,97	-0,29	1,28	1,15	Médiocre
	18	268	758	1,94	0,09	1,23	0,69	Assez bien
	19	130	813	2,79	-0,29	1,55	0,84	Moyen
	20	165	1742	2,45	-0,34	1,42	0,94	Moyen
	21	154	660	2,69	-0,01	1,12	0,69	Assez bien
	22	144	638	2,75	-0,01	1,2	0,88	Moyen
	24	117	421	3,07	0,06	1,75	0,64	Assez bien
	28	298	4000	1,44	-0,3	1,21	1,43	Médiocre
	30	268	1932	1,49	-0,34	0,96	1,35	Médiocre
	31	436	1867	1,2	0,07	1,11	1,08	Médiocre
	32	288	1867	1,57	-0,28	1,29	1	Médiocre
	33	407	1932	1,47	0,11	0,83	1,14	Médiocre
	34	330	1867	1,47	-0,26	1,13	0,75	Moyen
	35	436	1516	1,15	-0,07	0,82	1,05	Médiocre

	36	190	1867	2,39	-0,12	1,43	1,05	Médiocre
	37	259	1932	1,79	-0,1	0,76	1,75	Médiocre
	38	83	1072	3,67	-0,1	1,25	0,89	Moyen
	39	379	1867	1,34	-0,08	0,93	1,1	Médiocre
	40	130	708	2,97	0,02	1,34	0,81	Moyen
	41	393	1932	1,24	-0,19	1,12	1,03	Médiocre
	42	354	1867	1,42	-0,14	1,17	0,96	Moyen
	43	251	813	1,99	0,01	1,18	0,69	Assez bien
	44	171	1867	2,62	-0,01	1,09	1,36	Médiocre

e) Coefficient d'acuité (K_G)

Les valeurs de K_G sont généralement supérieures à 1 pour l'ensemble des échantillons, indiquant une distribution leptokurtique. D'autres échantillons, ont des valeurs comprises entre 0.9 et 1.11 témoignant d'une distribution mésokurtiques. Cinq échantillons ont des valeurs inférieures à 0.9, ce qui est expliqué par leur distribution platykurtique (Tableau 35).

4.3. Analyse morphoscopique

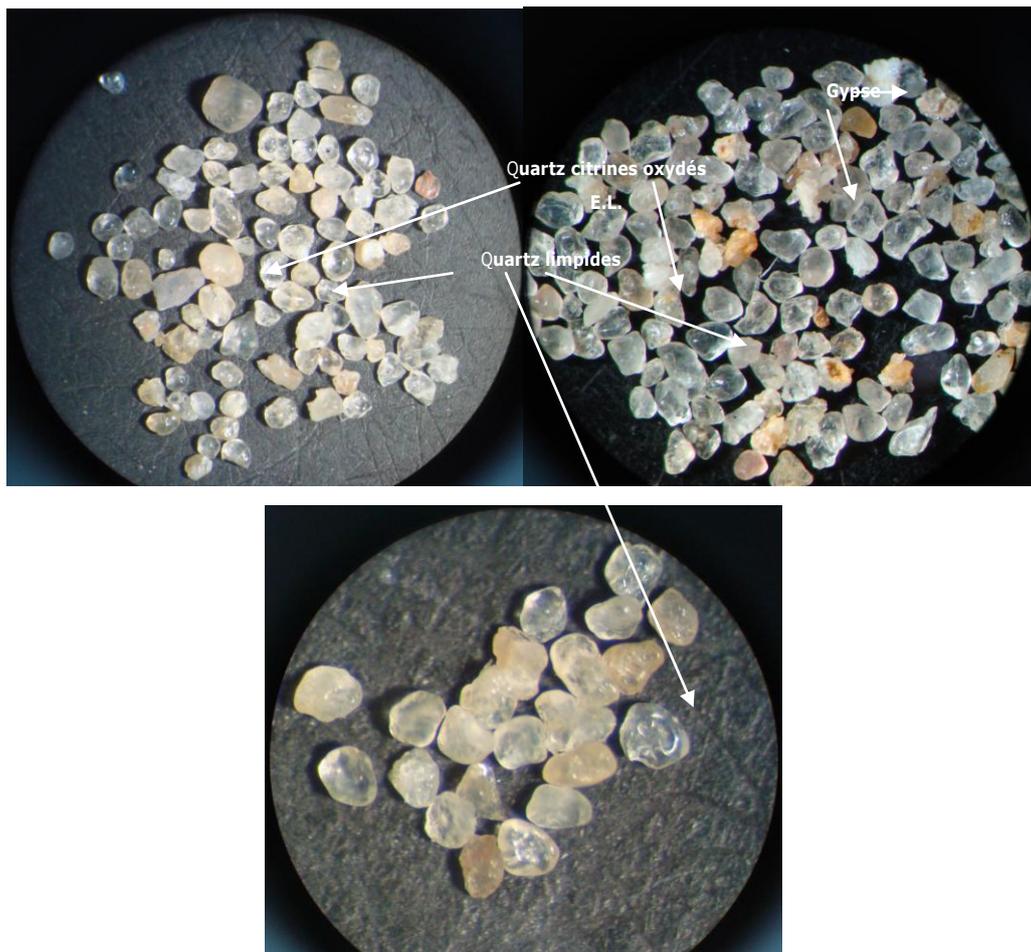
La quasi-totalité des grains sont dépolis et entouré par une fine pellicule argilo-carbonatées très oxydée. Cette appréciation de la forme et du degré d'usure des grains et quasi-monotone pour l'ensemble des échantillons étudiés avec des fluctuations en pourcentages, indiquant des processus de transport et de dépôt analogues (Fig. 39 et Fig. 40).



Clichés de M. A. DEGAICHIA

Figure 39: Morphoscopie des sables de la coupe de Koudiat el Agab (Grossissement x 50)

D'après les résultats de comptage et des déterminations morphoscopiques et minéralogiques sur 100 grains de chaque échantillon, à la loupe binoculaire, on a pu mettre en évidence la prédominance des émoissés luisants. La quasi-totalité des grains sont dépolis et entouré par une fine pellicule argilo-carbonatée très oxydée.



Clichés de M. A. DEGAICHIA

Figure 40: Morphoscopie des sables de la coupe de Kouidiat er Ribat (Grossissement x 50)

4.4. Analyse séquentielle

4.4.1. Coupe de Kouidiat el Agab

Deux mégaséquences d'épaisseurs variables (MSI1, MSS2) illustrent l'évolution séquentielle dans cette coupe (Fig. 41) :

Mégaséquence inverse 1 (MSI1) : C'est une mégaséquence régressive, formée de sept séquences inverses. Une puissance de un mètre affleure à la surface mais la suite de cette MSI est enlisée sous le Quaternaire ;

Mégaséquence simple 2 (MSS2) : C'est une mégaséquence progressive ravinant sur la mégaséquence inverse 1, débutant par des conglomérats de base à éléments calcaireux

hétérométriques, dérivant des barres calcaires affleurant aux voisinages (surtout de la barre turonnaise). Les galets assez grossiers et parfois très grossiers, s'installent en mode imbriqué, ce qui nous aide à déduire les directions des courants porteurs de ces éléments.

Ces deux mégaséquences engendrent deux cycles sédimentaires. Probablement, la fin du cycle basale qui représente la fermeture du cycle sédimentaire du Miocène supérieur. Le début du cycle sommital argumente le commencement du développement des formations d'âge pliocène inférieur et ce par la présence de conglomérats de base énonciateurs d'une évolution progressive.

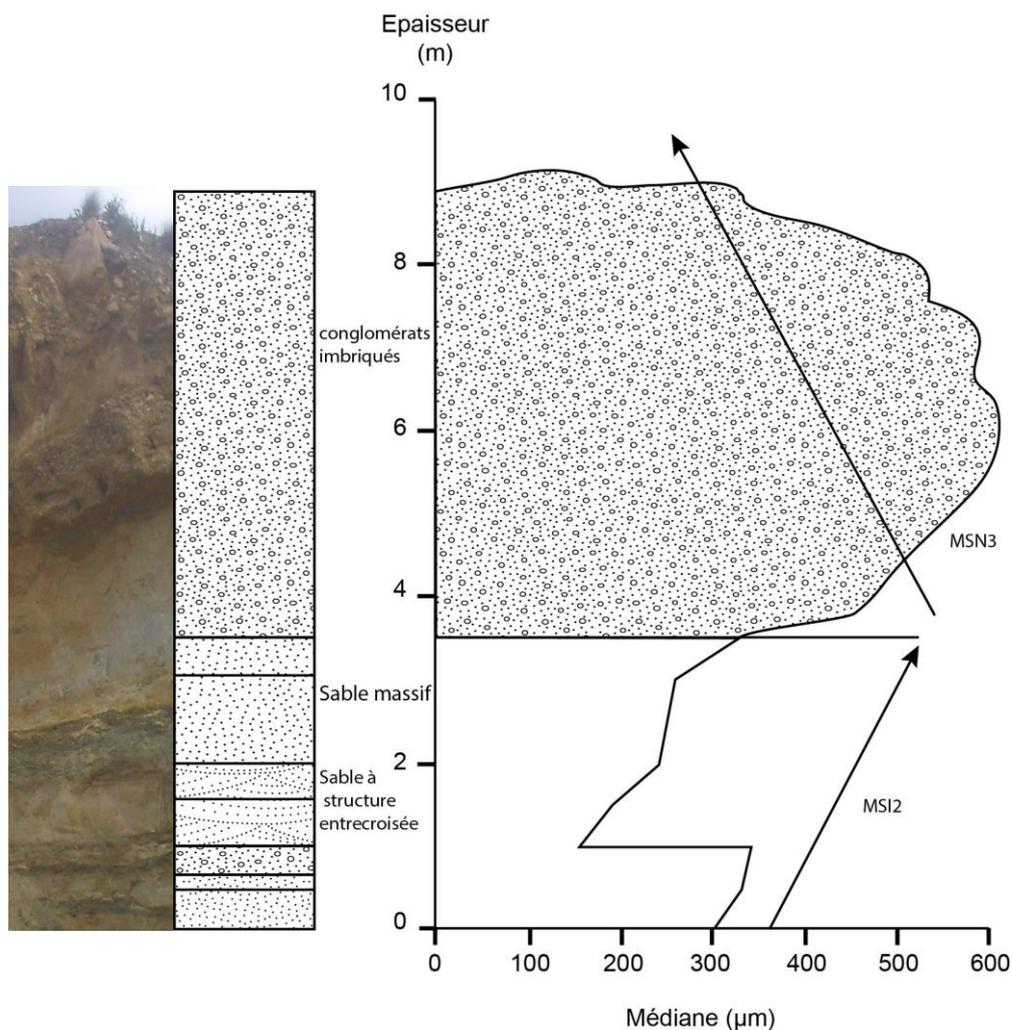


Figure 41: Graphe séquentiel et photo de l'agencement des sédiments de Koudiat el Agab

4.4.2. Coupe de Koudiat er Ribat

Les sédiments de la coupe étudiée sont décortiqués en quatre mégaséquences bien individualisées suite aux analyses faciologiques et granulométriques (Fig. 42) :

Mégaséquence inverse 1 (MSI1) : C'est une mégaséquence régressive formée de 06 séquences inverses;

Mégaséquence simple 2 (MSS2) : C'est une mégaséquence progressive, bien développée, et représentée par 20 séquences simples. Son épaisseur atteint les dix mètres.

Mégaséquence inverse 2 (MSI2) : C'est une mégaséquence régressive formée de 13 séquences inverses. Elle compte 6m ;

Mégaséquence simple 2 (MSS3) : C'est le début d'une mégaséquence progressive représentée par 04 séquences simples. Une bonne partie de son toit est dénudée par les agents érosifs, ce qui a réduit palpablement son épaisseur. Elle a une puissance de 2m.

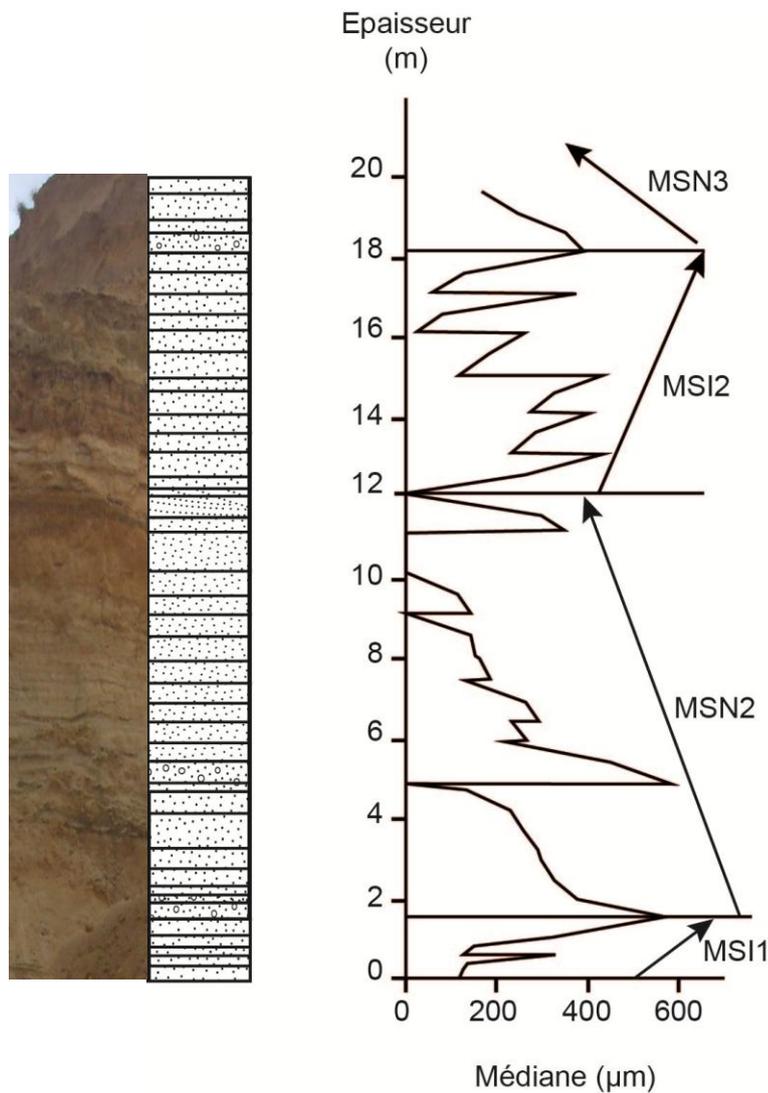


Figure 42: Graphe séquentiel et photo de l'agencement des sédiments de Koudiat er Ribat

4.4.3. Corrélation entre les coupes étudiées

Trois cycles sédimentaires pliocènes sont bien individualisés. 4 mégaséquences forment la trame sédimentaire des dépôts étudiés. La mégaséquence inverse de base 1 repose sur la discordance qui ravine le substratum du Miocène. L'installation des conglomérats de base de la mégaséquence normale 3 est matérialisée par une surface de ravinement pliocène qui sert de repère pour suivre l'évolution spatiale du Pliocène.

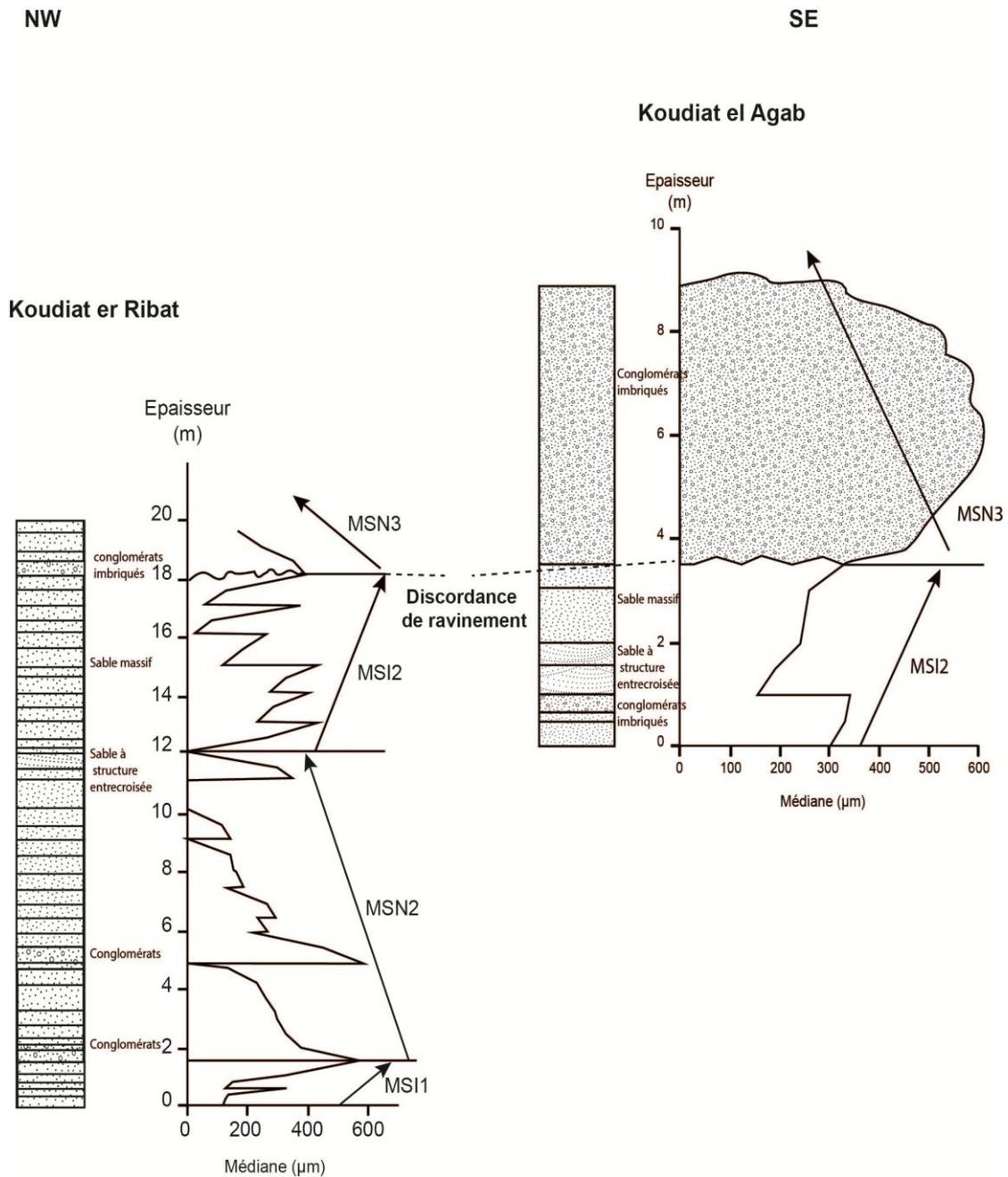


Figure 43: Corrélation séquentielle entre les coupes étudiées

4.5. Modalités de transport et de dépôt

D'après les diagrammes qu'on a jumelé (Passega et Bull), on peut établir une liaison étroite entre la granulométrie des échantillons étudiés et leur mode de transport, puis de dépôt (Fig. 44).

Les courbes tracées témoignent de l'existence de trois modes de transport : roulement, saltation et suspension. La mobilisation de l'échantillon est en fonction de sa taille et de l'énergie du courant porteur, autrement dit, sa compétence à faire déplacer les sédiments.

La décomposition des courbes cumulatives sur une feuille de probabilité montre la prédominance de trois populations de stocks granulométriques, mobilisées dans la quasi-totalité des cas soit par un courant saltatif ou bien en suspension, avec des pourcentages variables.

L'étalonnage établi par Visher (1969) pour déduire les milieux de dépôt en fonction du régime de transport, nous a permis de placer nos sédiments dans un milieu fluvial où prédominent les courants de suspension pour les clastiques fins. À la base des séquences progressives énumérées, les clastiques grossiers sont mobilisés par un courant saltatif. Les lits de flux sont des environnements propices pour le développement d'un transport tractif avec l'intermittence d'un transport saltatif.

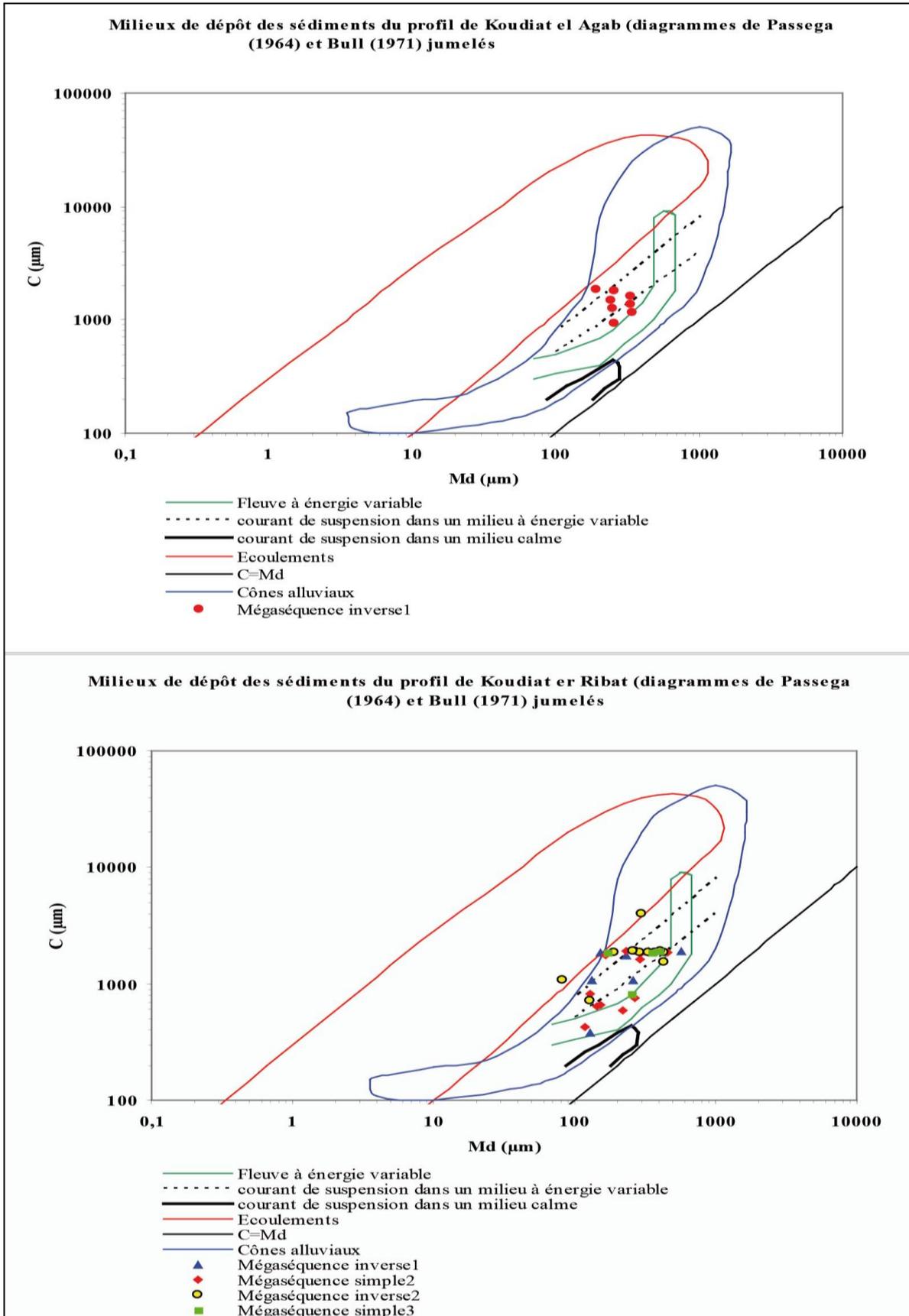


Figure 44: Milieux de dépôt des sédiments pliocènes d'après les diagrammes de Passega (1964) et Bull (1977) jumelés

4.6. Conclusion

D'après les études entreprises sur les sédiments des deux coupes échantillonnées : Koudiat el Agab et Koudiat er Ribat, on peut conclure que dans ce milieu à tendance fluvatile, les régimes de transport s'alternent en fonction de l'énergie du courant porteur et la taille des sédiments mobilisés. Les sédiments de taille importante ne sont mobilisés que lors des périodes de crues et des mouvements épirogéniques importants où l'énergie du milieu devient active suite au gradient hypsométrique important et permet la reprise des sédiments grossiers et se fait développer des cônes alluviaux, matérialisés dans les sédiments anciens par la présence de conglomérats de base.

Les successions séquentielles observées dans les deux coupes comportent de bas en haut des clastiques grossiers, clastiques fins et des argiles. Soit on peut observer aussi l'évolution séquentielle inverse témoignant de la cyclicité de dépôt.

Les structures sédimentaires unidirectionnelles observées et surtout l'entrecroisées allongées au sens du courant, témoignent de l'existence d'un milieu fluvatile car elles résultent du ravinement des chenaux.

La morphoscopie des grains de quartz collectés des sédiments des deux coupes montre la prédominance des EL, ce qui mène à conclure que les sédiments étaient déposés dans un milieu aquatique fluvatile.

Les embouchures des montagnes où déverse le matériel transporté par écoulement chenalisé sont le lieu adéquat où s'installe le cône alluvial. L'énergie du courant porteur diminue considérablement en aval et laisse se déposer un éventail de matériel détritique grossier (surtout à la base de la mégaséquence 3). C'est des cônes alluviaux, où les sédiments sont mal triés, immature et de taille assez importante. Les conglomérats de base qui reposent sur une discordance de ravinement importante marquent le passage entre les deux cycles sédimentaires pliocènes.

Les sédiments du Pliocène reposent sur un substratum miocène bien descellé par nos analyses séquentielles. Selon les diagrammes de Passega et Bull jumelés et les analyses séquentielles et granulométriques, on a pu mettre en évidence les modalités de transport et ressortir les différents cycles sédimentaires qui se succédaient durant le passage Miocène/Pliocène. Les clastiques

grossiers donnent des conglomérats en bas des reliefs dominants durant la phase fini-miocène et témoignent de la présence de cônes alluviaux à écoulement divergent (MSS3).

L'évolution séquentielle progressive (MSS3 et MSS2) dans les deux coupes étudiées est soulignée par la présence de sédiments de cônes alluviaux surtout dans la partie basale où régnaient des conglomérats de base. L'atténuation de l'énergie du courant porteur et l'appauvrissement en grossiers, déjà déposés, et l'enrichissement en fines mène à une phase de dépôt passive où s'installent des dépôts argileux et marneux (sommet des MSS3 et MSS2).

Les sédiments à évolution régressive témoignent de la présence d'un delta avec des structures sédimentaires inclinées et parfois entrecroisées typiques des milieux fluviaux et deltaïques.

5. ESQUISSE PALEOCLIMATIQUE ET PALEOENVIRONNEMENTALE

La phase distensive du Pliocène supérieur a donné naissance au fossé d'effondrement de Tébessa (Durozoy, 1956; Blès, 1969; Zerdazi, 1990; Boufaa et al., 1996; Kowalski et Hamimed, 2000, Degaïchia et Laouar, 2013). Les mouvements tectoniques relatifs de part et d'autres des compartiments basculés commandent l'épaisseur des sédiments déposés et initient le développement de cônes alluviaux (Fig. 45A). La topographie qui résulte commande le drainage et favorise la formation des kaolinites dans les zones proximales.

Les sédiments rubéfiés et la présence de grains de quartz émoussés luisants indiquent que le climat régnant durant cette étape de formation du fossé était chaud et sec avec des précipitations saisonnières permettant le transfert de grandes quantités de blocs et galets démantelés de l'ancienne barre calcaire. D'après Jean-Paul Legros (2007), les sédiments rouges colonisent surtout les milieux méditerranés semi-arides avec des précipitations annuelles dépassant les 300 mm (thermo-méditerranée de l'Afrique du Nord). Les émoussés luisants étaient repris par le vent pour les refaçonner en émoussées mats, ce qui témoigne de la présence d'une période interpluviale avec des précipitations occasionnelles et prépondérance du transport éolien. Des chenaux larges et stables avec de vastes plaines alluviales se sont bien développés lors d'une phase climatique chaude mais assez pluvieuse (Fig. 45B).

Le paroxysme de la phase tectonique distensive du Pliocène supérieur a réglé l'entaille de l'exutoire et rendu possible l'accumulation des eaux de ruissellement dans les cuvettes jalonnant les piedmonts de la chaîne montagneuse. Donc, un milieu lacustre éphémère avec une faune d'eau douce (Hélicidés, Planorbes et Cypris) (Fig. 45C) a pris naissance dans un climat humide et chaud. Les smectites témoignent de l'installation d'un milieu confiné qui coïncide avec les milieux lacustres déduits par l'analyse sédimentologique.

La tectodynamique active initie des apports sédimentaires très importants et tend à combler les cuvettes. Le climat chaud accentue l'évaporation et l'assèchement des lacs en laissant place au dépôt des calcaires lacustres.

A noter que plusieurs auteurs (Sloan et al., 1996; Haywood et al., 2000b), en faisant une simulation sur le paléoclimat au Pliocène, indiquent que les températures étaient plus élevées de 1 à 3,6 °C par rapport au climat actuel.

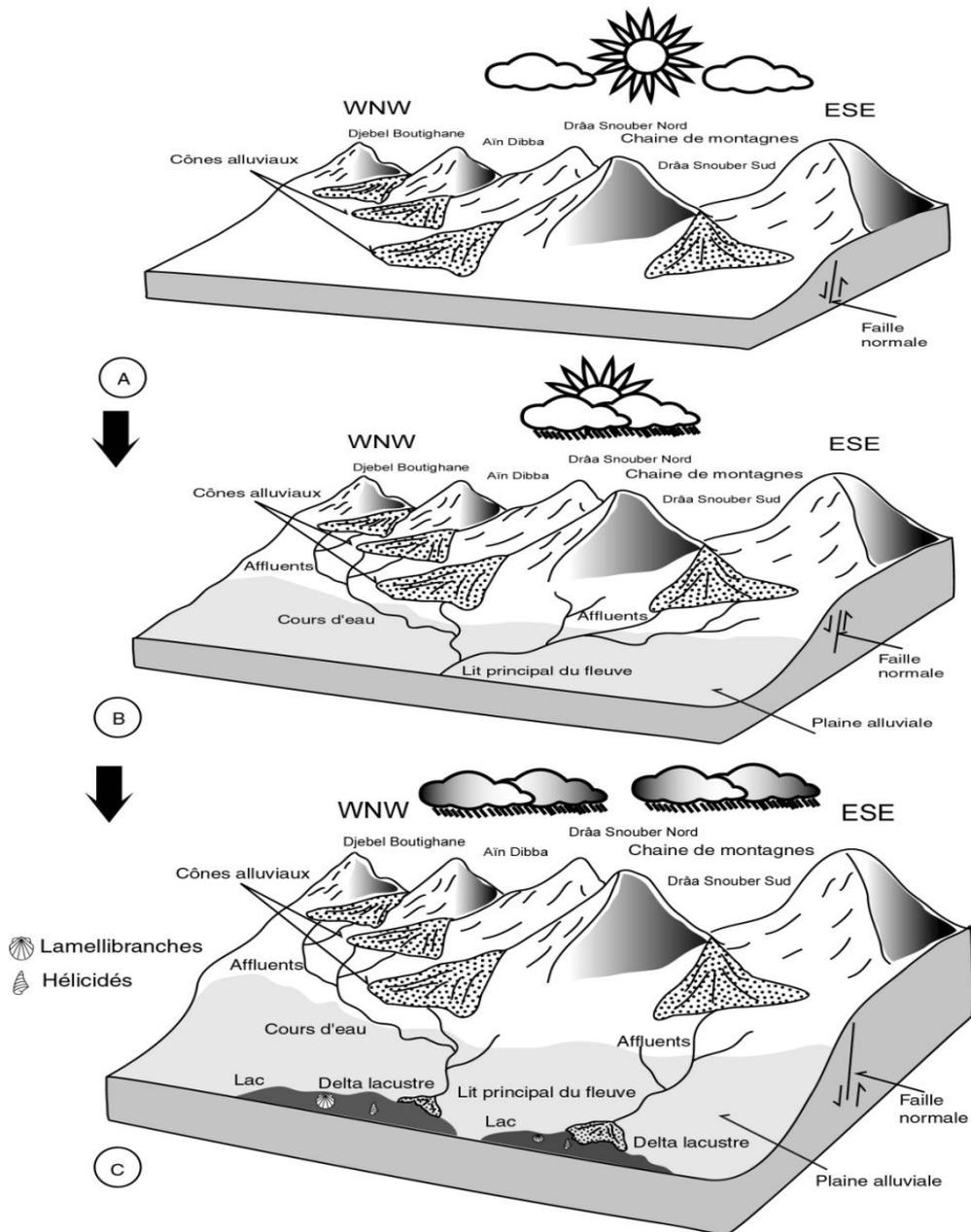


Figure 45: Schémas simplifiés de l'évolution des paléoenvironnements du Pliocène du Fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Degaïchia et Laouar, 2013).

- A. Réactivation structurale et rajeunissement du relief permettant la naissance de cônes alluviaux; Climat sec et chaud avec des pluies occasionnelles. B. Plusieurs affluents qui déversent dans des cours d'eau actifs et développement d'une vaste plaine alluviale; Climat semi-aride. C. Fleuves qui débouchent dans des deltas lacustres et installation d'un milieu lacustre assez étendu. Climat assez humide mais chaud.**

Conclusion générale

Les dépôts du Pliocène comportent des sables quartzeux et des argiles rougeâtres ainsi que des conglomérats polygéniques bien cimentés. La formation à *Cypris* recouvre largement les calcaires éocènes de la bordure Nord du fossé d'effondrement de Tébessa et les calcaires maastrichtiens de la bordure NE (partie centrale du fossé). Dans la partie méridionale du fossé d'effondrement, les sables quartzeux du Pliocène sont abondants au voisinage de Djebel Djebissa et reposent sur la discordance qui ravine les marnes du Turonien. Ils contiennent des bois fossiles silicifiés et des *Planorbis*. Les sables riches en quartz de la partie septentrionale du fossé ravinent le Miocène sablo-argileux. Dans le tableau ci-dessous, nous avons essayé d'établir les corrélations des âges absolus entre les subdivisions classiques anciennes et modernes du Pliocène avec un découpage séquentiel d'ordre 2 et 3 (Tableau 36). Trois cycles sédimentaires pliocènes s'individualisent nettement, malgré les variations fréquentes latérales et verticales de faciès et d'épaisseurs.

Tableau 36: Comparaison des différents découpages lithostratigraphiques du Pliocène dans l'Atlas saharien et les régions voisines

Dans cette étude		M. Chebbah (2007)		R. Laffite (1939)		G. Glaçon et R. Guiraud (1970)		R. Guiraud (1973)		Age								
										DTS*	MA							
Séquences 2 3		Séquences 2 3																
Début du cycle 3	MSN3	MSIII Cycle du Pliocène	MS IIIb	Pliocène	P	Villafranchien	P ³ P ² P ¹	Pliocène	Sup. Moy. Inf.	P ³ P ² P ¹	Gélasien	1.8						
											Plaisancien	2.58						
Cycle 2	MSI2 MSN2			MS IIIa	Pontien supérieur						m ³							3.6
					Zancléen						5.3							

*Digital Time Scale (Gradstein, Ogg, Smith et al., (2004))

Cycle 1 : C'est une séquence majeure d'ordre 2, composée de deux mégaséquences d'ordre 3 et correspond au Zancléen. Elle repose dans la partie sud du fossé sur les marnes du Turonien, dans la partie centrale sur les calcaires paléogènes. Dans la partie septentrionale du fossé, la base de cette séquence majeure n'affleure pas.

Cycle 2 : Cette séquence majeure d'ordre 2 du Plaisancien, est composée de 2 mégaséquences d'ordre 3. Elle est présente dans tous les sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement et ses abords. Elle est caractérisée par l'abondance des Gastéropodes d'eau (*Planorbis*) douce dans la partie méridionale du fossé.

Cycle 3: Il est formé d'une seule mégaséquence normale d'ordre 3. C'est probablement la base du Gélasien qui est actuellement transféré au Pléistocène inférieur (Gibbard, Philip L. ; Head, Martin J., 2009). Cette séquence majeure est scellée par des calcaires lacustres qui présentent un niveau repère dans l'évolution séquentielle des sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement. Elle est absente dans la partie méridionale du fossé qui a subi un exhaussement important suite aux mouvements épirogéniques du Pliocène supérieur (Degaïchia et Laouar, 2013).

Les galets des conglomérats des coupes de Djebissa, Drâa Snouber Sud et Nord et Koudiat el Agab sont bien imbriqués (fig. 03) et penchent vers le NE ou bien le NNW. La mise en évidence de telles directions de courant d'alimentation en matériel détritique dans le bassin pliocène montre que la zone d'alimentation se situerait probablement au nord du bassin de sédimentation. Des écoulements torrentiels et intermittents liés aux périodes de crues et décrues alimentaient le bassin pliocène en matériels grossiers et fins.

La présence d'un assemblage faunistique assez riche en Hélicidés et en Ostracodes d'eau douce (Fig.25) dans les calcaires qui scellent la trame sédimentaire du Pliocène dans le graben de Tébessa atteste de la présence d'un milieu lacustre. Les Ostracodes récoltés sont essentiellement des *Cypris* (Fig.25) et sont de très bons indicateurs de salinités très réduite du milieu, et prolifèrent dans des eaux douces lacustres. Les croûtes calcaires à Hélicidés sont aussi attribuées au Villafranchien d'après les études faites en Tunisie (Paskoff et Sanlaville, 1983 et Amari, 1986). La tectonique distensive du Pliocène supérieur a donné naissance au graben de Tébessa (Laatar, 1980; Smati, 1986; Chikhaoui, 1988; Hatira, 1988; Perthuisot et al., 1988), ce qui a permis le développement d'un milieu lacustre.

Les analyses minéralogiques aux rayons x indiquent une présence importante des smectites dans la partie sommitale des sédiments du Pliocène, et témoignent de la présence d'un milieu confiné, probablement, lacustre. Ces smectites confèrent à notre Pliocène un climat méditerranée (Mathieu, 2009). Tandis que, la kaolinite est bien développée dans les sédiments de base et de la partie centrale des coupes étudiées, ce qui indique l'installation d'une paléopente et la prédominance d'un

drainage actif (Riché, 1976) par les eaux chenalisées du Pliocène. La sédimentation est dominée par des coulées de débris et des galets bien imbriqués indiquant une paléopente assez importante et une alimentation intensifiées en sédiments lors de certaines périodes de crue assez éphémères. Les faciès imbriqués correspondent surtout à des dépôts de crue (Miall, 1978).

En climat chaud et à saisons sèches et humides alternant, le lessivage et le confinement se succèdent, les solutions remontent à la surface en saison sèche. La concentration en surface des oxydes de fer produit le phénomène de rubéfaction des sédiments pliocènes (Fauck, 1972). La rubéfaction des sédiments s'effectuait sous un climat chaud, à saison parfois arides avec de longues périodes de sécheresse (Quartz EM). D'autres périodes étaient humides, favorisant le développement des réseaux fluviaux et des milieux lacustres.

La trimodalité des courbes de fréquence des sédiments étudiés indique la présence de trois stocks granulométriques avec une nette prédominance du stock des sables fins et moyens. Alors, trois provinces nourricières ont assurées l'alimentation de ce bassin en matériel détritique.

L'analyse morphoscopique (Cailleux, 1964) montre que le transport qui régnait était, initialement, dans un milieu aquatique avec une présence notable d'émoussés luisants (EL), mais l'enrichissement en émoussés mats (EM), indique, en revanche, que les émoussés luisants (EL) étaient repris par le vent pour les refaçonner en émoussés mats (EM).

Deux faciès essentiels caractérisent le dépôt pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa : (i) - un faciès parabolique (Rivière, 1977) très typique dans les dépôts des coupes de Djebissa Sud, Drâa Snouber Nord, Drâa Snouber Sud et Kouidat el Agab, témoignant de sédiment peu évolué ou non évolué et caractérisé par l'absence de tri lors de son transport (classement très médiocre) et (ii) - un faciès hyperbolique (Rivière, 1977), moins dominant, caractérisant des sédiments riches en fines des coupes de, Djebissa Nord, Aïn Dibba, Djebel Boutighane et Kouidat er Ribat, et correspondant à un matériel terrigène qui se dépose par décantation en eaux calmes. L'aspect pseudo-rectiligne de quelques courbes cumulatives tracées offre un faciès logarithmique (Rivière, 1977), indiquant des sédiments déposés par excès de charge après une longue évolution de transport.

La corrélation entre les coupes étudiées montre l'évolution d'amont en aval du tréfonds. Il est caractérisé par un mouvement accéléré en amont et retardé en aval. Sur le plan séquentiel deux

sortes d'évolution apparaissent: un enrichissement en sédiments détritiques (tectophiles) du côté aval et en sédiments carbonatés (téctophobes) en amont.

Selon les diagrammes de Passega (1964) et Bull (1977) jumelés, la charte de Visser (1969) et les analyses séquentielles et granulométriques, les modalités de transport et de dépôt ont été déduites et les différents cycles sédimentaires qui se succédaient durant le Pliocène ont été établis. Les sédiments assez grossiers s'accumulent (conglomérats) en bas des reliefs dominants jadis et témoignent de la présence de cônes alluviaux à écoulements divergents (MSI1). Ces sédiments évoluent dans le temps et l'espace pour donner un agencement séquentiel progressif (MSN2), témoignant de l'installation d'une plaine alluviale assez riche en fraction argilo-sableuse. Ces plaines alluviales progressent pour en déverser dans des deltas lacustres (MSI2) qui sont bien individualisés par une mégaséquence régressive assez riche en fraction grossière. Vers le sommet de la coupe et avec l'installation de sédiments distaux plus riches en carbonates et en sédiments détritiques fins, c'est une mégaséquence progressive de fermeture (MSN3) qui prend le relais et renseigne sur le développement d'un milieu lacustre assez vaste et qui permet la coalescence des différentes cuvettes qui jalonnaient le paysage pliocène.

La stratigraphie basée sur les fluctuations du taux des carbonates est une approche chimiostratigraphique. L'étude de l'évolution de ce marqueur est bien développée dans les sédiments pliocènes. Les causalités de la fluctuation des carbonates dans les coupes étudiées dépendent de plusieurs facteurs: (i) les apports en CaCO_3 des zones nourricières; (ii) les phénomènes de dissolution; (iii) la dilution par la phase détritique.

Ces facteurs sont dépendant l'un de l'autre et jouent en même temps et accusent les différentes oscillations observées. Les phases régressives aident à lessiver et emporter une quantité suffisante de carbonates pour alimenter le bassin d'effondrement, mais en état vrac. Durant les phases progressives, les carbonates amenés auparavant de différentes aires nourricières, et sous un climat semi-aride, arrivent à un taux de saturation et favorisent la précipitation sous forme de ciment et même la formation des croûtes calcaires assez épaisses (Djebissa 1 et 2 et Djebel Boutighane). Le taux de carbonates s'accroît en allant vers le sommet des coupes analysées suite à l'évolution séquentielle progressive qui conduit à des conditions de dépôt dans un milieu assez calme, ce qui favorise la précipitation des carbonates qui proviennent du lessivage des formations crétacées et paléocènes avoisinantes.

BIBLIOGRAPHIE

- Aït Ouali R (1991)** Le rifting des Monts des Ksour au Lias: Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb, Ph.D. Thesis, 306 pp., Univ. d'Alger, Alger, Algeria.
- Amari A (1986)** Des oscillations du niveau marin durant le Quaternaire sur le littoral de Sfax. Science de la terre, Tunisie, 4, 71-78.
- Andrieux J, Frizon de Lamotte D, and Braud J (1989)** A structural scheme for the Western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times, Geodin. Acta, 3, 5-15.
- Aoudjehane M, Bouzenoune A, Rouvier H, Thibiéroz J (1992)** Halocinèse et dispositifs d'extrusions du Trias dans l'Atlas saharien oriental (NE algérien). Géol. Médit., Marseille, XIX, 273-287.
- Beghoul M (1974)** Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. Thèse. Doct. Ing., Paris, 127 p.
- Benabbas C (2006)** Évolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de Doctorat d'état. 242p.
- Berthois L (1975)** Etude sédimentologique des roches meubles (techniques et méthodes) – Doin Edit. – Paris – 278p.
- Bietlot A (1940)** Méthodes d'analyses granulométriques – application à quelques sables éocènes belges – Mém. Soc. Géol. de Belgique – T. 64 – Fasc. 2 – pp. 79-169.
- Bismuth M (1973)** Réflexions stratigraphiques sur l'Albo-aptien dans la région des djebels Daïa et son environnement (Tunisie du centre- nord). Livre jubilé M. Solignac, Annales des mines et de la géologie Tunis N° 26, p. 179- 212.
- Blès JL (1969)** Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (SE Constantinois-Algérie). Les microfracturations et leurs relations avec les failles et les plis. Pub. Ser. Géol. Algérie, (Série N° 11), Bull. N° 39, pp. 7-17.
- Blès JL et Fleury (1971)** Carte géologique 1/50 000 Morsott et notice explicative. Publ. Serv. Geol. Algérie.
- Boggs S (2006)** Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4th ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. 612p.
- Boufaa K, Kowalski WM, Pharissat A (1996)** L'évolution néogène des structures atlasiques dans les environs de Tébessa (NE de l'Algérie). Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle du Pays de Montbéliard, 179-184.

Bourcart J (1941) Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. Bull. Soc. Géol. Fr. 11, 46, p. 117-153.

Bouzenoune A (1993) Minéralisations péri-diapiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie Orientale). Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 209 p.

Bouzenoune A, Rouvier H, Thibiéroz J (1995) Trias de l'Ouenza: contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, Vol. 6, N°1, pp. 3-24.

Bull WB (1977) The alluvial-fan environment. *Progress in physical geography* 1(2): 222-270.

Cailleux A & Tricart J (1959) Initiation à l'étude des Sables, Galets – Edit C. D. U. – Paris – T. 1 – 376 p. – 56 Tabl – 72 figures – T. 2 – 194 p.– T. 3 – 202 p.

Cailleux A (1964) Rectification à propos de la définition de l'indice d'éroussé. Comptes-rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France, 8, 318 p.

Castany G (1951) Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Annales Mines Géol., Tunis, n°8, 2 vol. 634 pages.

Castany G (1954) Les grands traits structuraux de la Tunisie. Bull. Soc.géol. fr., (6), IV,pp. 151-173.

Chebbah M (2007) Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie). Thèse de Doctorat d'état. 479p.

Chihi L (1984) Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie centrale) et des structures voisines: J. Selloum et J. Maargaba. Thèse 3ème cycle, Géol. Struct. , Paris XI, 116p.

Chihi L, Ben Ayed N (1991) Le rôle de la fracturation précoce sur la distribution des structures récentes le long du décrochement de Kasserine. Annales tectoniques, vol. V, n°1, pp.64-73.

Chihi L, Dlala M, Ben Ayed N (1984) Manifestations tectoniques et polyphasées d'âge Crétacé moyen dans l'Atlas tunisien central (Région de Kasserine). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 298, série II, n°4, pp. 141-146.

Chihi L, Philip H (1999) Le bloc atlaso-pélagien : place et évolution géodynamique dans le contexte subduction-collision de la Méditerranée centrale (Afrique du nord-Sicile) du Miocène au Quaternaire. Note. Serv. Géol. Tunisie, n° 65, pp. 49-61.

Chikhaoui M (1988) Succession distension-compression dans le sillon tunisien. Secteur de Nebeur, El Kef, Tunisie centre nord. Thèse ès Science, Univ. Nice, France, 143 p.

Czerminski J (1955) W sprawie klasyfikacji i nomenklatury skal osadowych. *Przeegl. Geolog.*, 5, Warszawa.

- David L (1956)** Etude géologique des Monts de la Haute Medjerda – Bull. Serv. Carte géol. Algérie – Nlle. Sér.– Bull. – n°11 – Alger.
- David L (1956)** Etude géologique des monts de la haute Medjerda. Thèse Sci. Paris. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, N.S. Bull, n°11, 304 p.
- Degaïchia A (2001)** Aspects sédimentologiques du dépôt mio-plio-quadernaire de la zone avoiznante au barrage de Foug el Khanga (Sedrata, NE de l'Algérie). Mémoire de Magistère. 23 Tab. – 29Fig. – 176p.
- Degaïchia A, Laouar R (2013)** Sédimentologie et paléoenvironnements du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa (Atlas saharien oriental, Algérie). Bulletin du Service Géologique National, 24 (3), pp. 189-207.
- Djaïz F (2011)** Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale). Thèse de doctorat en Sciences. 275p.
- Du Dresnay R (1975)** Influence of Late Hercynian structural heritage and syntectonic events on Jurassic sedimentation the marine trough of central and eastern High Atlas, paper presented at 9th International. Congress of, thème 4, IAS, Nice, France, 1975.
- Dubourdieu G (1952)** Monts de Mellègue: monographie régionale. Série I, Algérie, n°3, XIXème congrès géologique international, monographies régionales, 56 pages, 16 figures, Algérie.
- Dubourdieu G (1956)** Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Thèse ès Sciences, Paris, Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin N° 10, Vol. 1, 659 p.
- Dubourdieu G (1959)** Exquise géologique du Dj. Mesloul. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouvelle série, Bull., n°21.
- Dubourdieu G, Durozoy G (1950)** Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). Bulletin du Service Géologique de France, 5ème série, t. XX, pp.257-266.
- Durand Delga M et Fontboté J M (1980)** Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. Publ. 26è Congr. Géol. Intern., Paris, Coll. C 5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. –Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 115, p. 65-85.
- Durozoy MG (1956)** Carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°206 Tébessa avec notice explicative détaillée. Publ. Serv. Carte géol. Algérie.
- Ehrlich R, Weinberger B (1970)** An exact method for characterization of grain shape: J. Sediment. Petrol., 40, 205–212.
- Fauck R (1972)** Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique occidentale. O.R.S.T.O.M., Paris, 267 p.
- Flandrin J (1948) Les chaînes atlasiques et la bordure nord du Sahara. Publ. XIX C. G. I. Alger 1952, Monogr. rég. 1re série, n° 14, 82 p.

- Folk RF, Ward WC (1957)** Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *J. of Sedim. Petrol.*, 27: 3-26.
- Folk RL (1974)** *Petrology of Sedimentary Rocks*. 2nd ed: Austin TX: Hemphill Press, 182 p.
- Friedman GM (1967)** Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and River Sands – *Journ. Sed. Petrol* – Vol .37 – n°2 – pp. 327-355.
- Friedman GM (1979)** Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology*, 26(1): 3–32.
- Frizon De Lamotte D, Saint Bezar B, et Bracène R (2000)** The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19 (4), 740-761.
- Genese C (1970)** *Cah. ORSTOM, sér. Géol. II*, 2, 247-248.
- Guiraud R et Bosworth (1997)** Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39-82.
- Gradstein FM & Ogg JG (2004)** *Geologic Time Scale 2004 ± why, how, and where next!* Lethaia, Vol.37, pp.175±181.Oslo.
- Hamimed M (2004)** *Etude sédimentologique et paléogéographie des sédiments miocènes au pays du Nord-Est de l'Atlas Saharien des confins algéro-tunisiens*. Thèse de Doctorat d'état, Université de Constantine, Algérie, 223p.
- Hatira N (1988)** Les concentrations de Zn, Pb, Sr, (Ba), dans le cortex des diapirs de Trias salifère; exemple du diapir de Sakiet –Koucha (Tunisie septentrionale). Comparaison avec d'autres massifs tunisiens et avec les cap-rocks de la Gulf Coast (U.S.A).Thèse Doct. Univ. Paris VI, 289 p.
- Haywood AM, Sellwood BW, Valdes PJ (2000b)** Regional warming: Pliocene (3 Ma) paleoclimate of Europe and the Mediterranean. *Geology* 28, 1063-1066.
- Illenberger WK (1991)** Pebble shape (and size?): *J. Sediment. Petrol.*, 61, 756-767.
- Inman DI (1952)** Measures for describing the size distribution of sediments. *J Sediment Res*, 22: 125-145.
- Kazi-Tani N (1986)** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine inter-plaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Pau et des Pays de l'Adoure, 2 tomes. 871 p., 347 fig.
- Kowalski WM, Hamimed M (2000)** Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*. Vol.11, n°1, pp.29-60, 12 fig.
- Kowalski WM, Hamimed M Et Pharisat A (2002)** Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*. Vol.13, n°2, pp. 131-152.

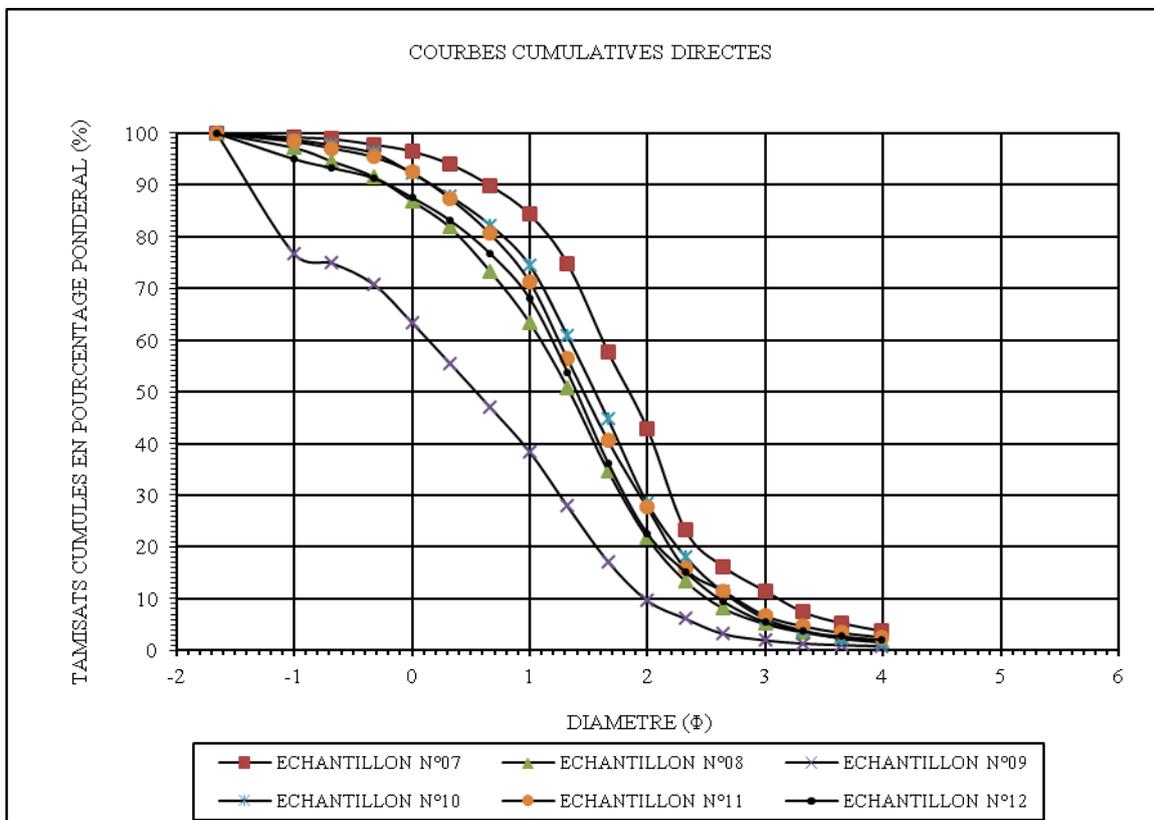
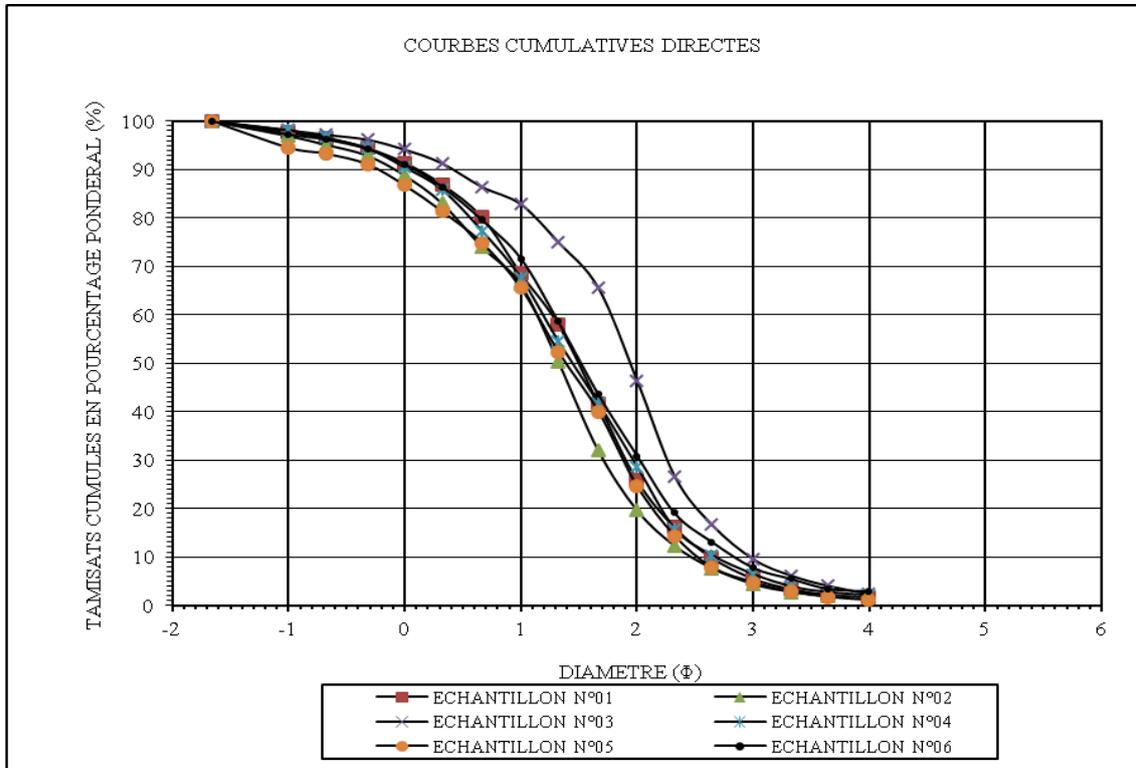
- Krumbein WC (1936)** The use of quartile measures in describing and comparing sediments – *Ann. Journ. Science* – T.32 – pp. 98-111.
- Krumbein WC (1941)** Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles: *J. Sediment. Petrol.*, 11, 64–72.
- Laatar E (1980)** Gisements de Pb-Zn et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale. Les concentrations péri-diapiriques du district minier de Nefate-Fedj-el Adoum. Thèse Doct. 3ème cycle, Métallogénie, Lab. Géol. Appl., Univ. Paris VI, 280 p.
- Laville E, Petit JP (1984)** Strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins *Geology*, 12, 424-427.
- Le Ribault L (1977)** L'Exoscopie des Quartz. Masson, 150 p.
- Legros JP (2007)** Les grands sols du monde. PPUR presses polytechniques. 574 p.
- Masse JP, Chikhi-Aouimeur F (1982)** La plate forme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Méditer.*, Marseille, vol.IX, n°3, pp. 259-267.
- Mathieu C (2009)** Les principaux sols du monde. Édit. Lavoisier, 260 pages.
- Mattauer M, Tapponnier P, and Proust F (1977)** Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales: L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 521-526.
- Miall A D (1978)** Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In: "Fluvial Sedimentology", Miall Ed., Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoire 5: 597-604.
- Othmanine A (1987)** Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tebessa-Morsott (Algérie). Relation entre paléogéographie aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse de 3ème Cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 221 p.
- Otto GH (1939)** A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 9: 62–75.
- Paskoff R, Sanlaville P (1983)** Les côtes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien. *Méditerranéenne*. N°14, Service de Géologie et Préhistoire, 2, 29-42.
- Passega R (1957)** Texture as characteristics of clastic deposition. *Am Assoc Pet Geol Bull*, 41: 1952–1984
- Passega R (1964)** Grain-size representation by CM patterns as geological tool. *J. of Sedim Petrol.*, 34 (4): 830-847.
- Peiry JL (1988)** Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-Montagnard: l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse de Doctorat université Lyon 3, 378 p.

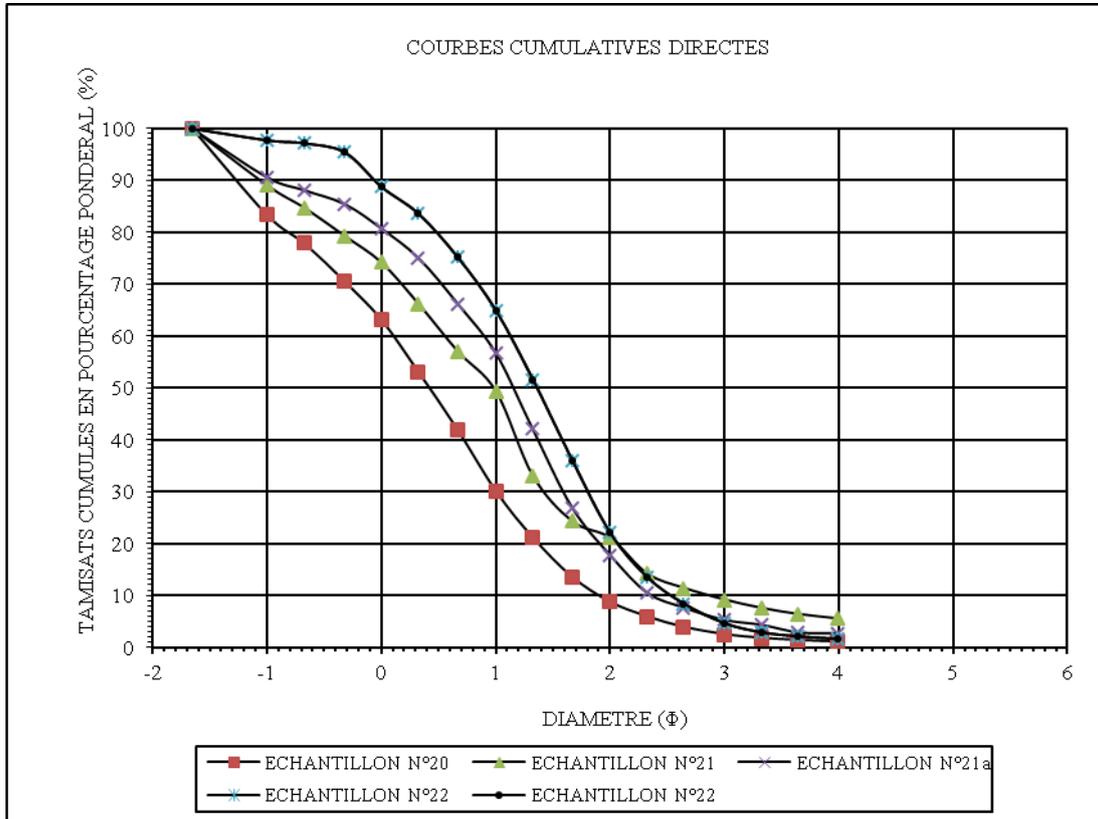
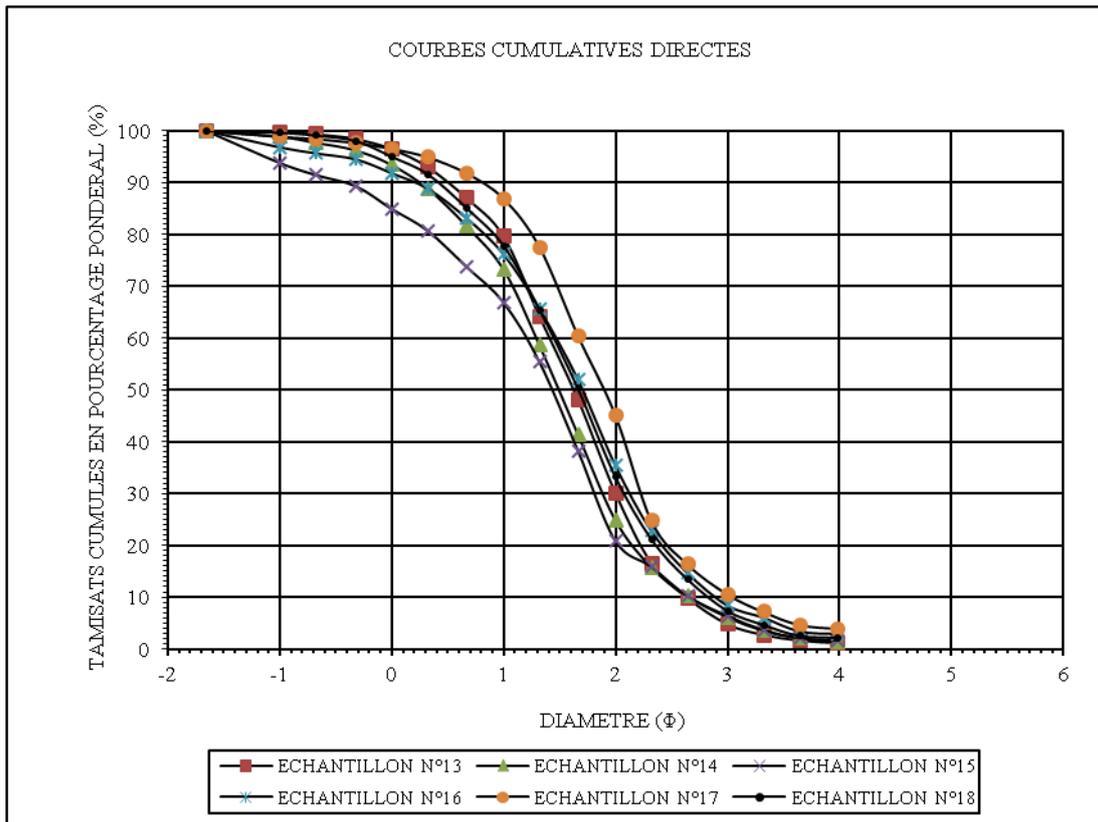
- Perthuisot V, Hatira N, Rouvier H et Steinberg M (1987)** Concentration métallique (Pb-Zn) sous un surplomb diapirique: exemple du J. Bou Khil (Tunisie septentrionale). Bull. Soc. Géol. Fr. III, 6, pp. 1153-1160.
- Perthuisot V, Rouvier H et Smati (1988)** Style et importance des déformations antétraconiennes dans le Maghreb Oriental: exemple du diapir du Jebel Slata (Tunisie centrale). Bull. Soc. Géol. Fr., (6), IV, 3, pp. 391-398.
- Pettijohn FJ, Potter PE and Siever R (1972)** Sand and Sandstone, Springer-Verlag, New York, NY. 600 pages.
- Philip L. Gibbard et Martin J. Head, (2009)** « IUGS ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma », *Quaternaire*, vol. 20/4.411-412.
- Riché G (1976)** Les processus de formation des sols dans le bassin du Wabi Shebelle Ethiopie. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XIV, no 3 : 227-243.
- Rivière A (1977)** Méthodes granulométriques, techniques et interprétation, Paris, Masson, 170 p.
- Rouvier H, Perthuisot V, et Mansouri A (1985)** Pb-Zn Deposits and salt-bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. *Economic Geology*, 80, pp. 666-687.
- Salmi-Laouar S (2004)** Contribution à l'étude géologique et géochimie des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn-Pb-F-Ba-Fe-Hg) de la zone des diapirs du nord de Tébessa (NE Algérien). Thèse de Doctorat d'état, Université de Annaba, Algérie, 181p.
- Sami L (2004)** Contribution à l'étude géologique et géochimie des minéralisations Pb-Zn-Ba-F dans la région de Meskiana: Exemple des indices d'Essouabaa et de M'khiriga (Atlas Saharien oriental, Algérie). Thèse de Magister, USTHB, Alger.
- Sami L (2011)** Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat en Sciences, USTHB, Alger.
- Sloan LC, Crowley TJ, Pollard D (1996)** Modeling of middle Pliocene climate with the NCAR GENESIS general circulation model. *Marine Micropaleontology* 27 (1/4), 51–61.
- Smati A (1986)** Les gisements de Pb, Ba et Fe du Dj. Slata (Tunisie du centre-nord). Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisements de Sidi-Amour, Ben-Salem et de Slata Fer. Thèse de 3ème Cycle, Université de Paris VI, France, 250 p.
- Sneed ED, Folk RL (1958)** Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study of particle morphogenesis. *Journal of Geology* 66(2), 114-150.
- Stets J (1992)** Mid-Jurassic events in the Western High Atlas (Morocco), *Geol. Rundsch.*, 81-(1), 69-84.
- Stets J, Wurster P (1977)** Atlas and Atlantic: Structural relations, *Eos Trans. AGU*, 58, 908.

- Thibiéroz J et Madre M (1976)** Le gisement de sidérite du Dj. Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de mer aptienne. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du nord, 67, 3-4, pp.
- Trask PD (1932)** Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum. Gulf Publishing Company: Houston.
- Vatan A (1967)** Manuel de sédimentologie. Paris, Éditions Technip. 397 pages.
- Vila JM (1980)** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 665 p.
- Vila JM, Freiberg H, Lahondere J-C, Gourinard Y, Chouabi A, Magne J et Durand-Delga M (1995)** Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Affif dans leur cadre structural Est algérien: Origine saharienne du Numidien et calendrier des charriages miocènes. C. R. Acad. Sci. Paris 320, 1001-1009.
- Visher GS (1969)** Grain-size distribution and depositional processes. J. of Sedim Petrol., 89 : 1074-1106.
- Wentworth CK (1922)** A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology 30: 377–392.
- Wildi W (1983)** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. dyn. Et Géogr. Phys., n° sp., n°24, n° 3, p. 201-298.
- Winterer EL, Hinz K (1984)** The evolution of the Mazagan Continental Margin: A synthesis of geophysical and geological data with results of drilling during DSDP leg. 79, Deep Sea Drill. Proj., 79, 893-919.
- Zerdazi A (1990)** Etude gravimétrique du môle d'Ain M'lila et de l'Atlas saharien septentrional. Thèse de Doctorat des Sciences, Faculté des Sciences, Université de Lausanne, 227p., inédit.

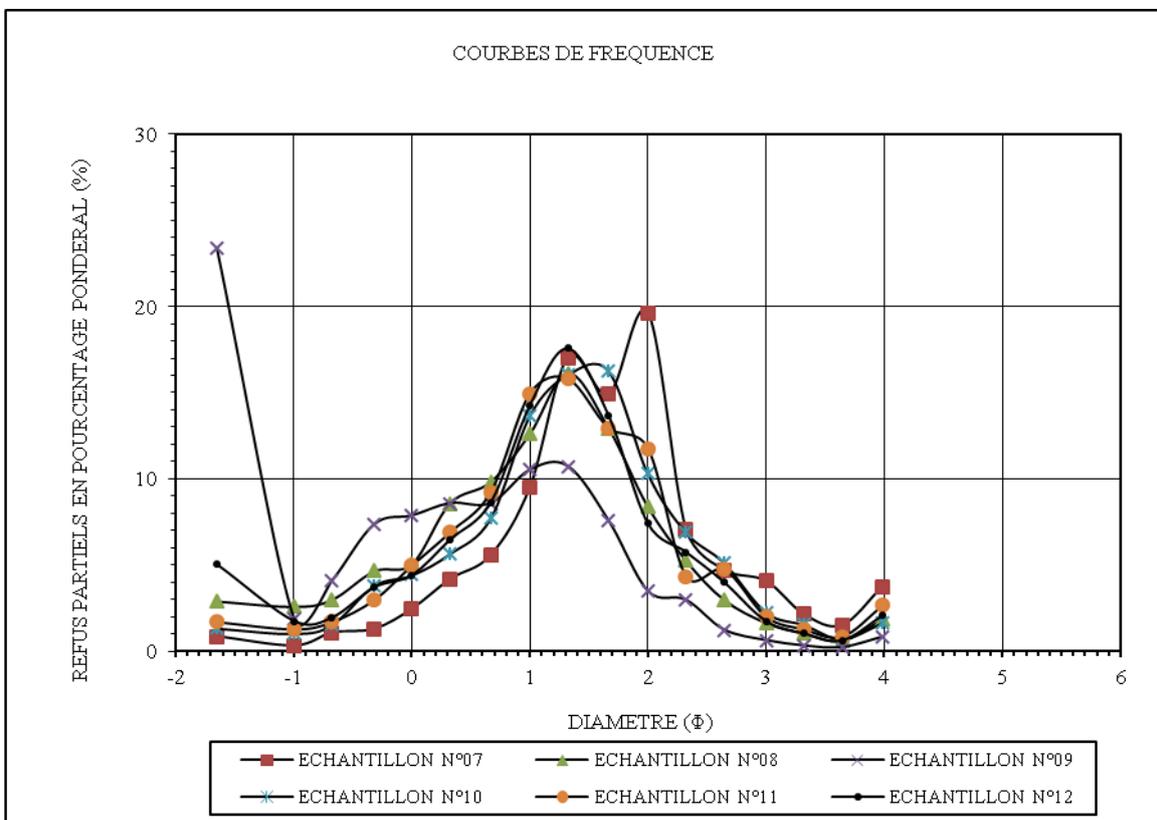
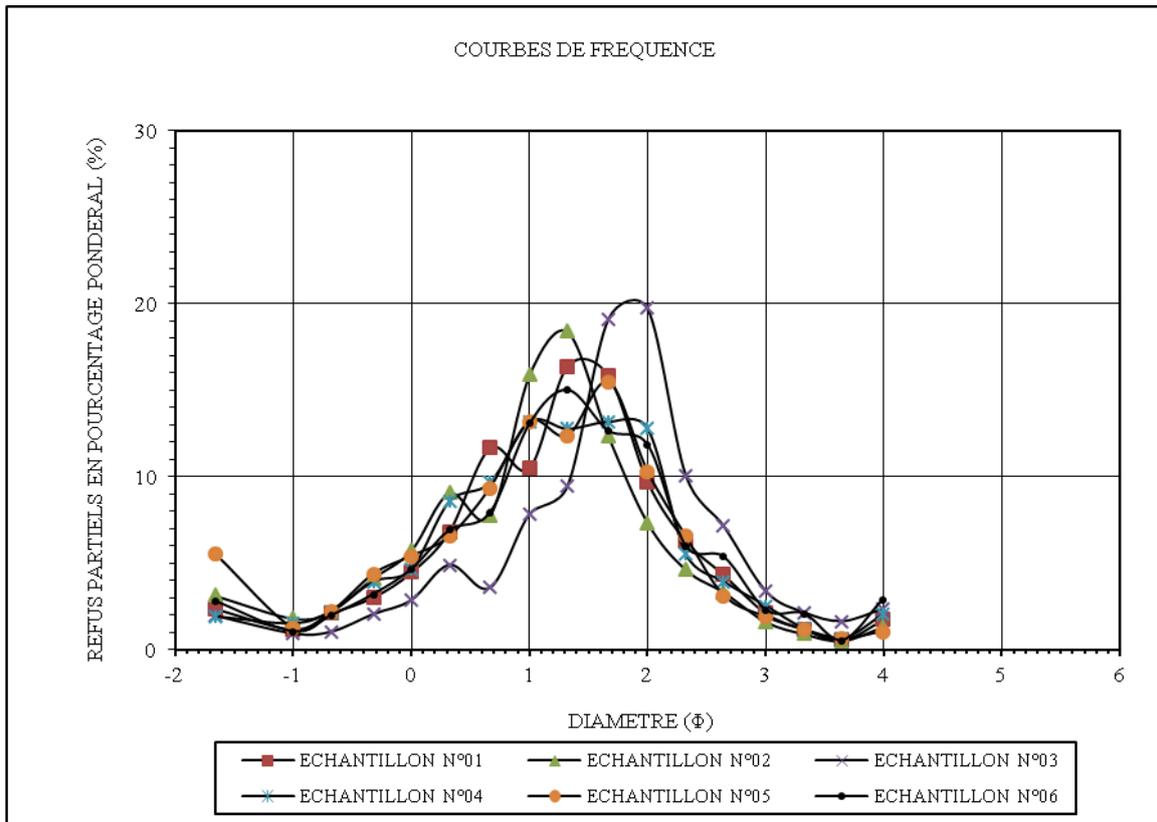
ANNEXES

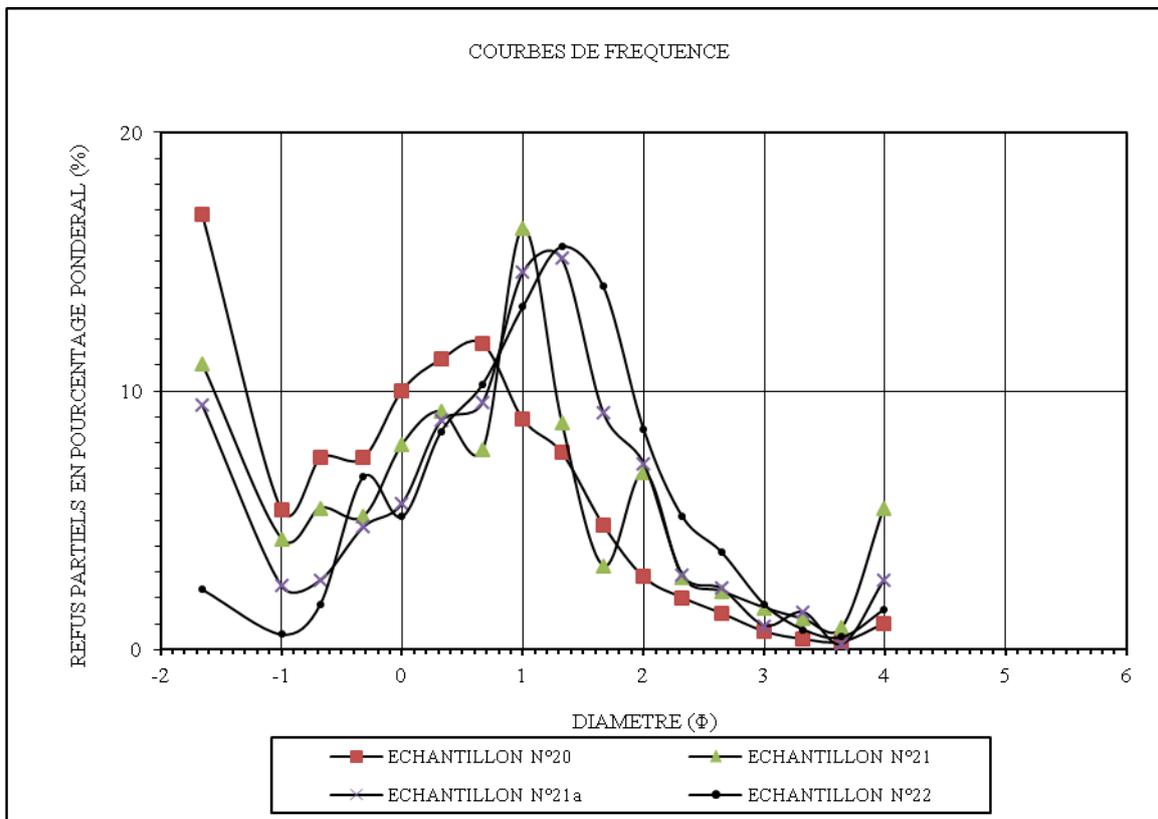
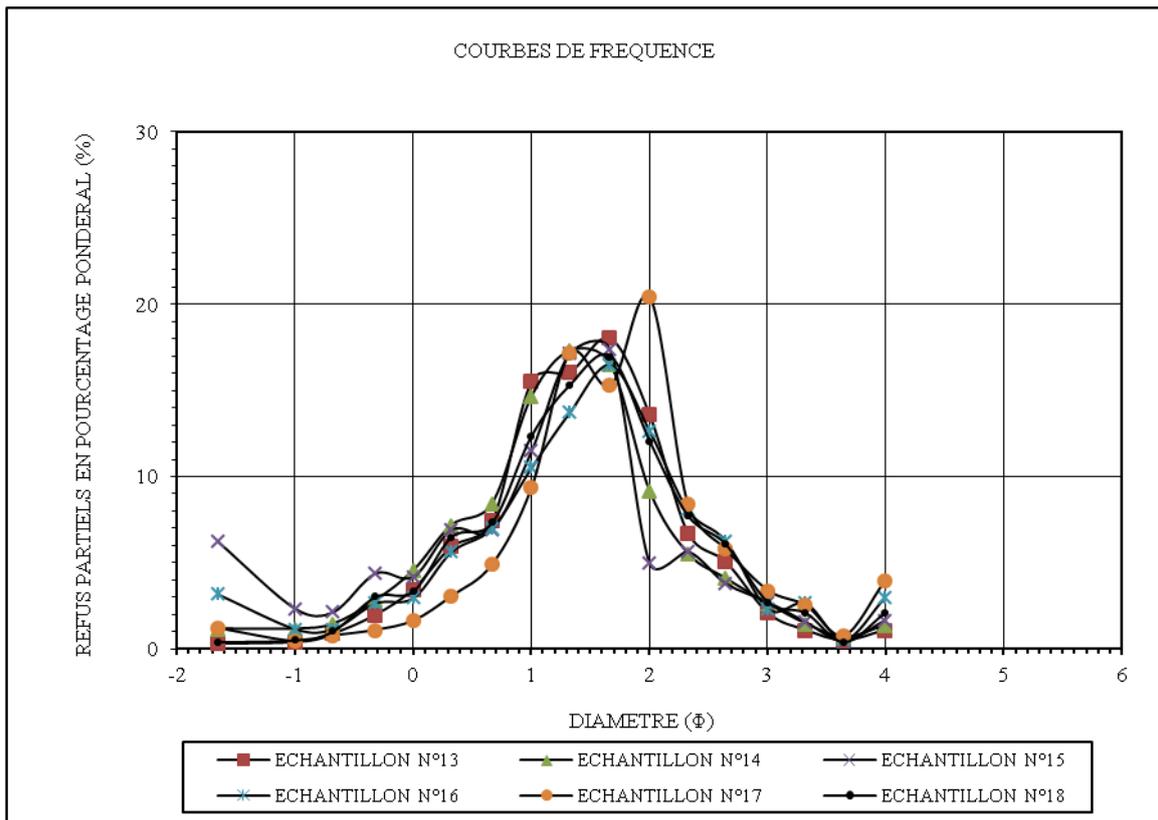
Annexe 1: Courbes granulométriques des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébéssa (coupe n° 1)



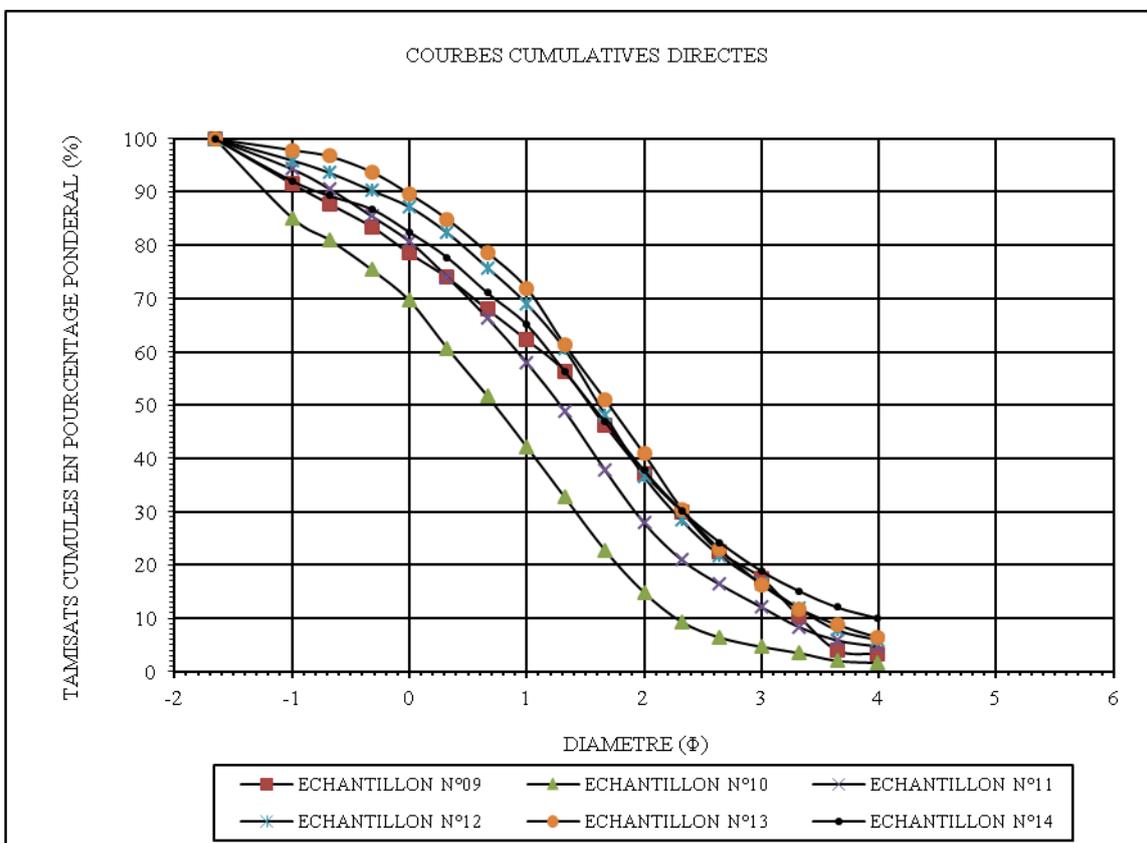
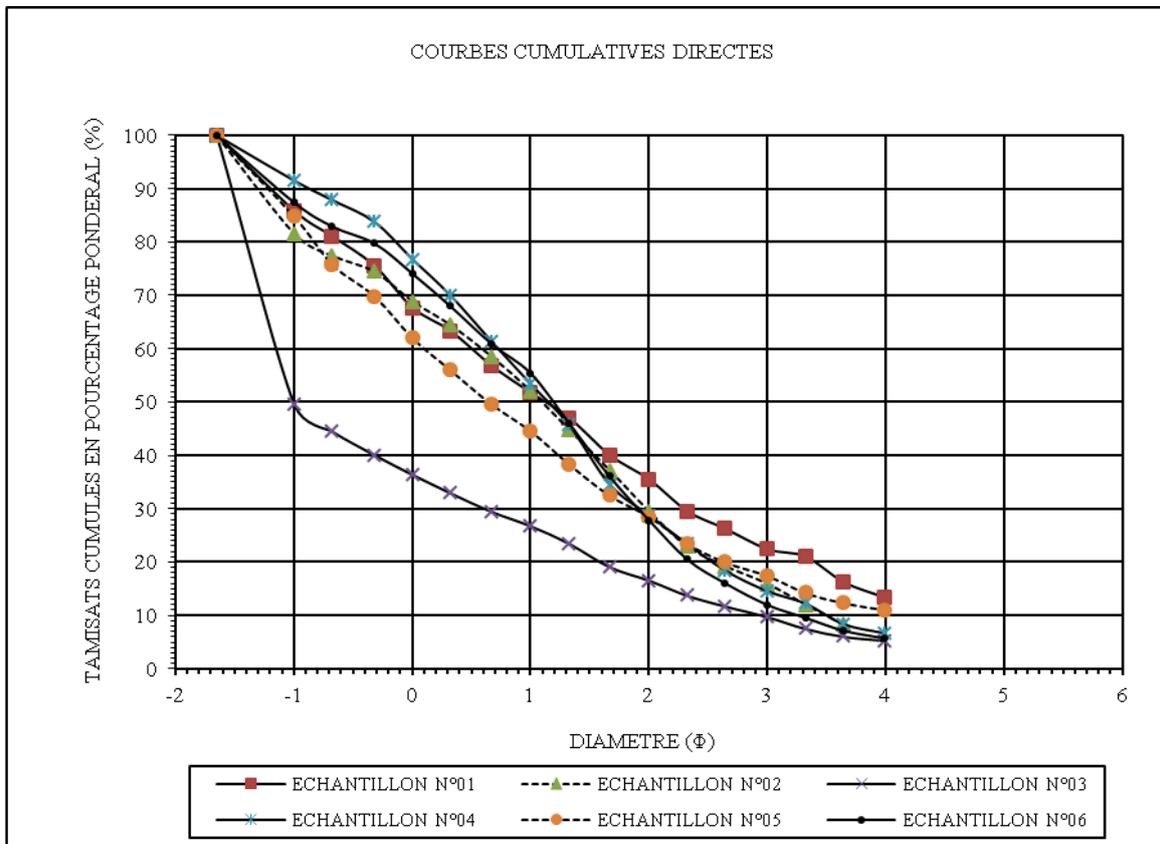


Annexe2 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 1)

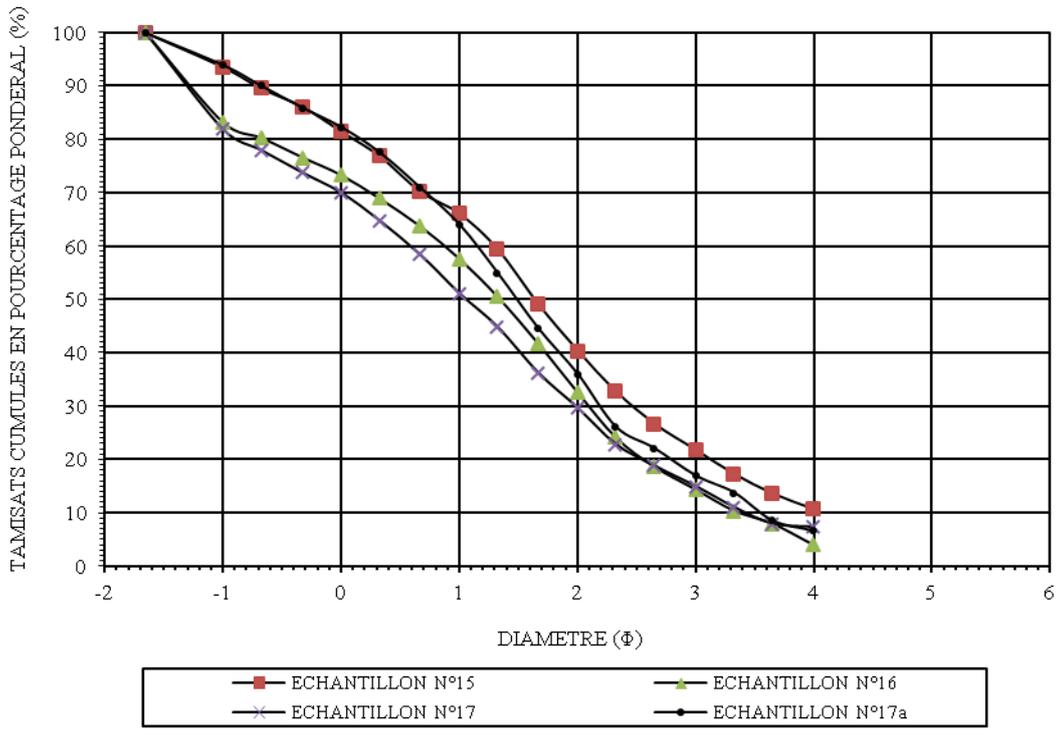




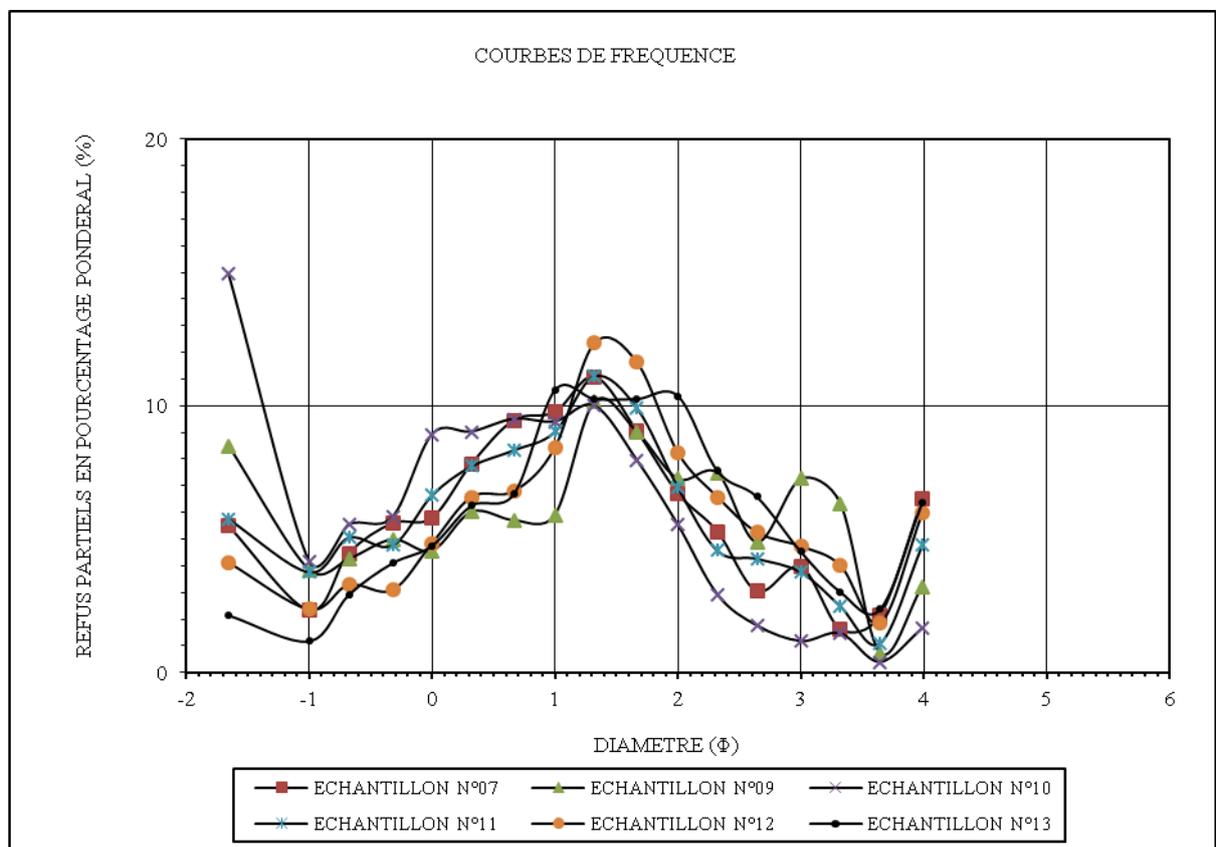
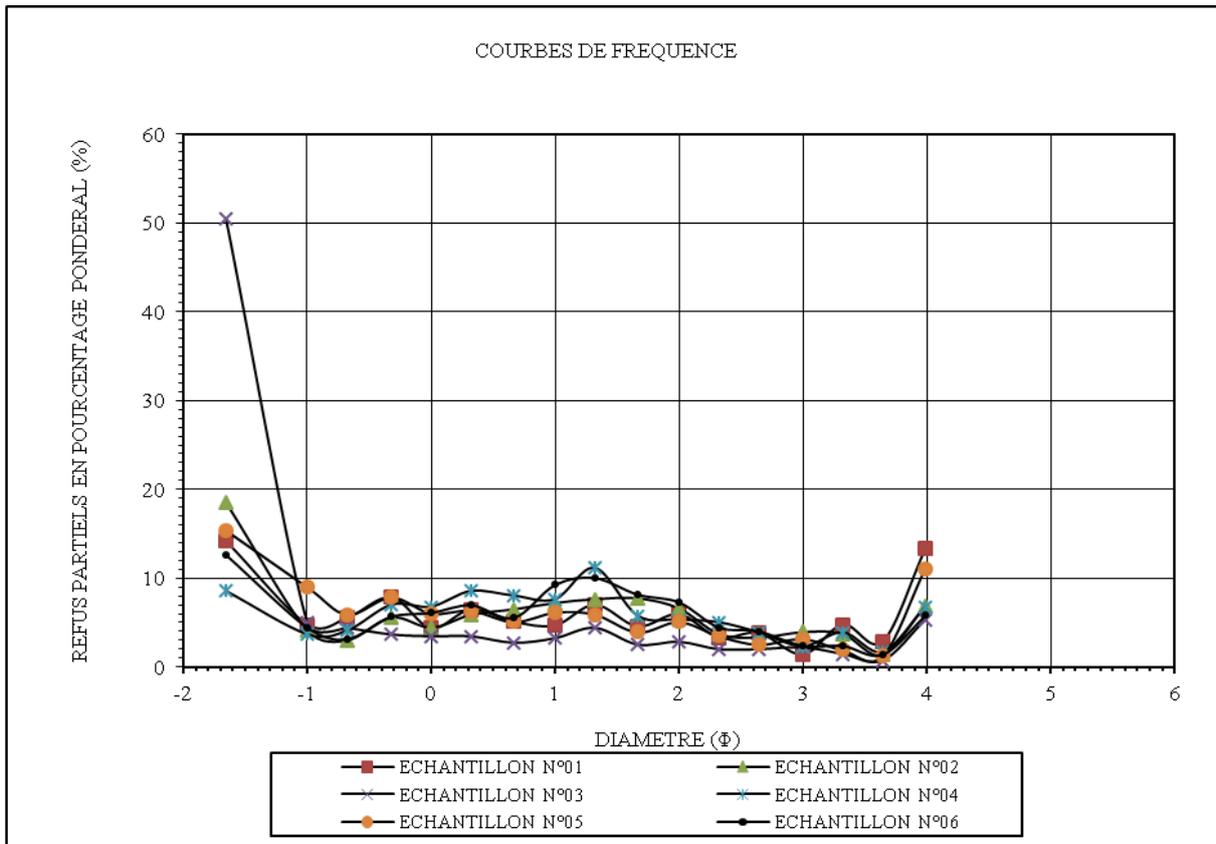
Annexe 3: Courbes granulométriques des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 2)



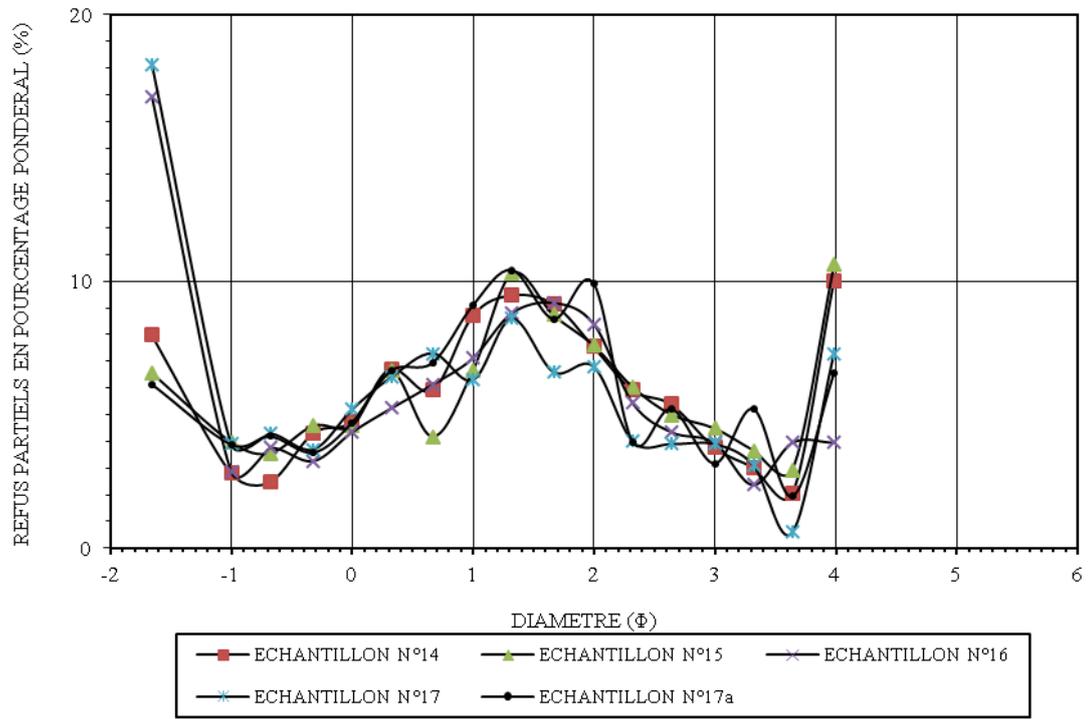
COURBES CUMULATIVES DIRECTES



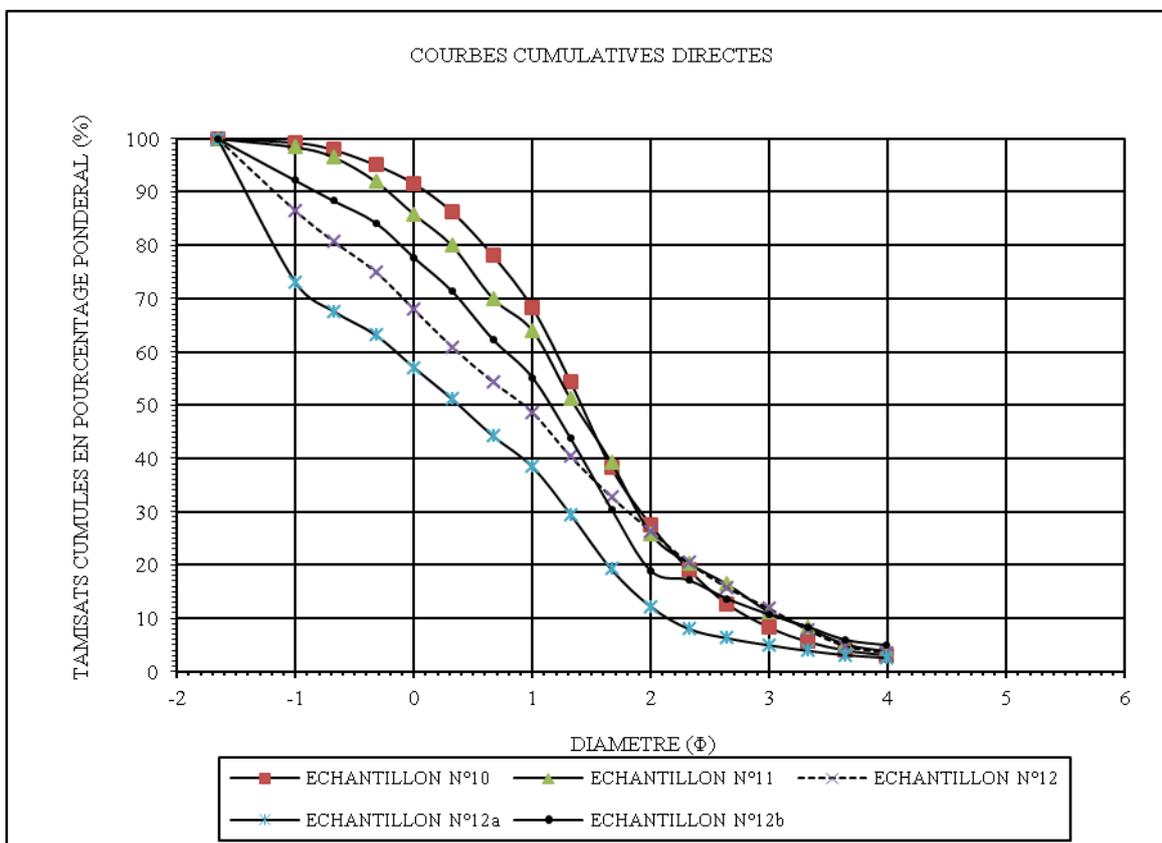
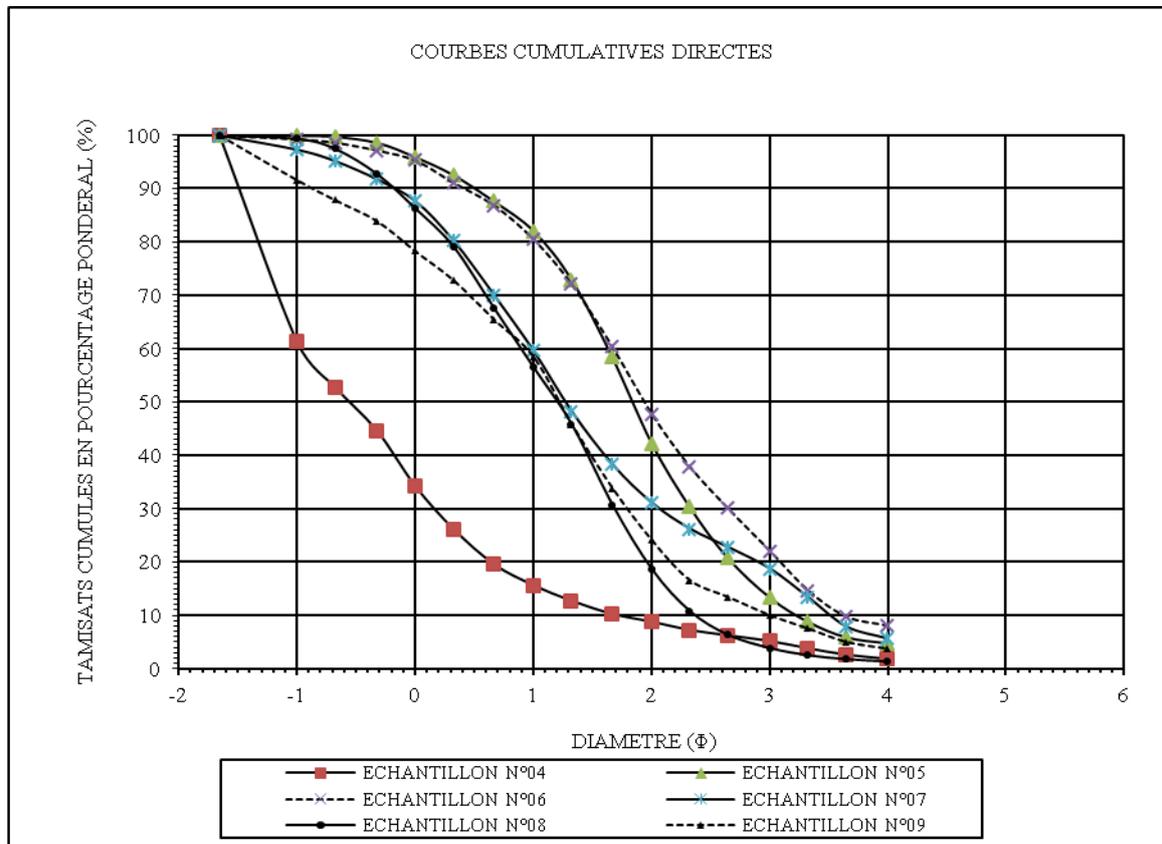
Annexe 4: Courbes fréquentielles des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 2)



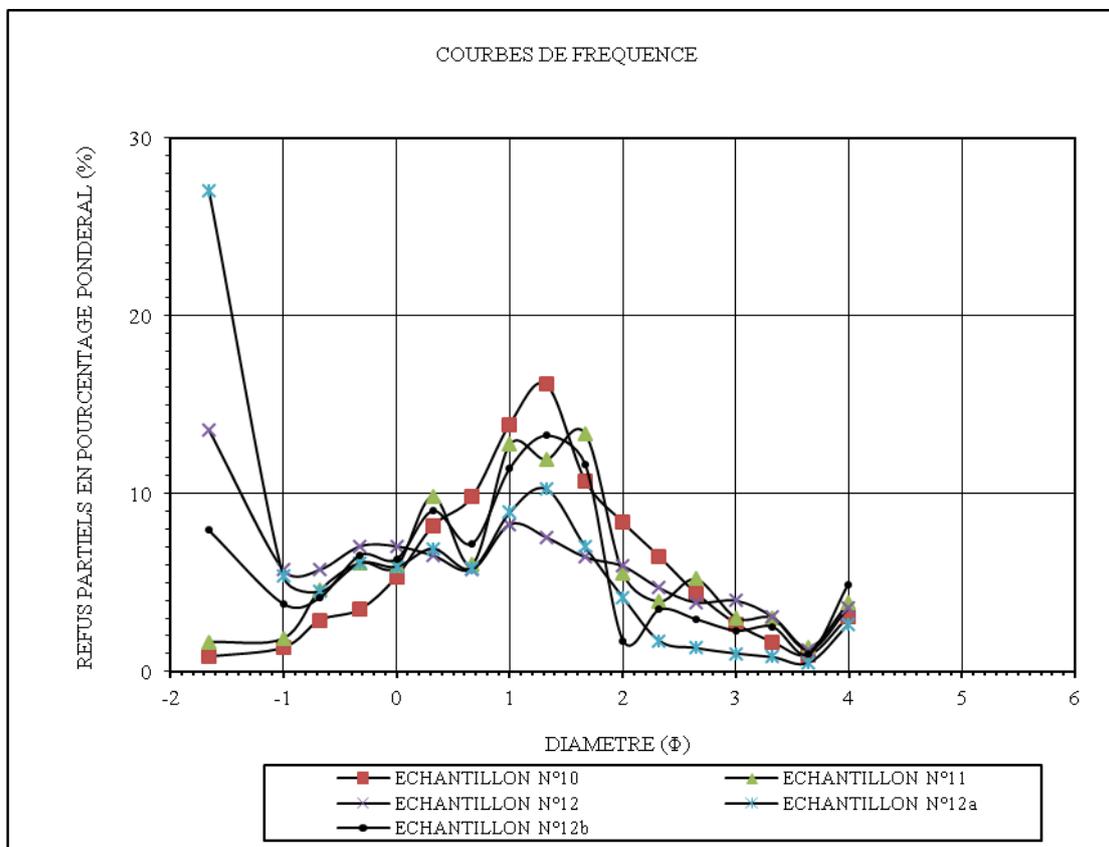
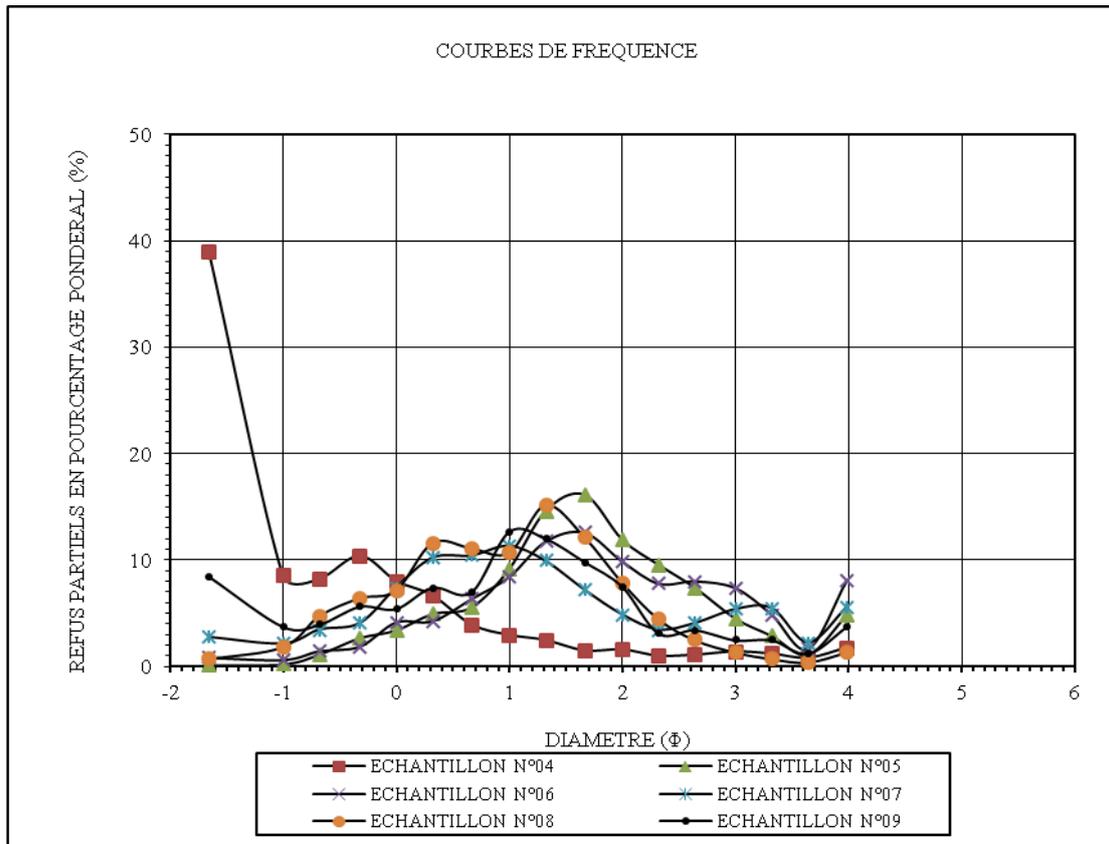
COURBES DE FREQUENCE



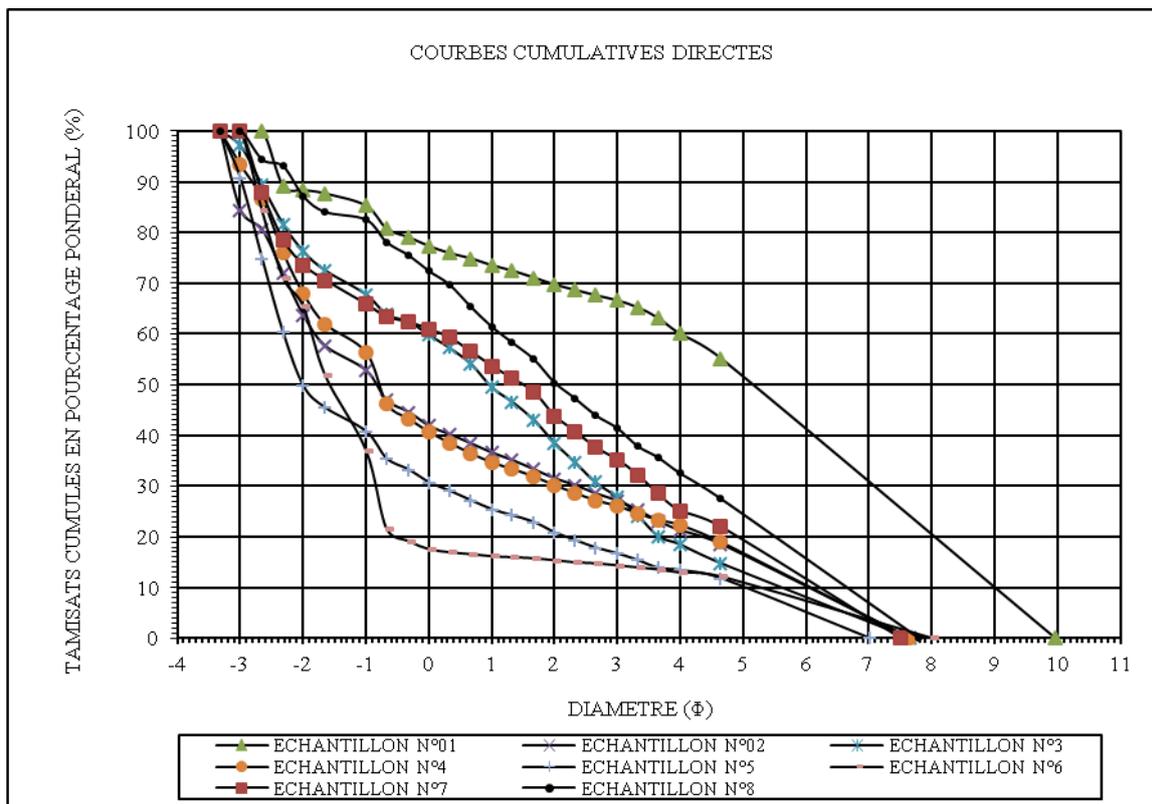
Annexe 5: Courbes granulométriques des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3)



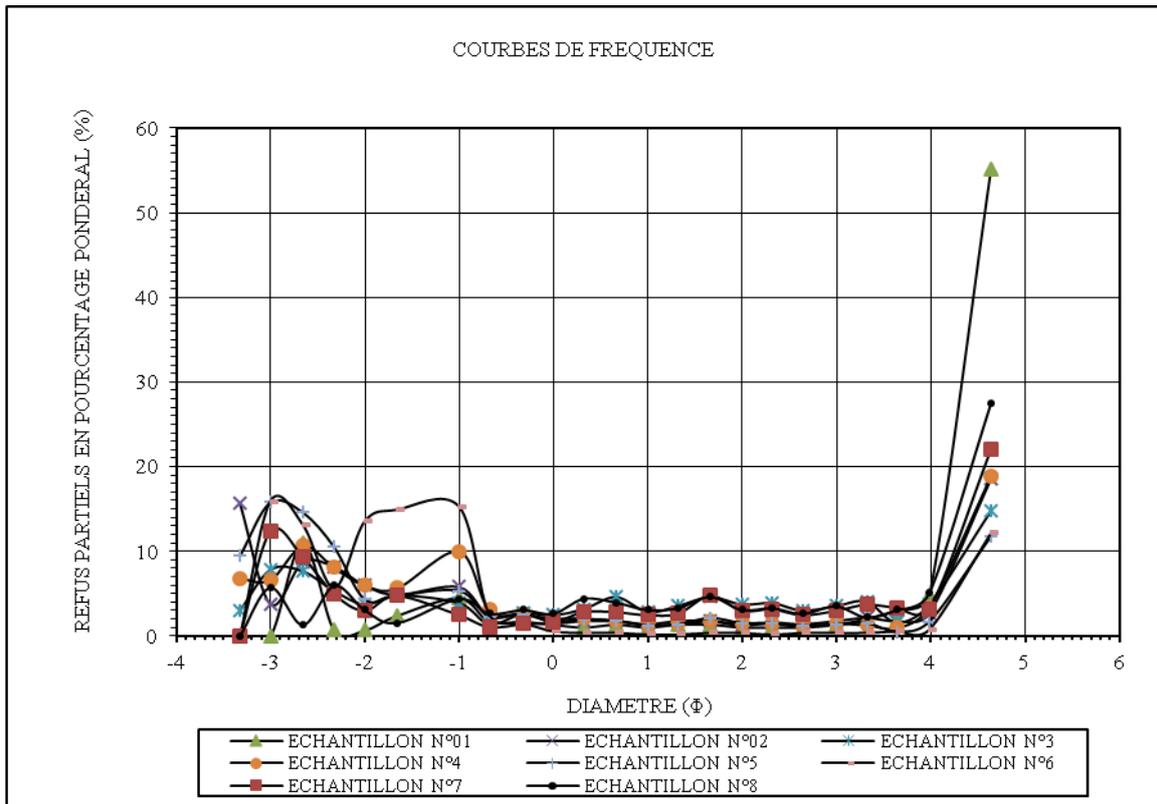
Annexe 6: Courbes fréquentielles des échantillons de la partie méridionale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3)



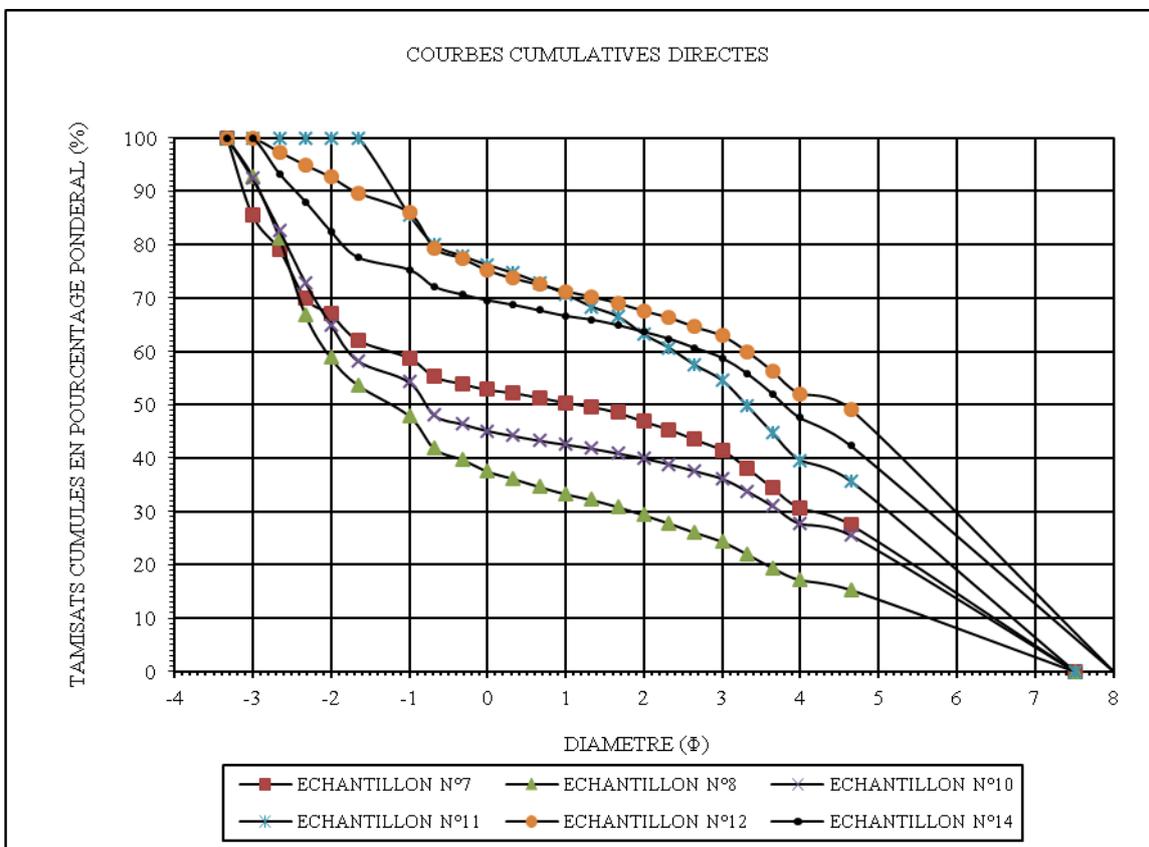
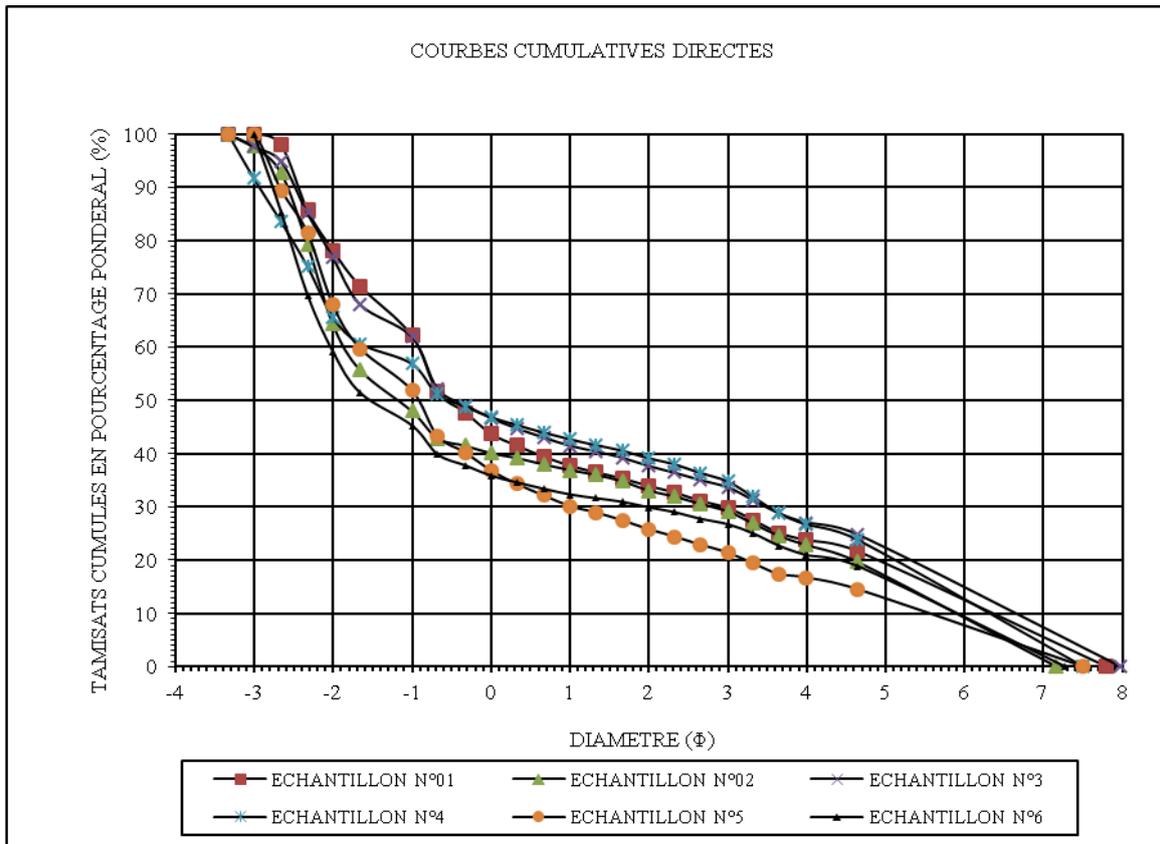
Annexe 7 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 1)



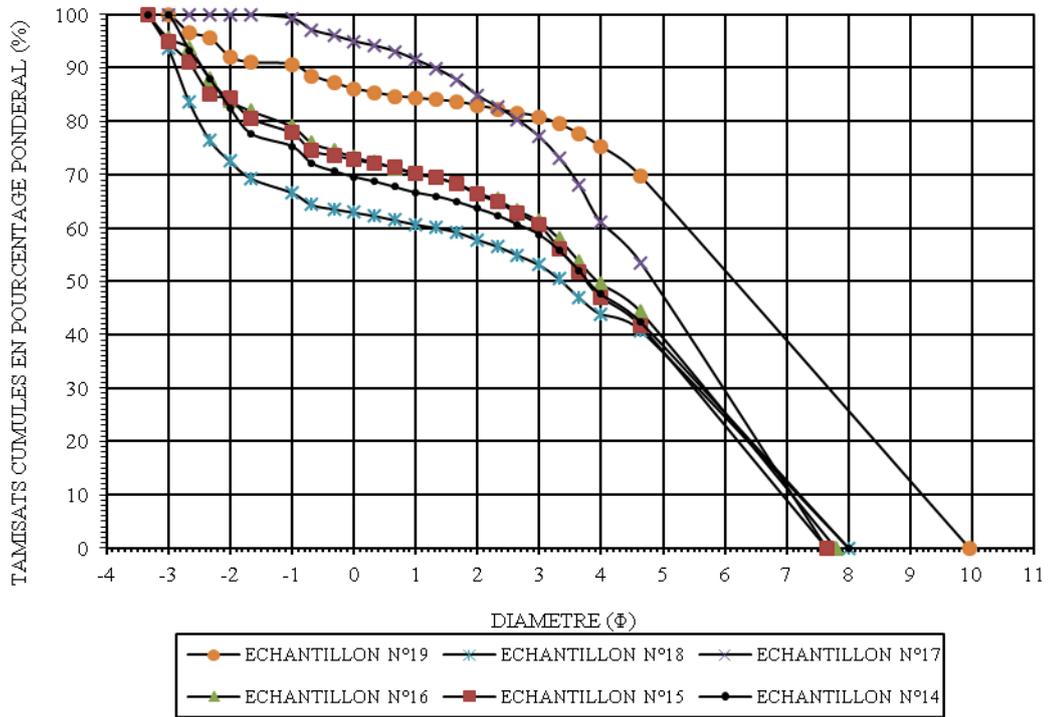
Annexe 8 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 1)



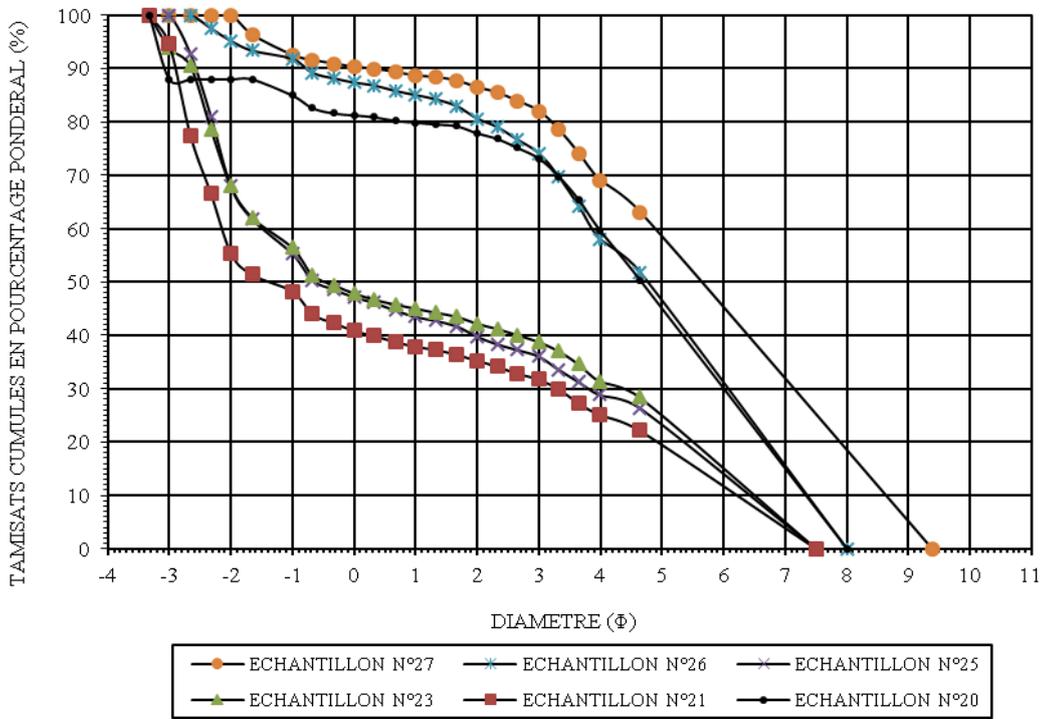
Annexe 9 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 2)



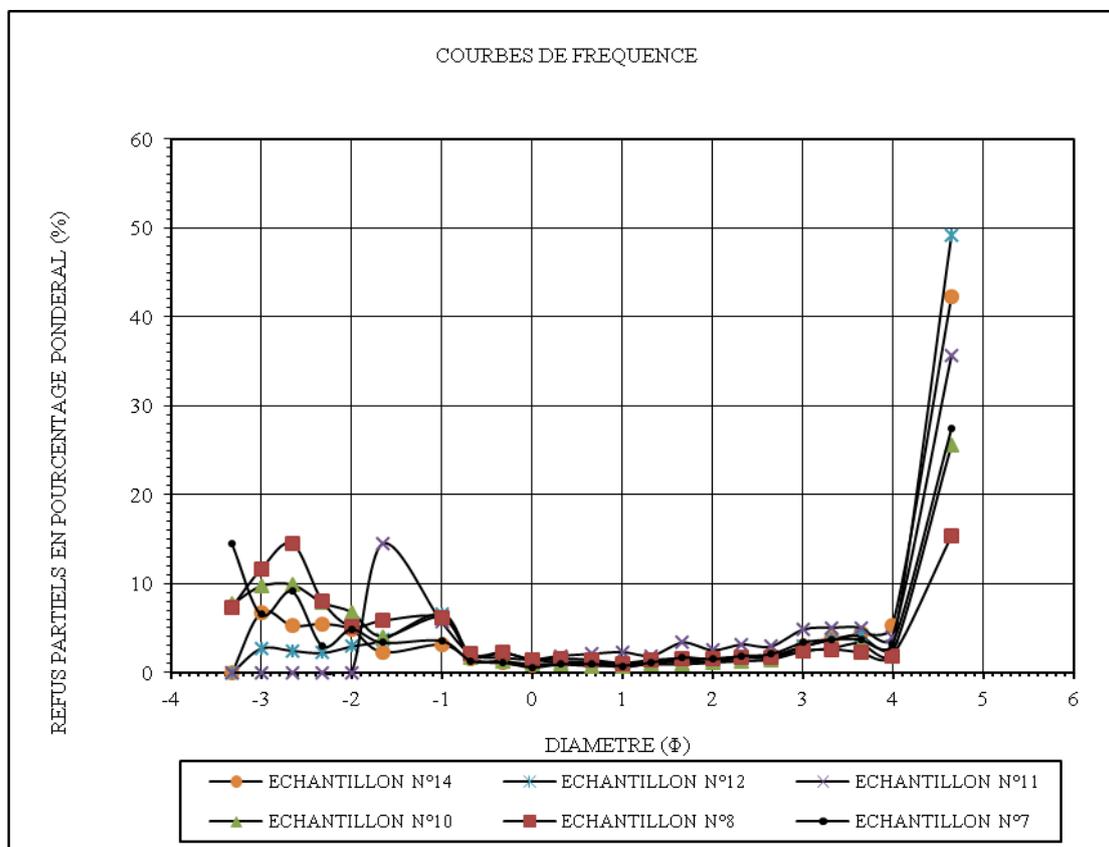
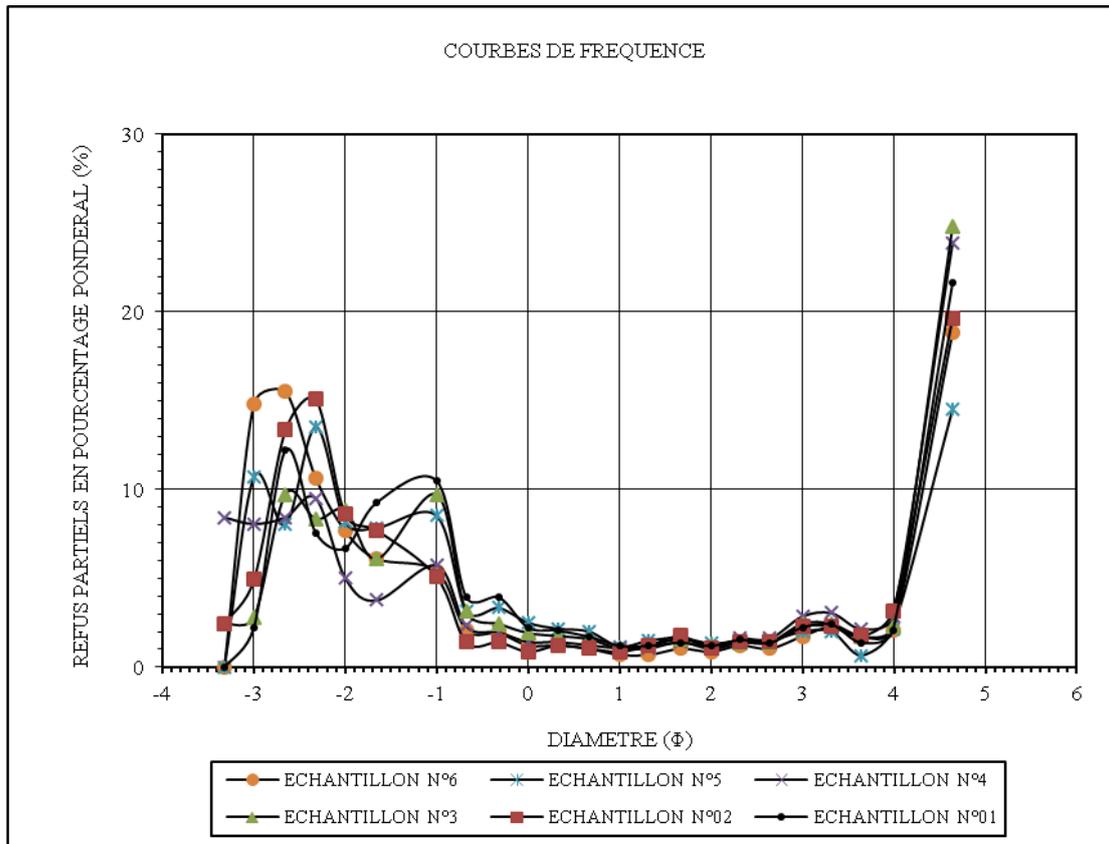
COURBES CUMULATIVES DIRECTES

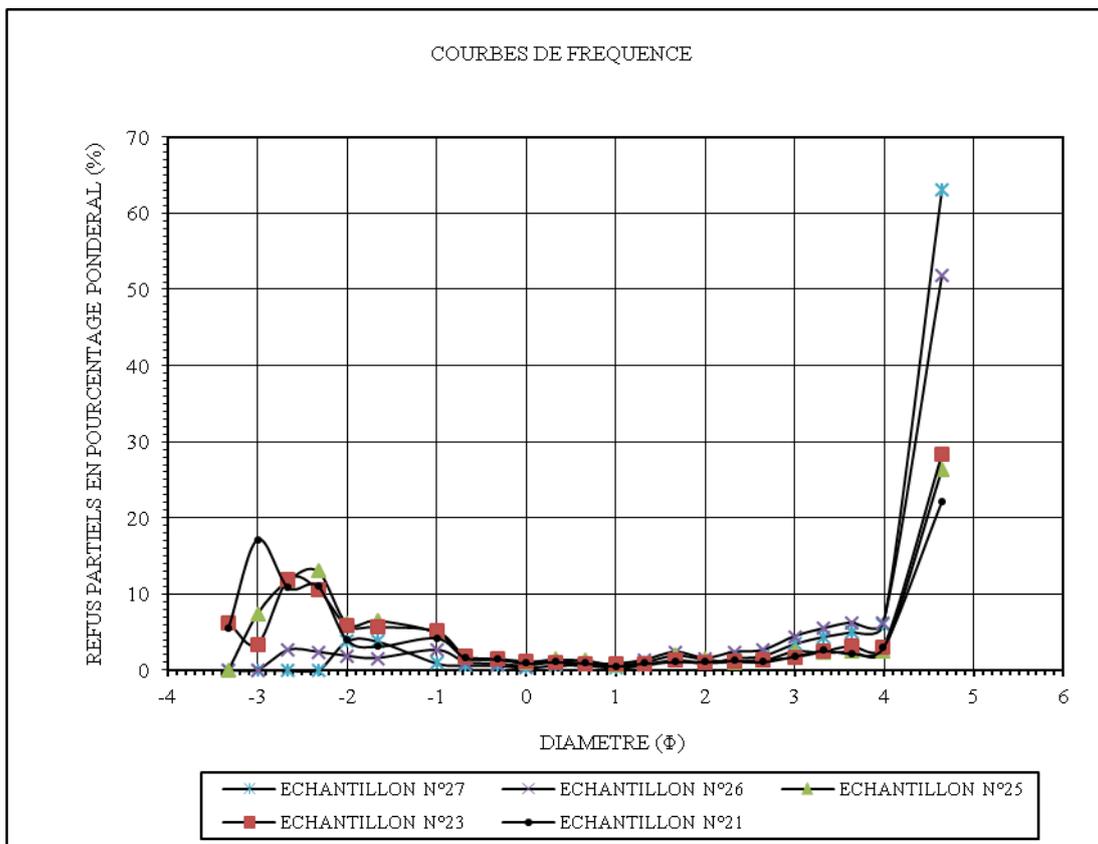
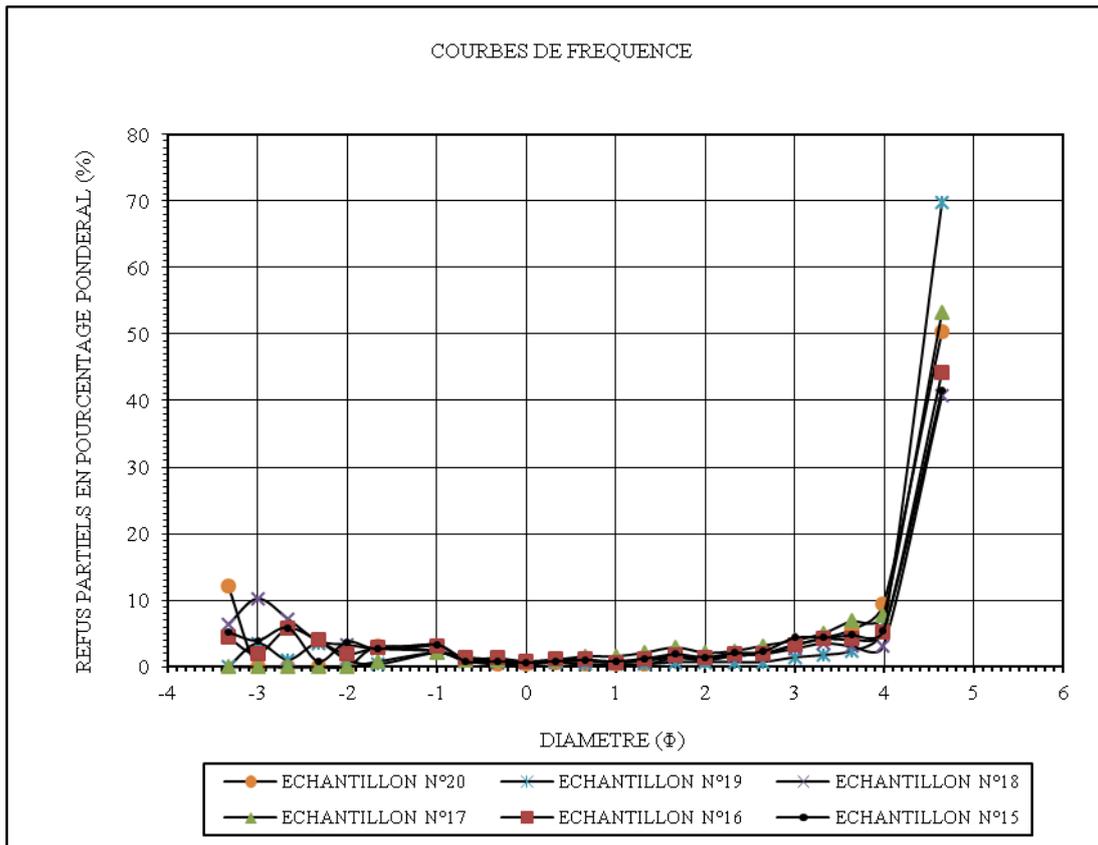


COURBES CUMULATIVES DIRECTES

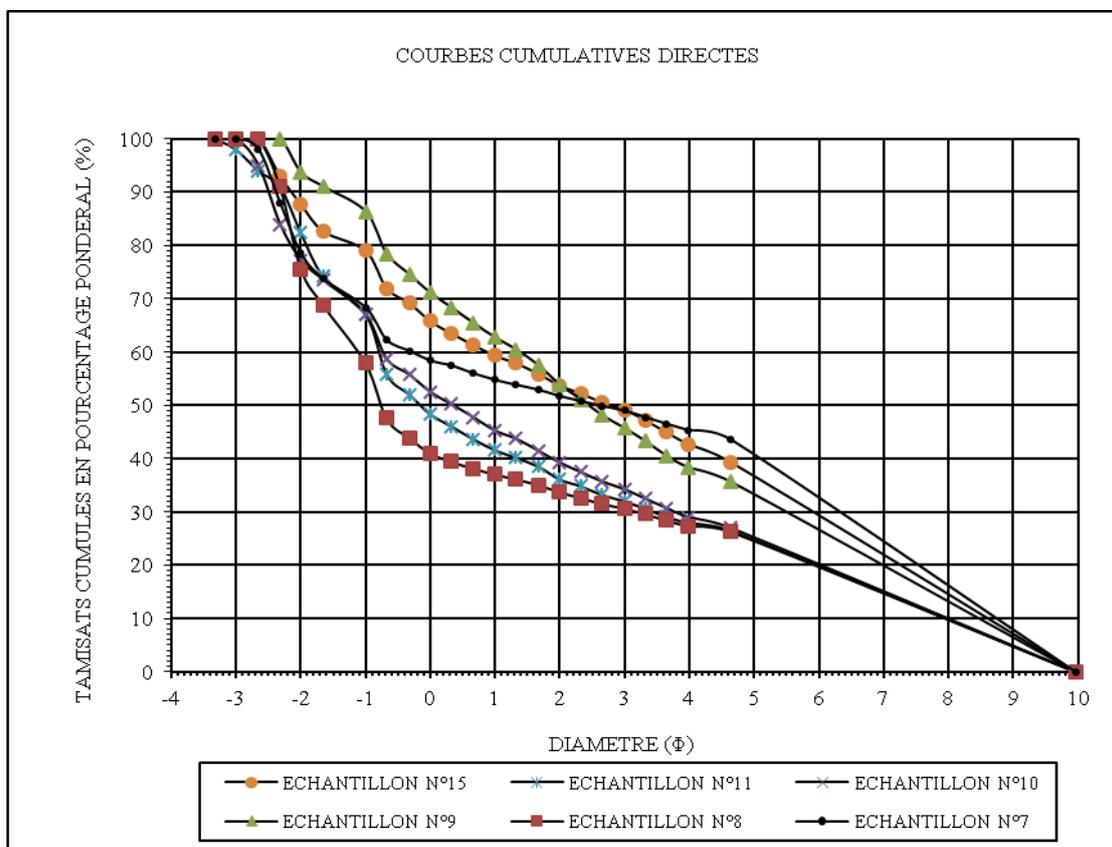
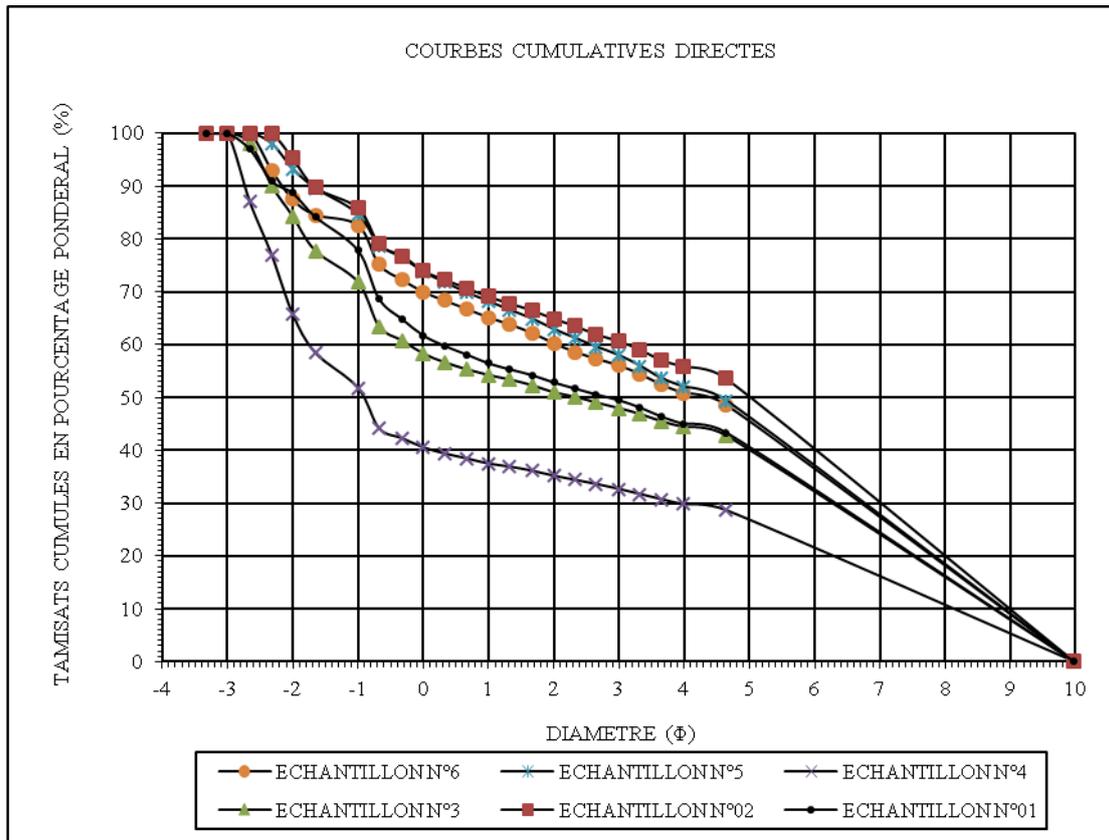


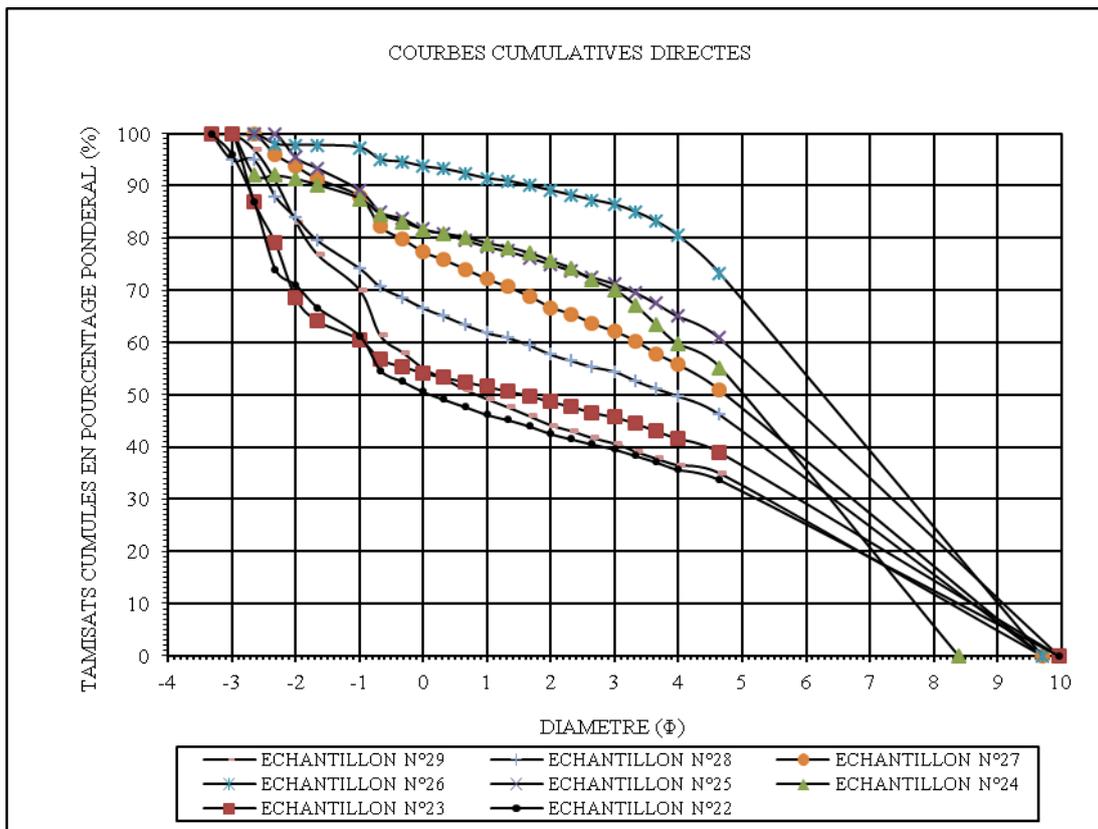
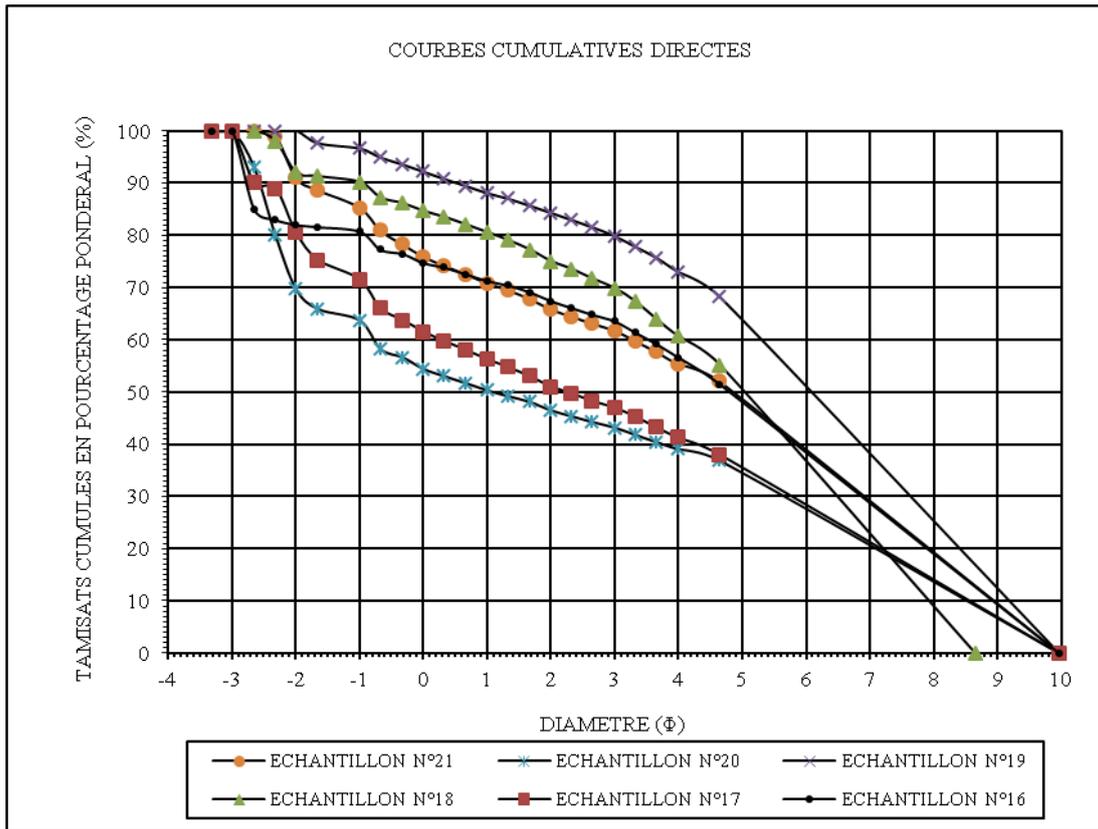
Annexe 10 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébéssa (coupe n° 2)



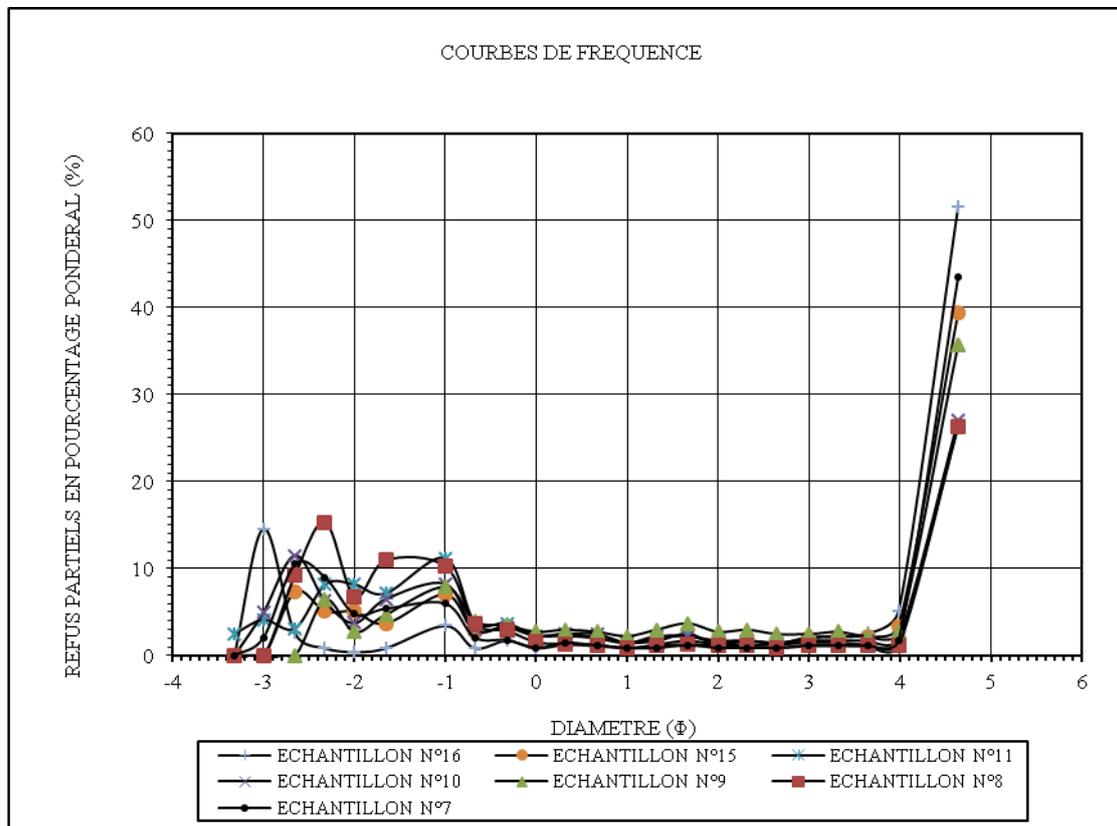
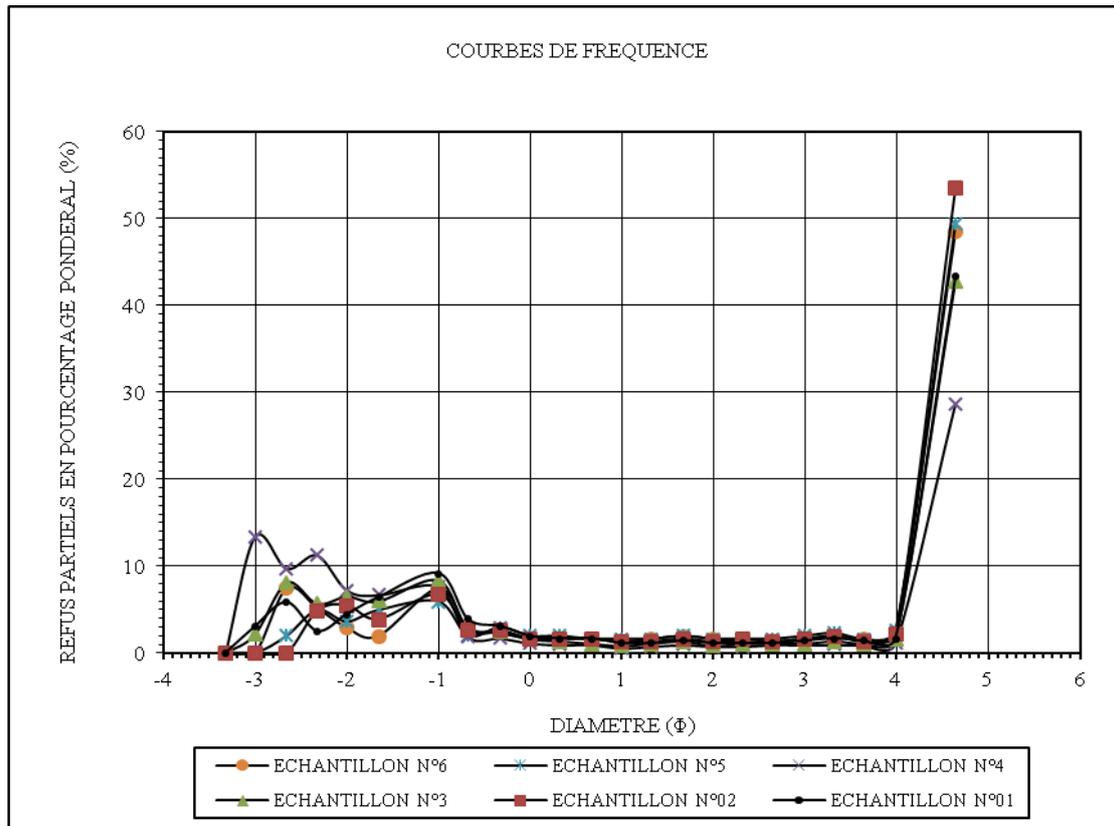


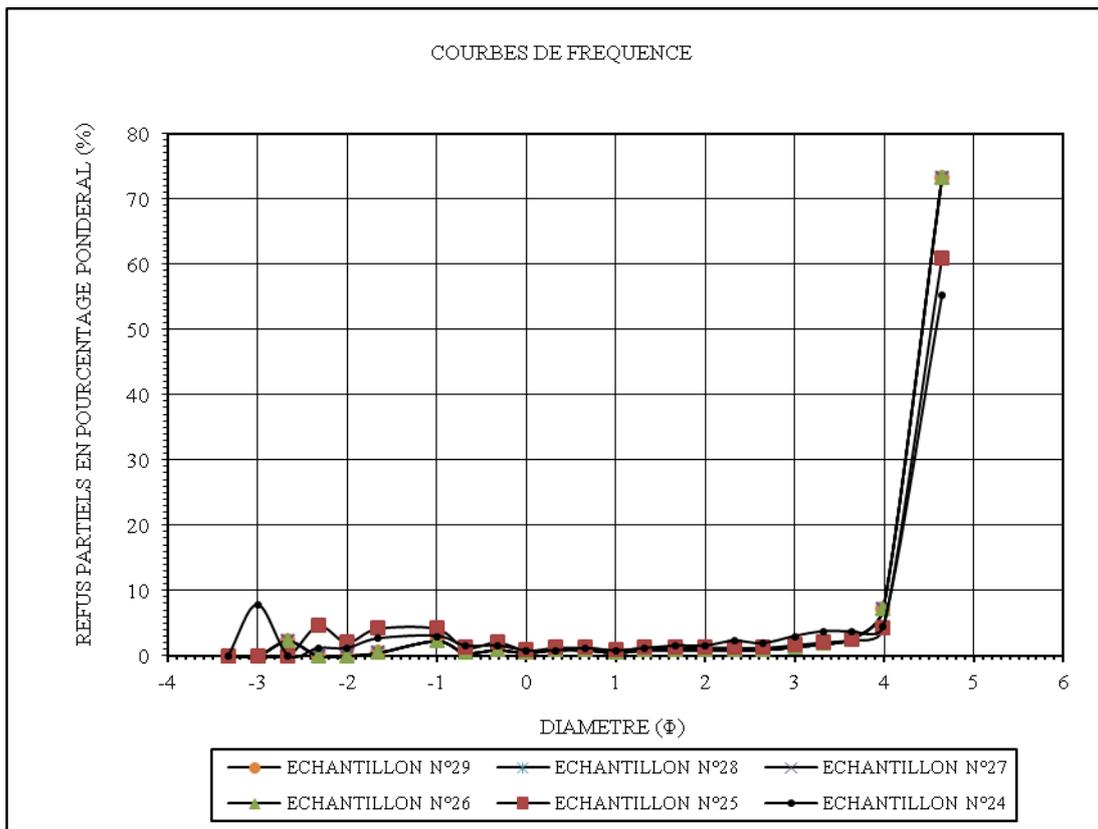
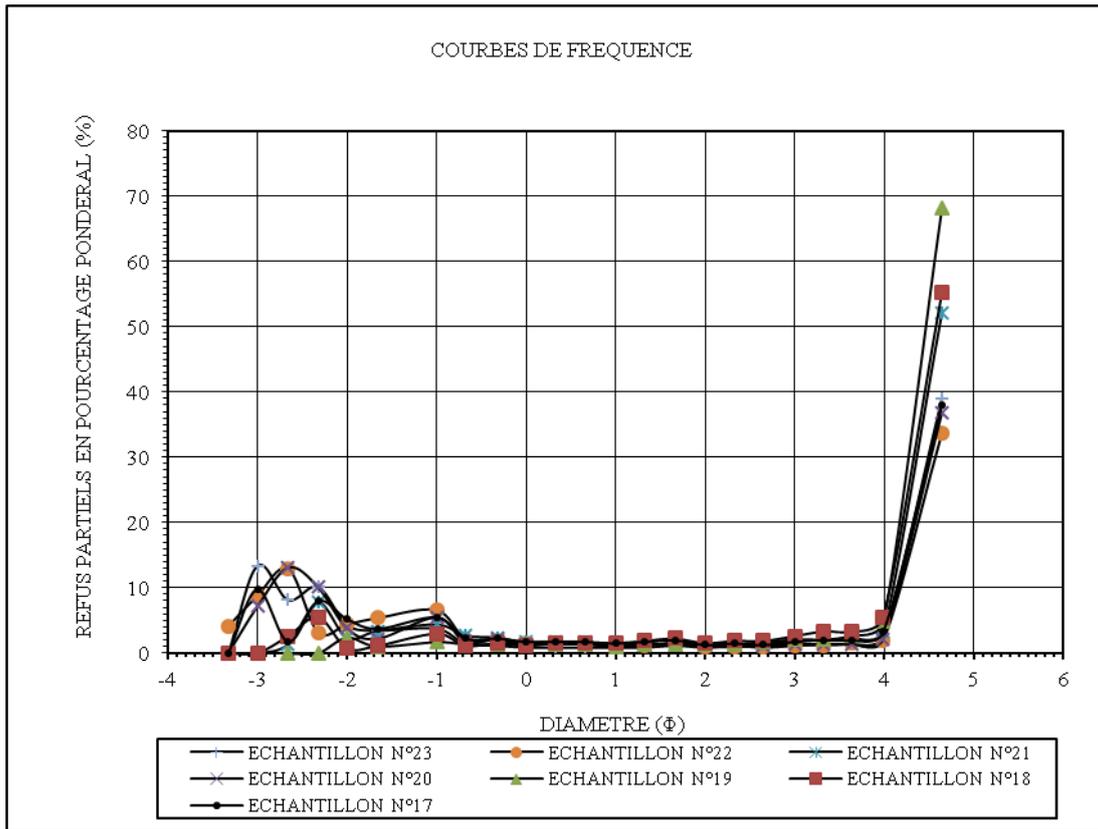
Annexe 11 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3)



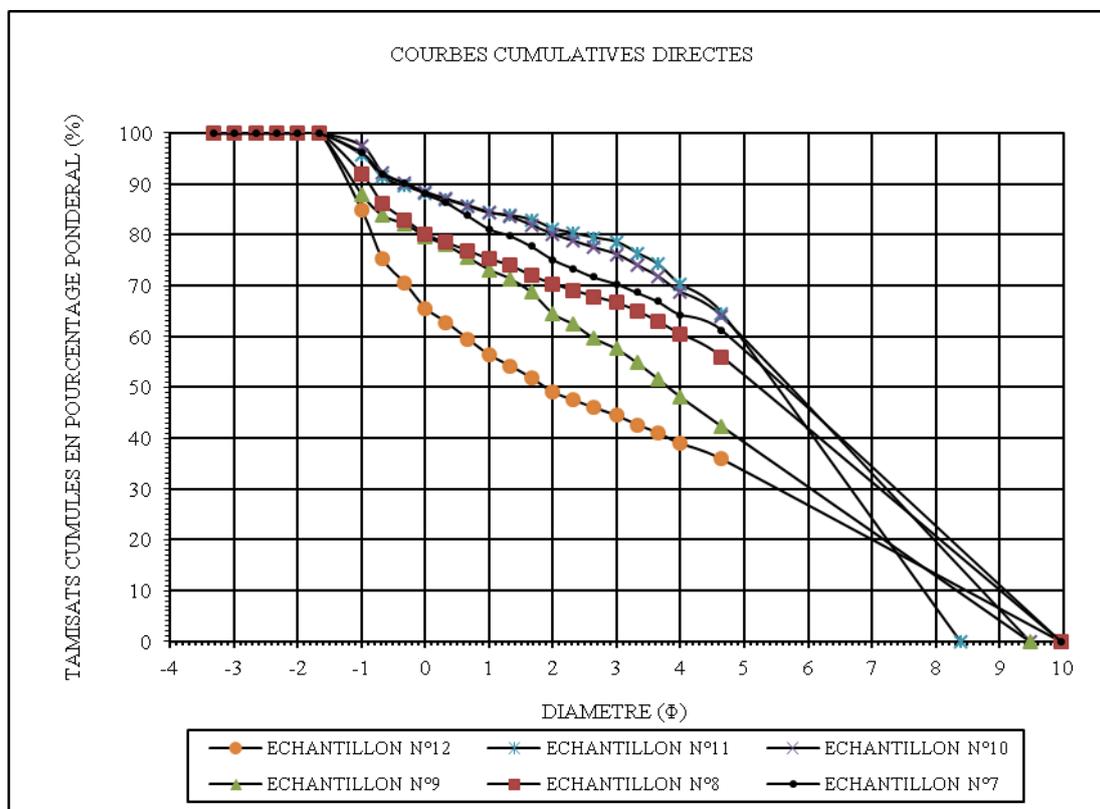
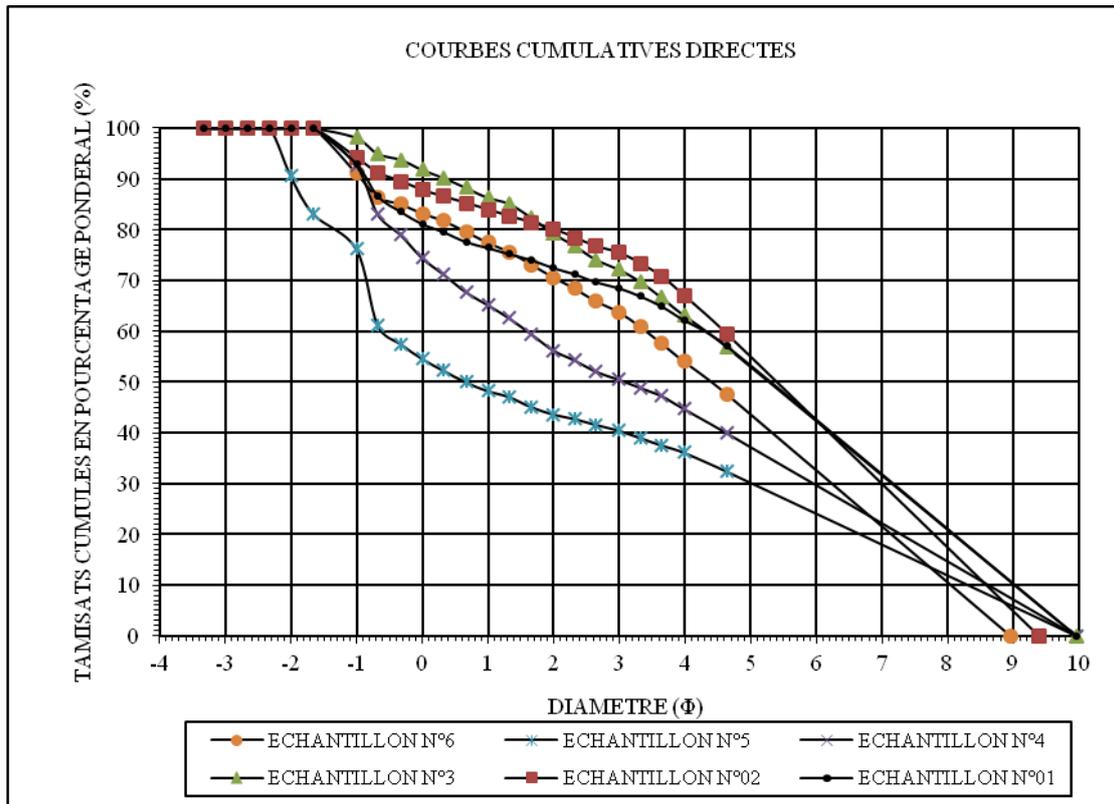


Annexe 12: Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 3)

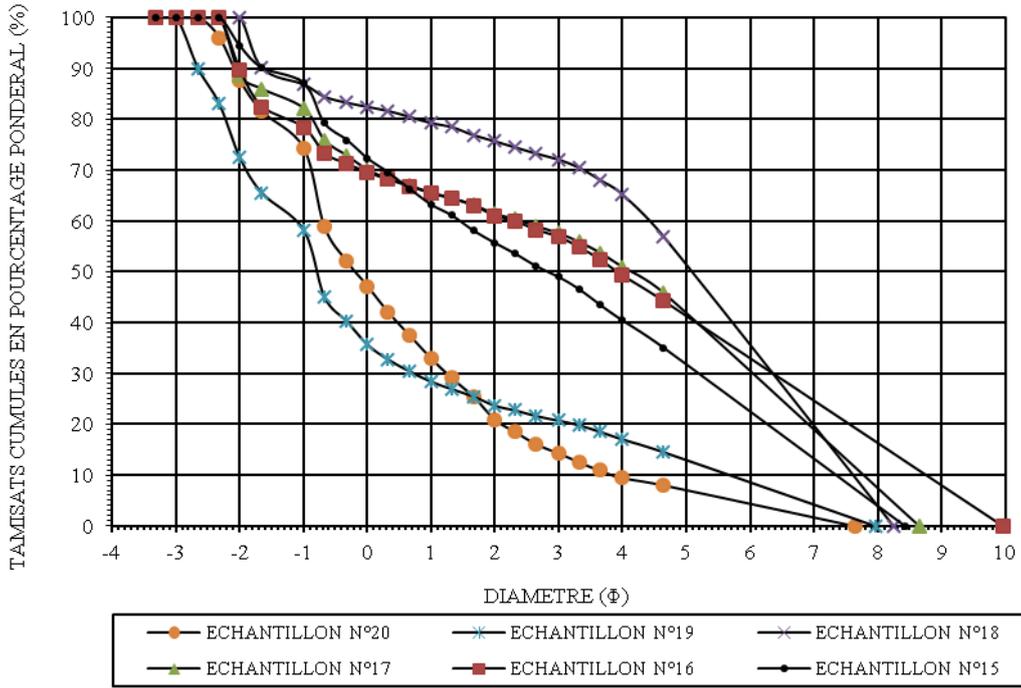




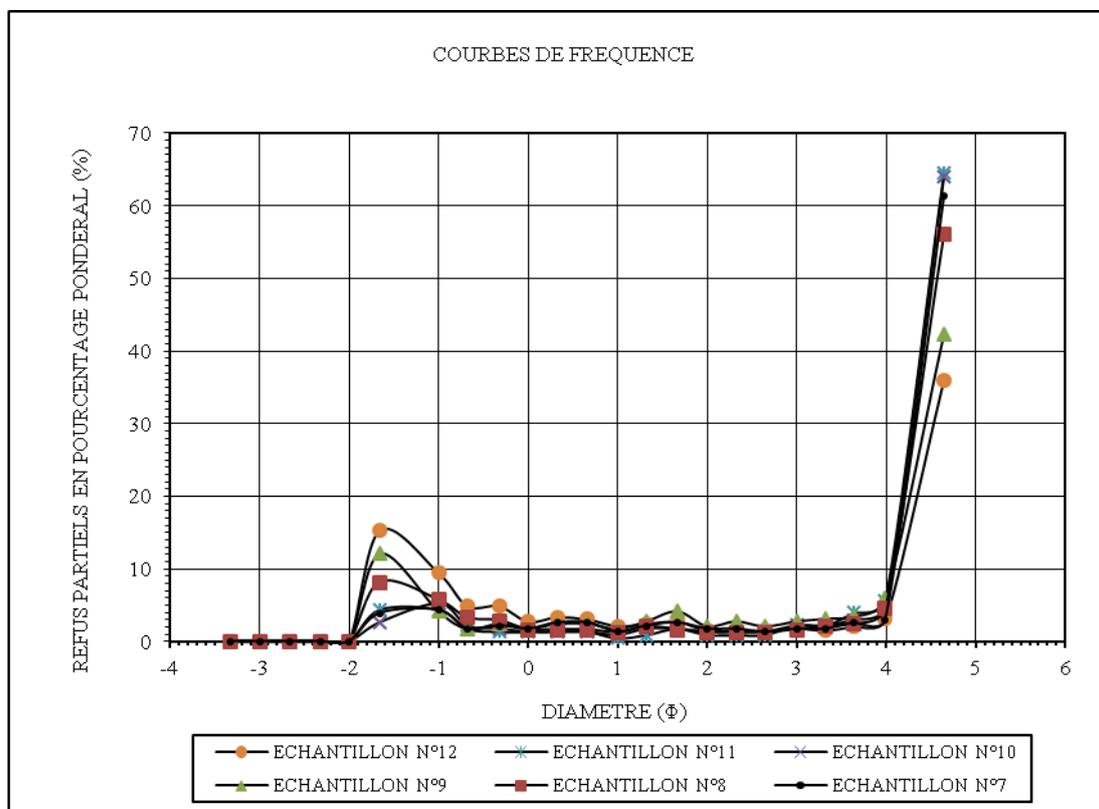
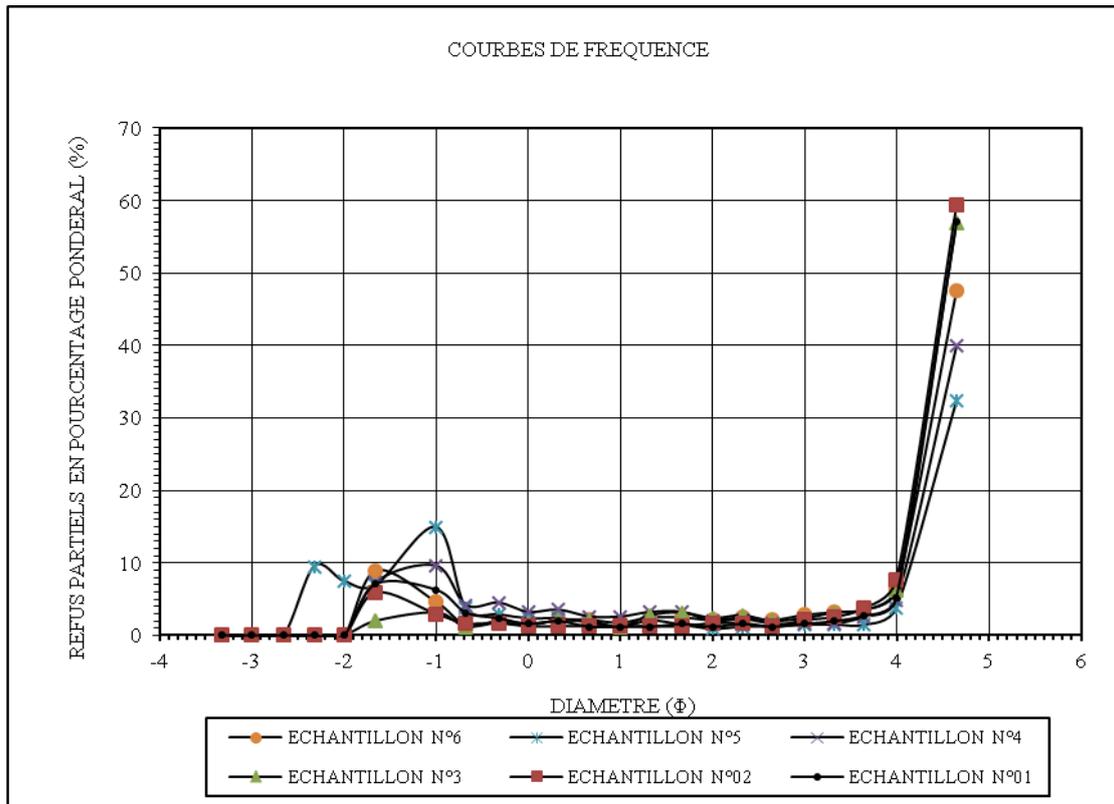
Annexe13 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 4)



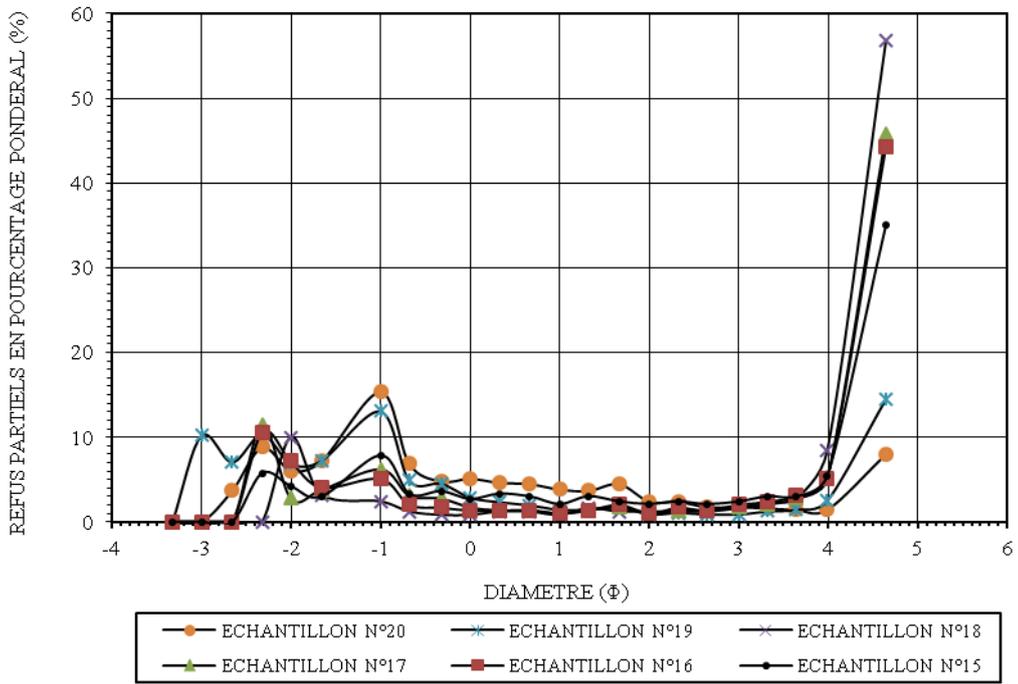
COURBES CUMULATIVES DIRECTES



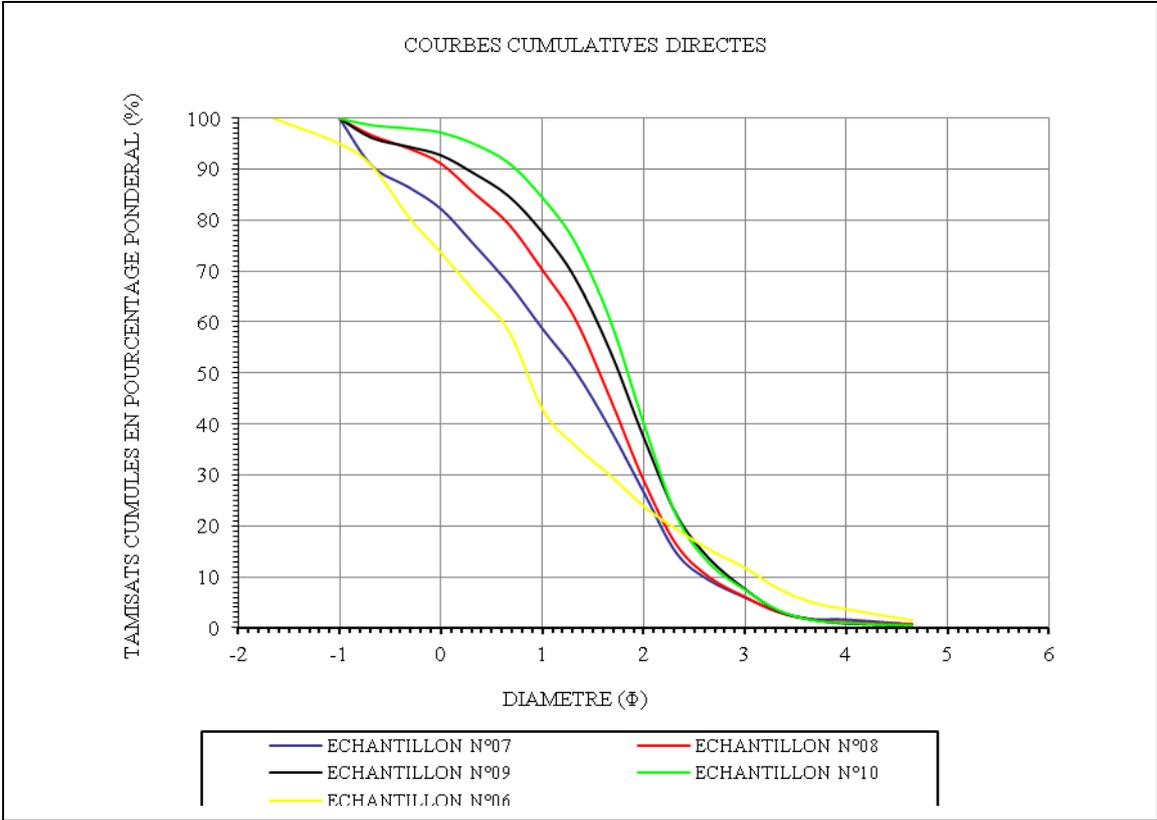
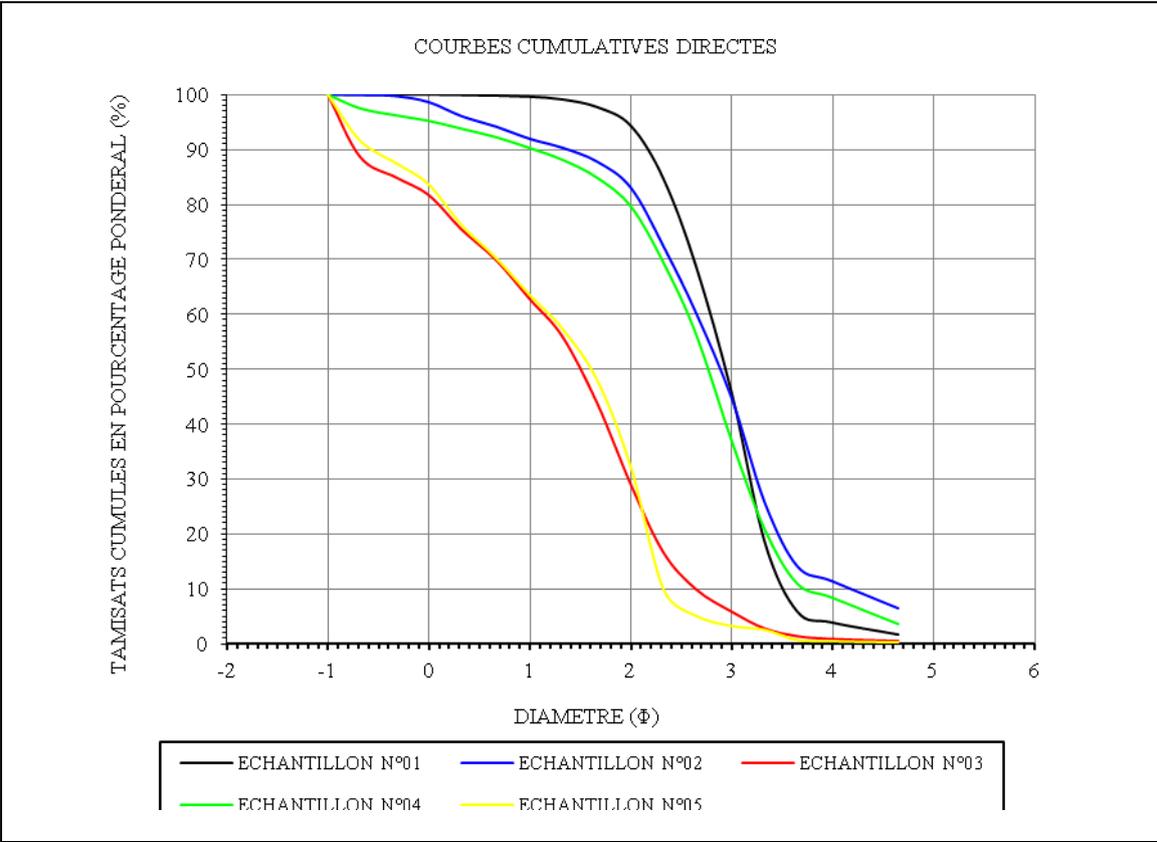
Annexe14 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie centrale du fossé d'effondrement de Tébessa (coupe n° 4)

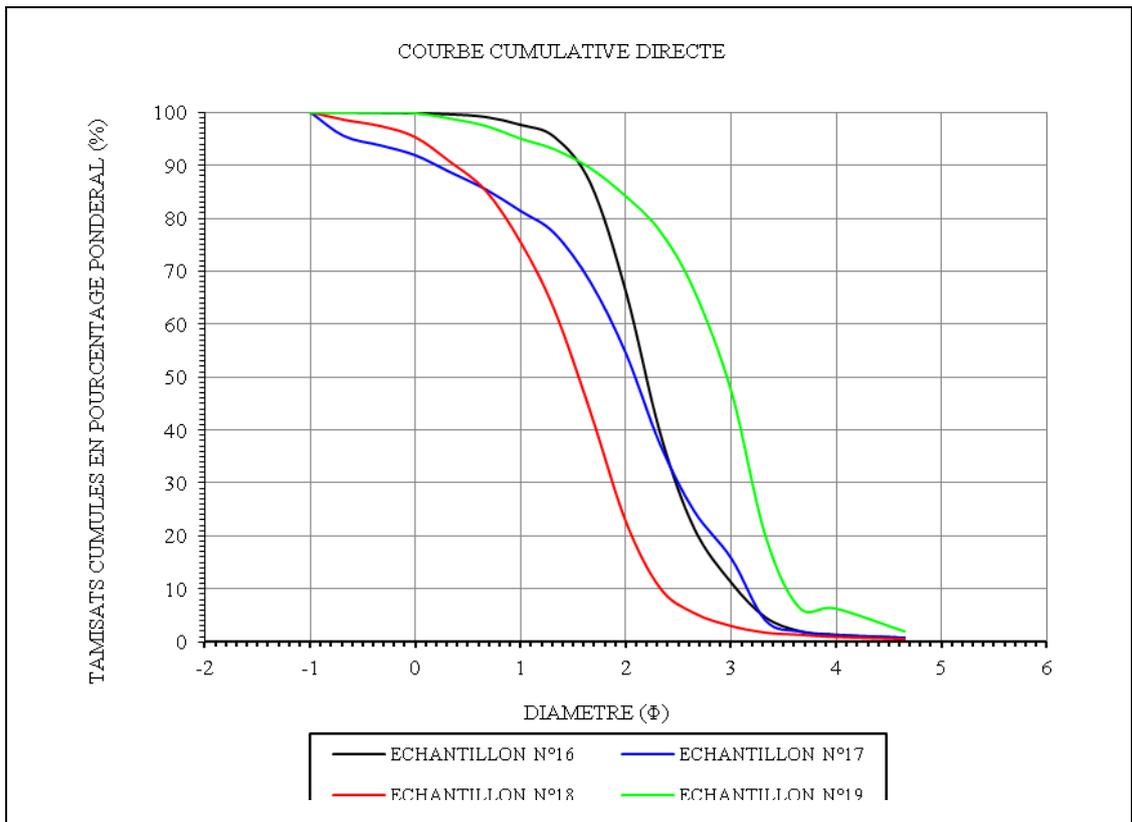
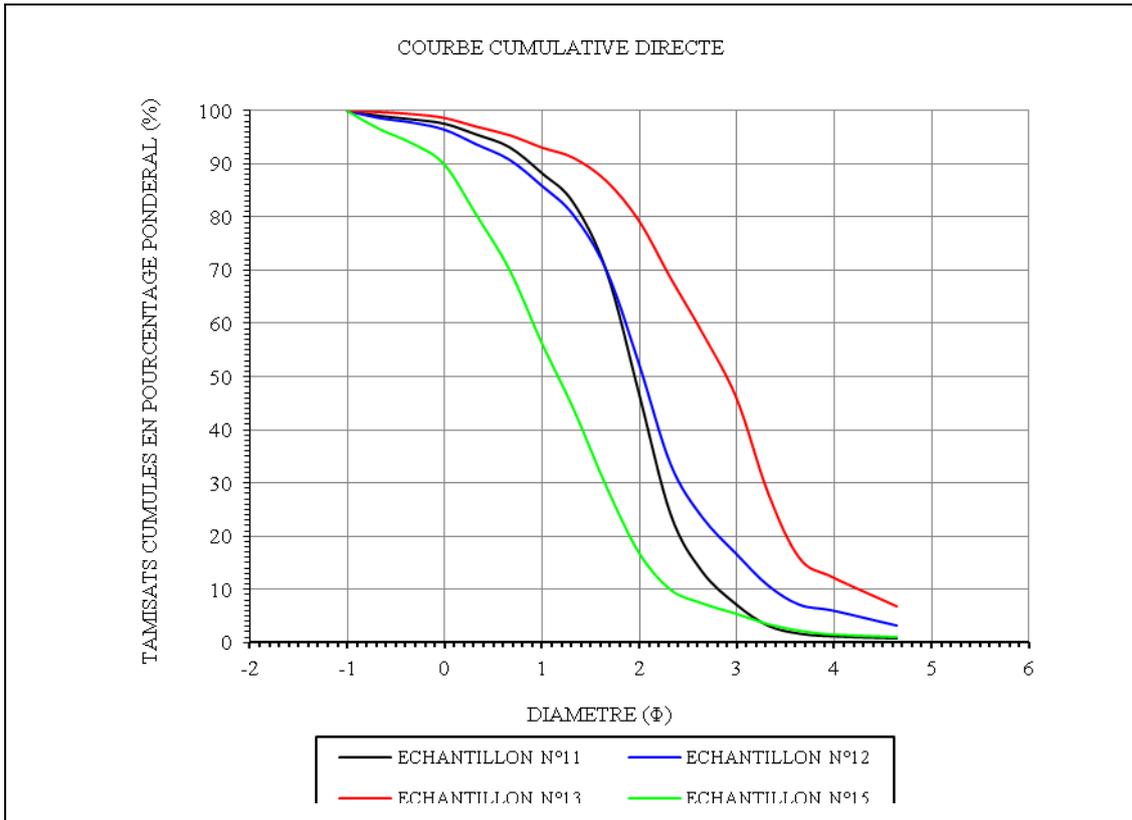


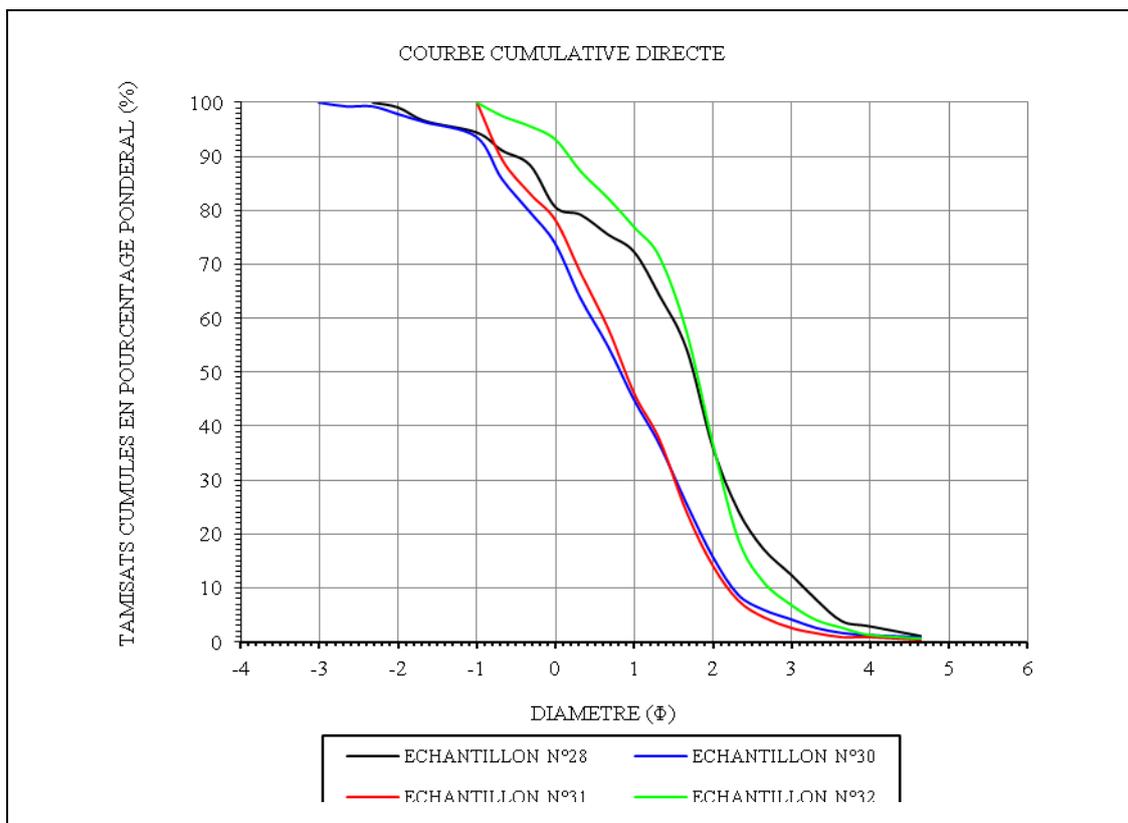
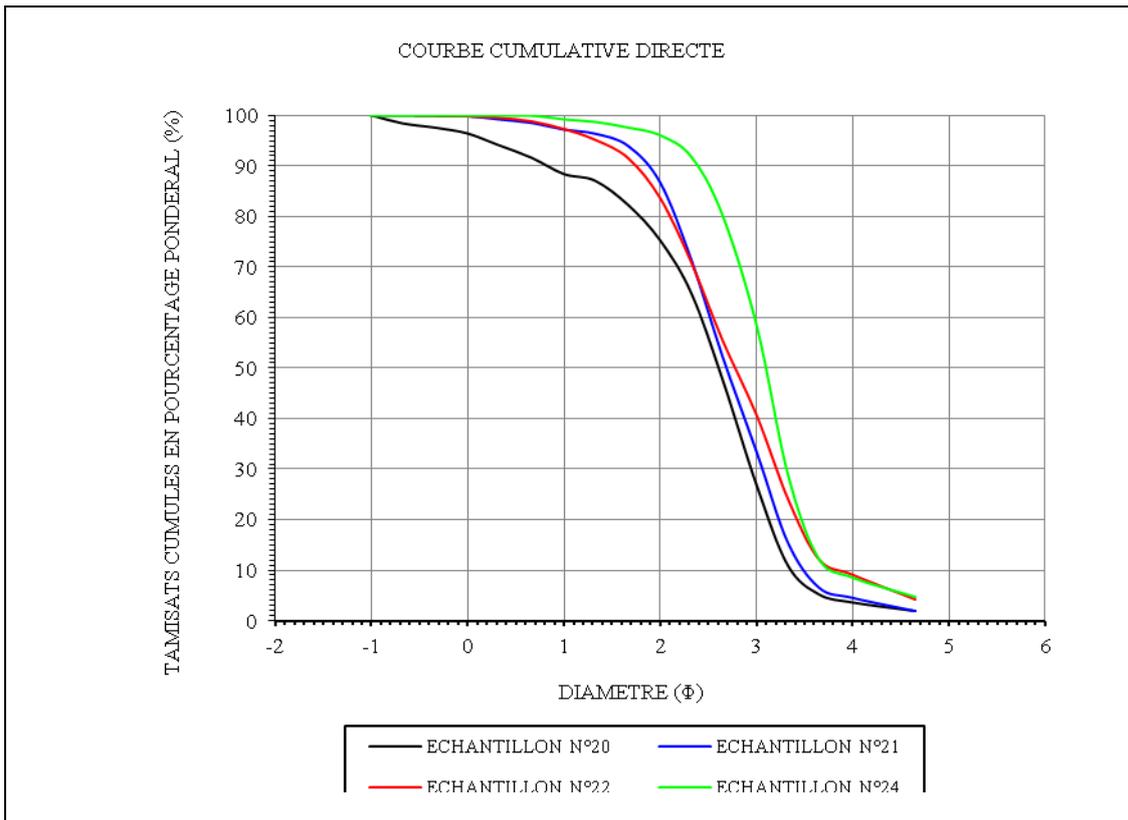
COURBES DE FREQUENCE

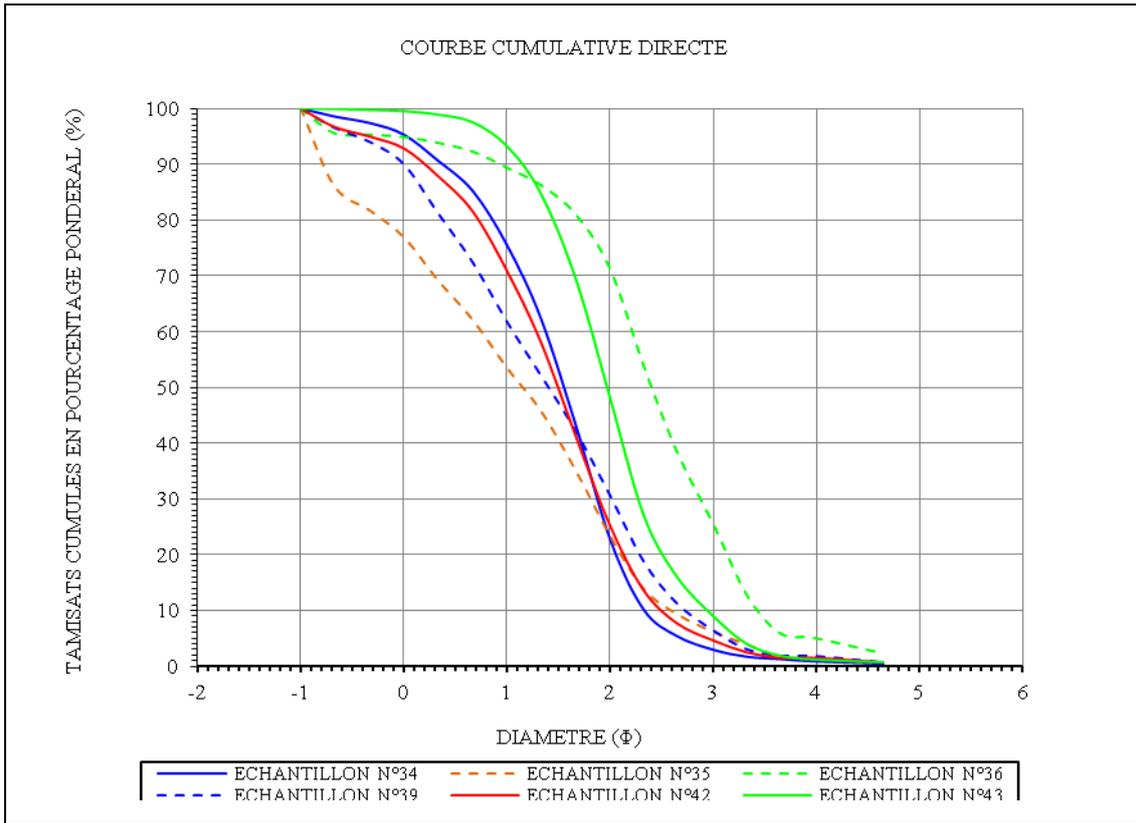


Annexe15 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie septentrionale du fossé d’effondrement de Tébessa (Koudiat er Ribat)

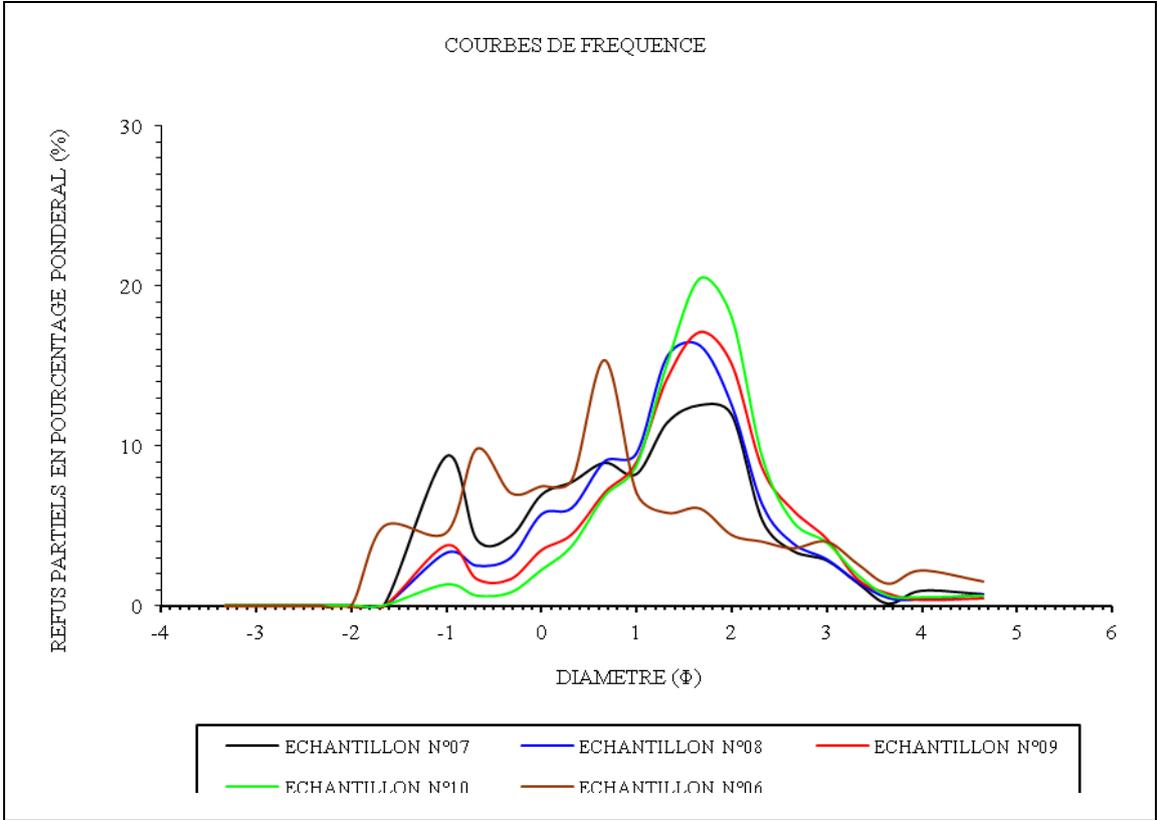
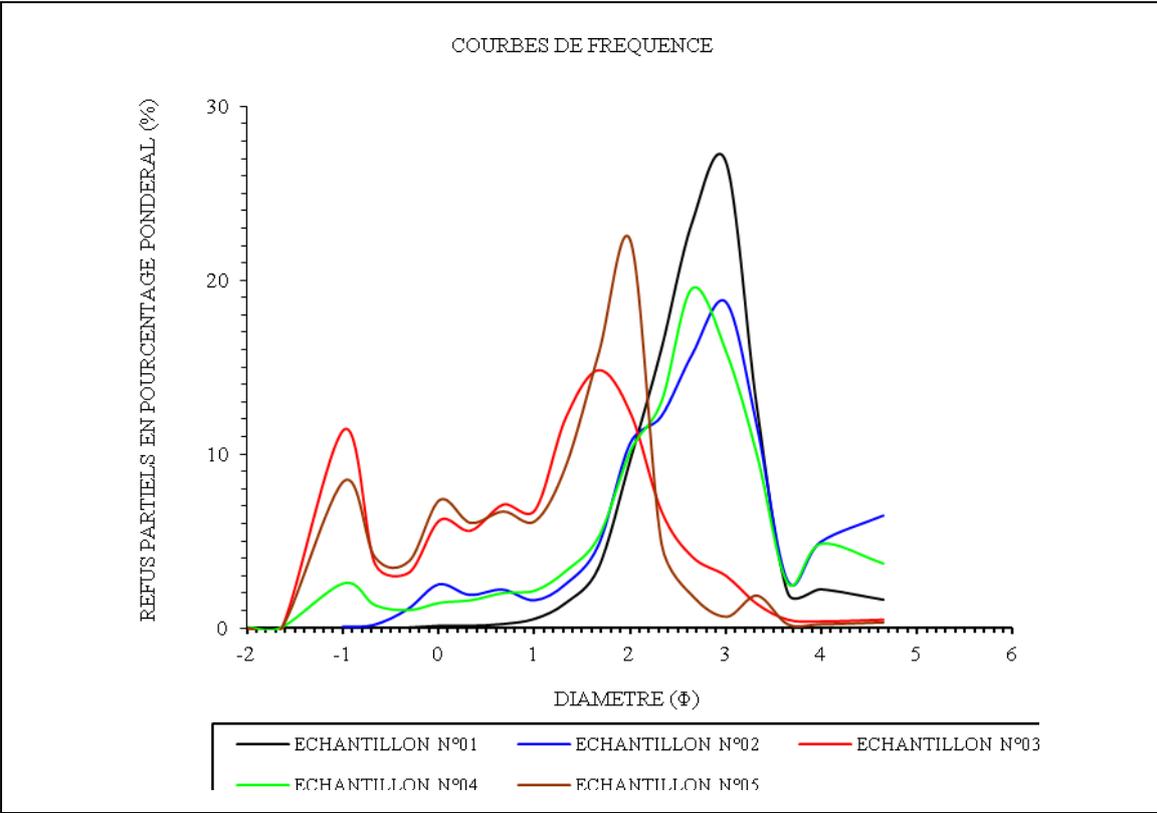


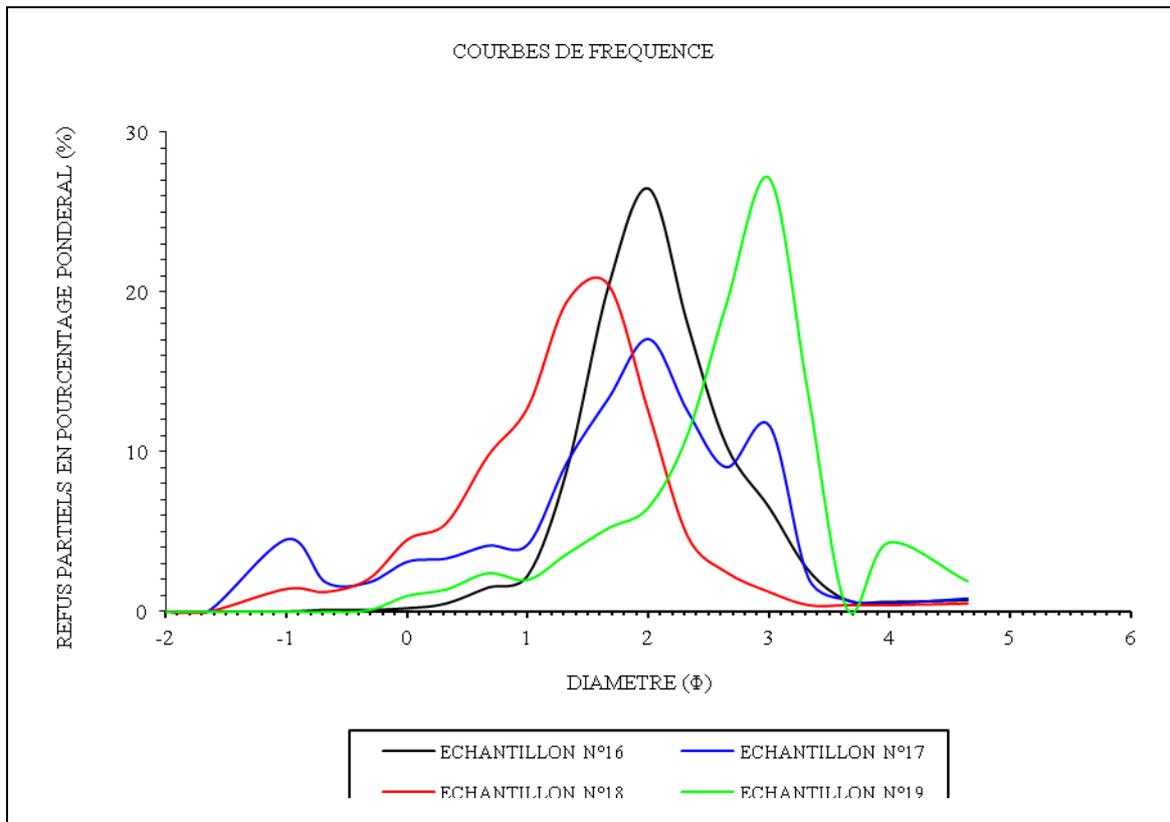
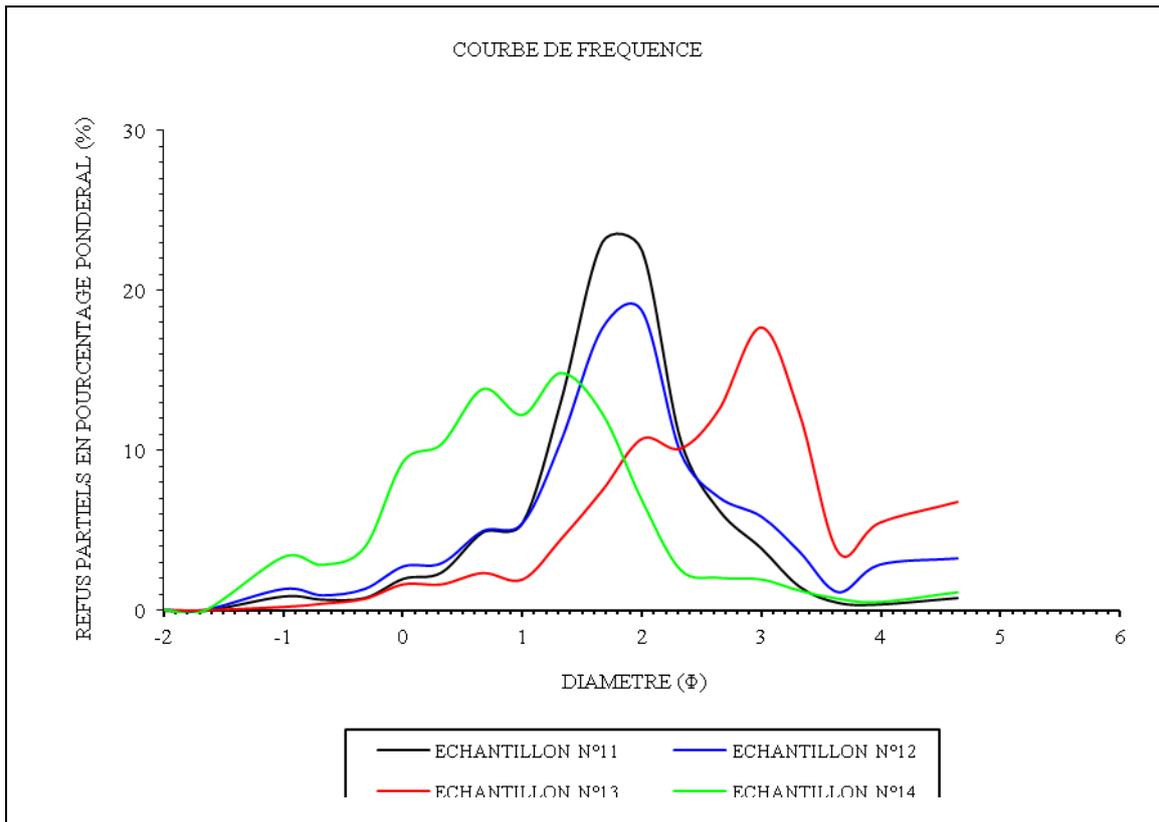


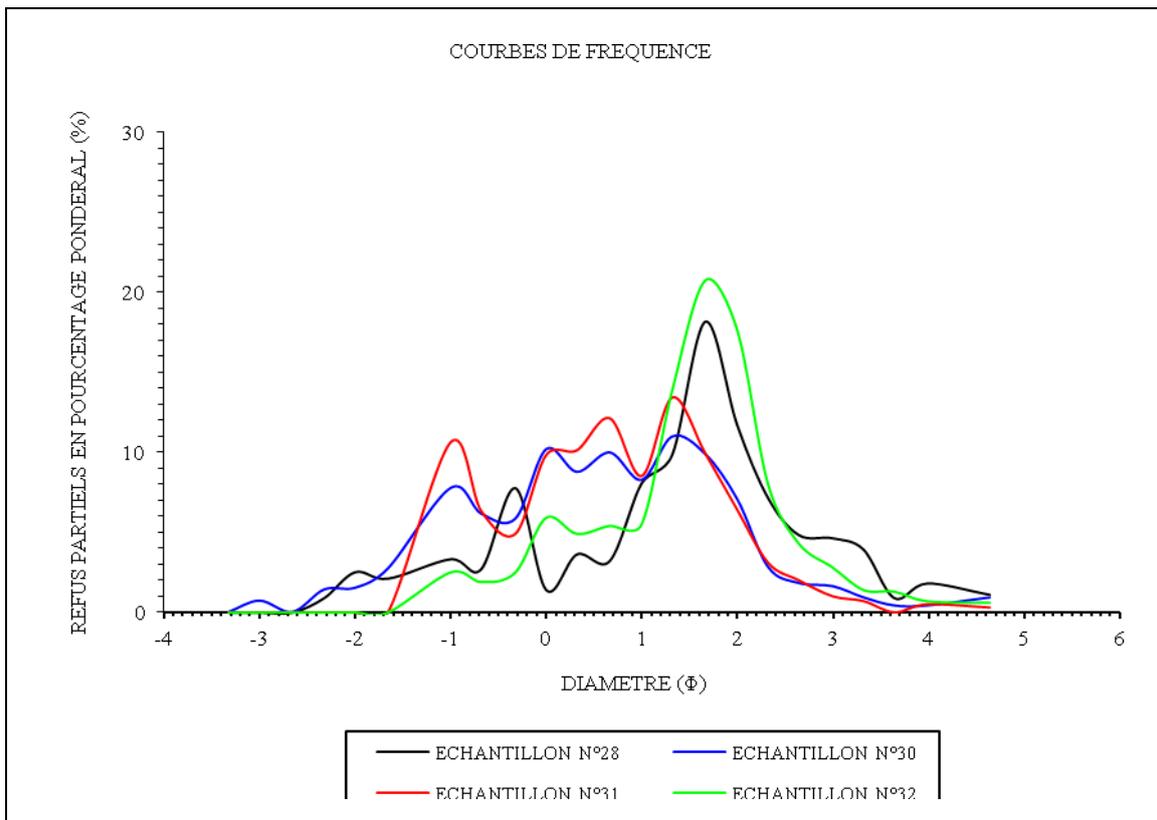
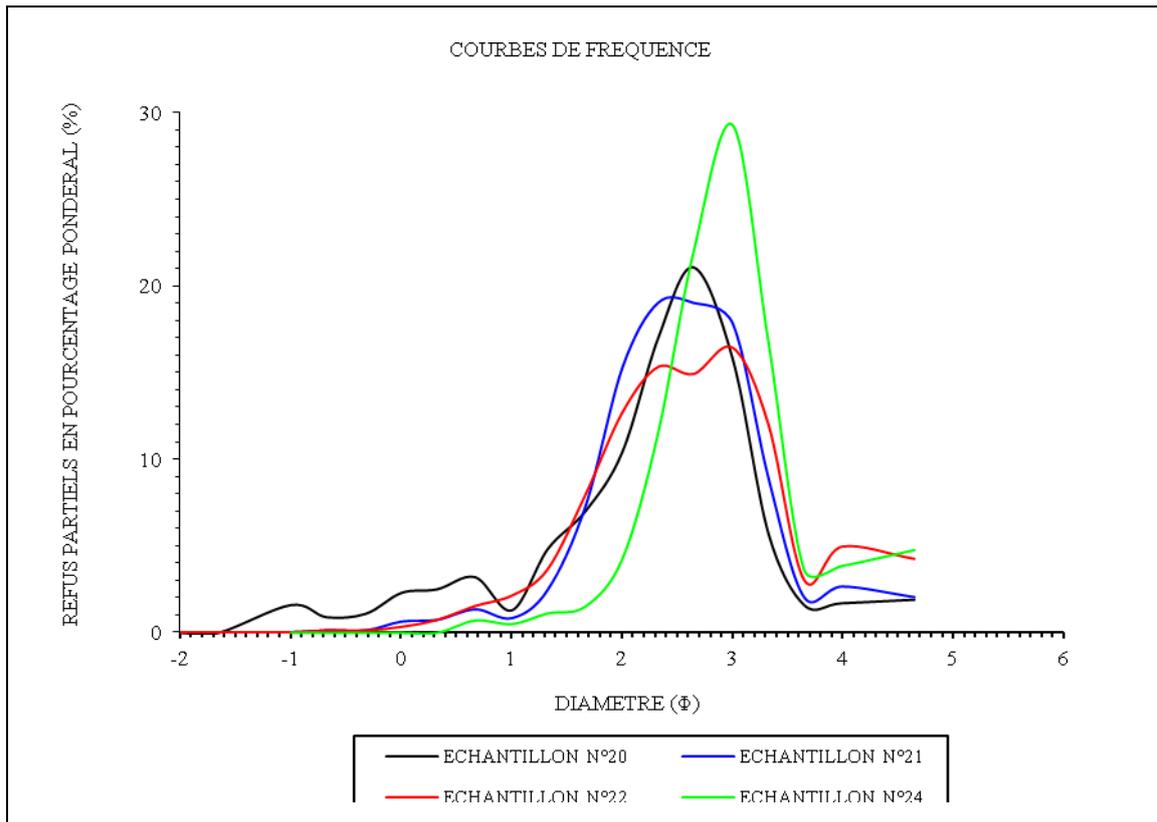


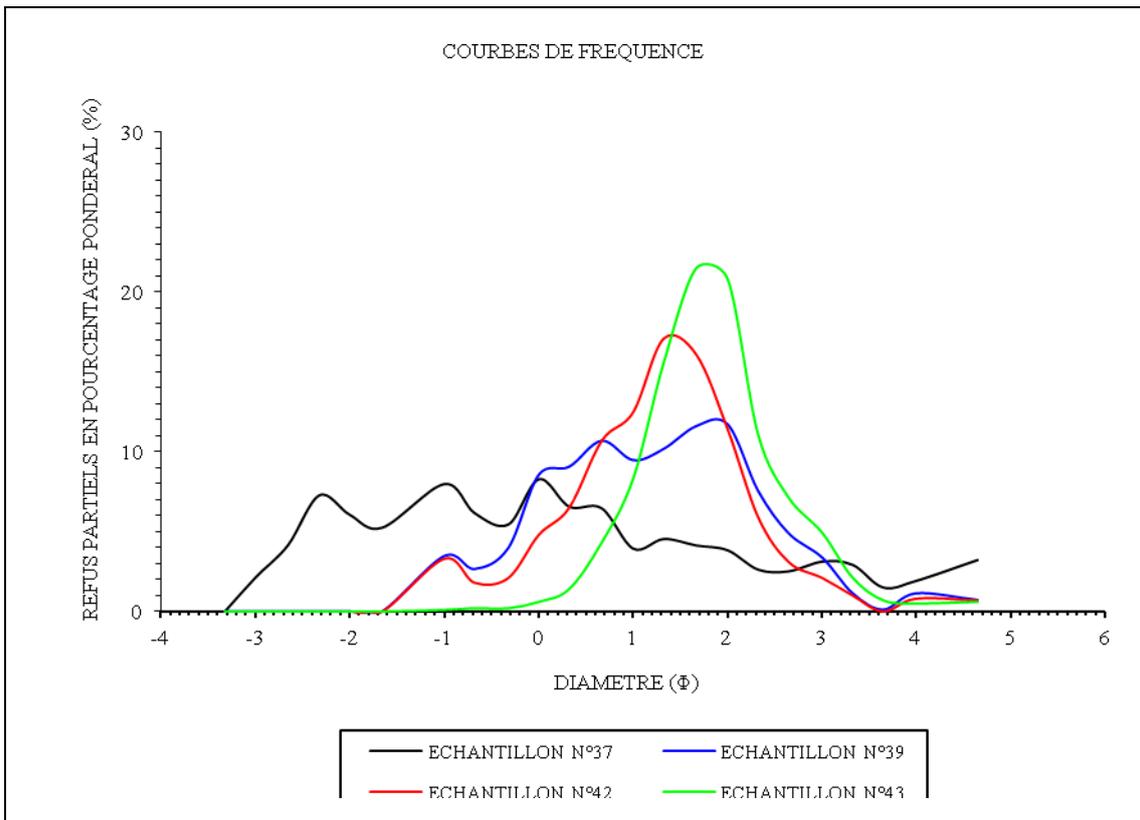
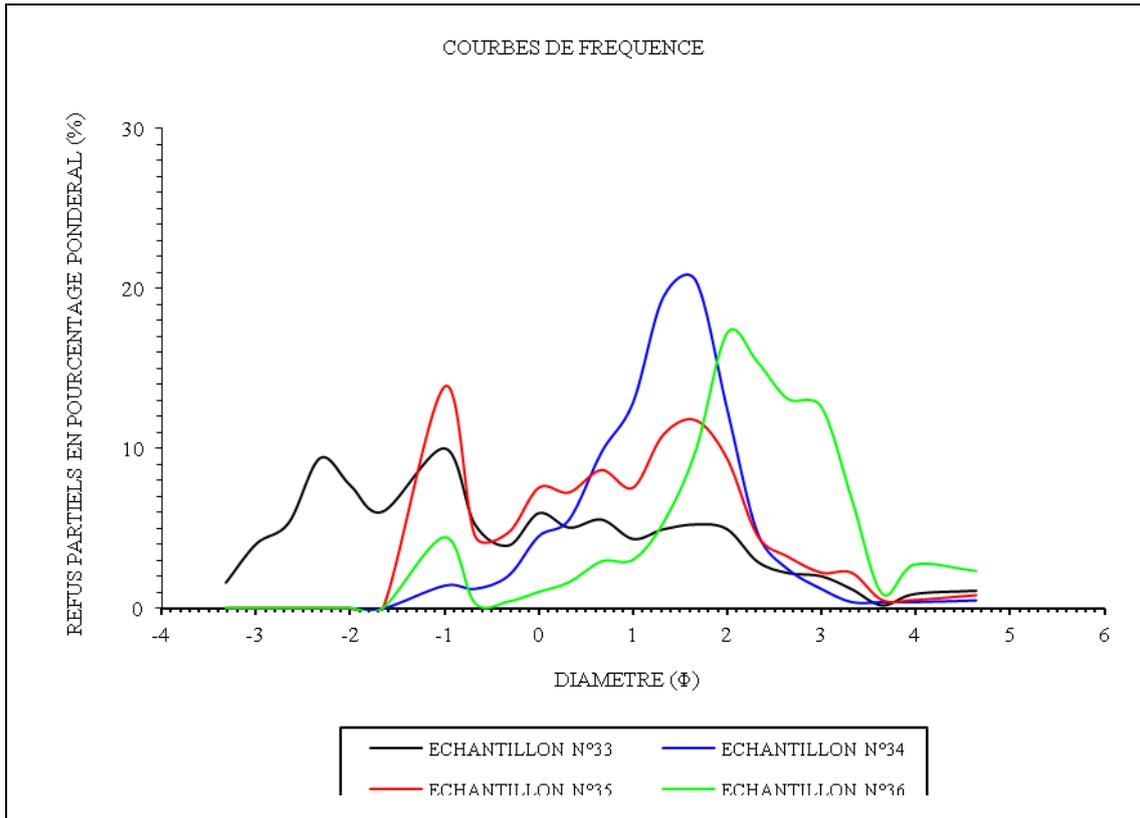


Annexe 16 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie septentrionale du fossé d’effondrement de Tébessa (Koudiat er Ribat)

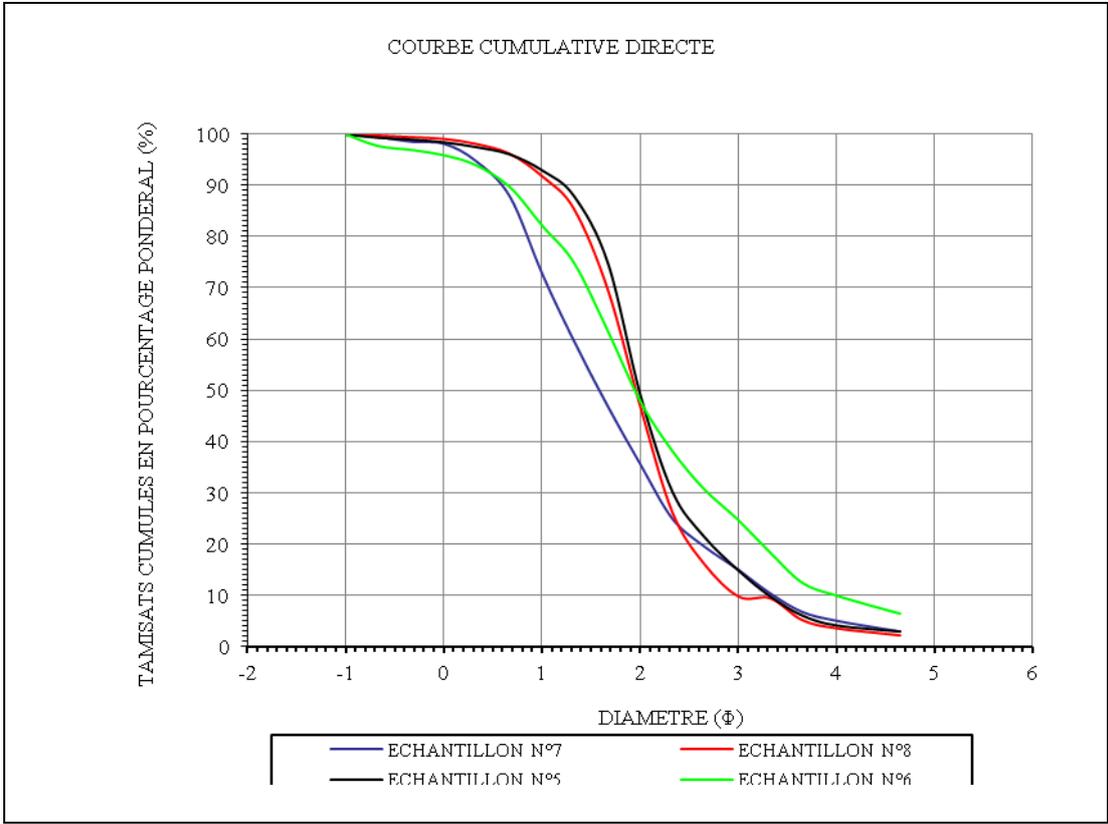
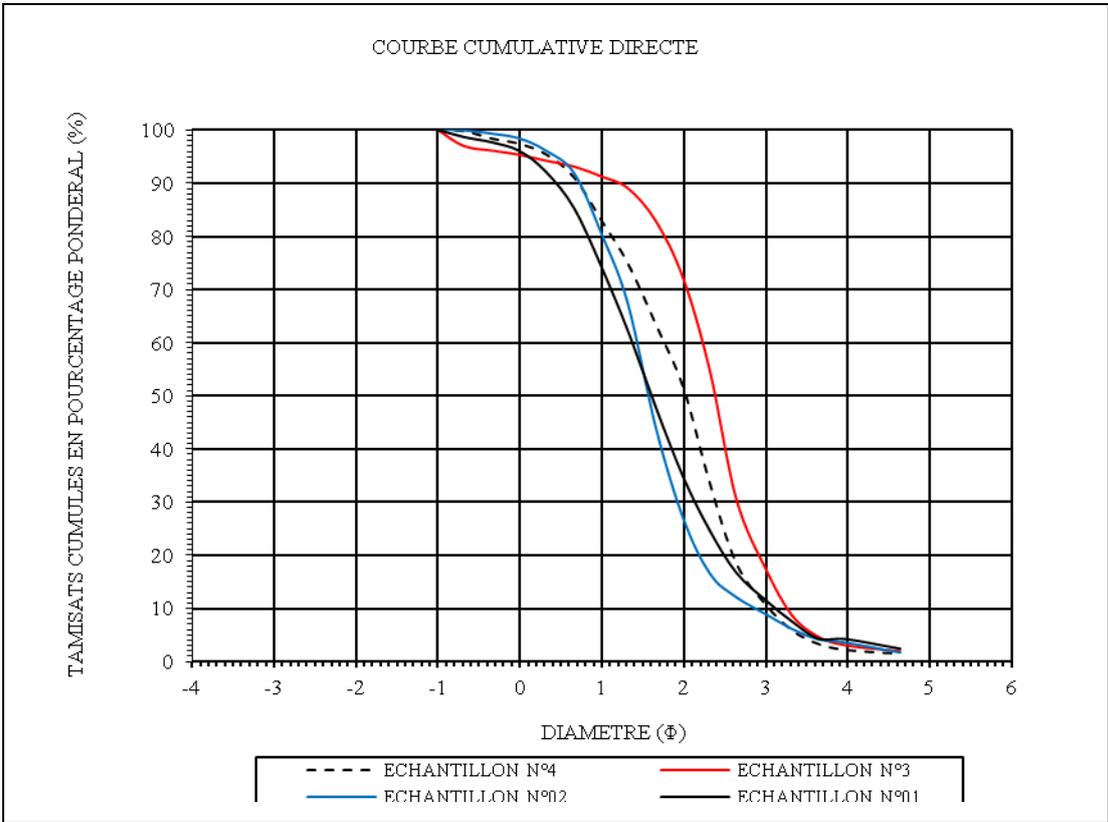




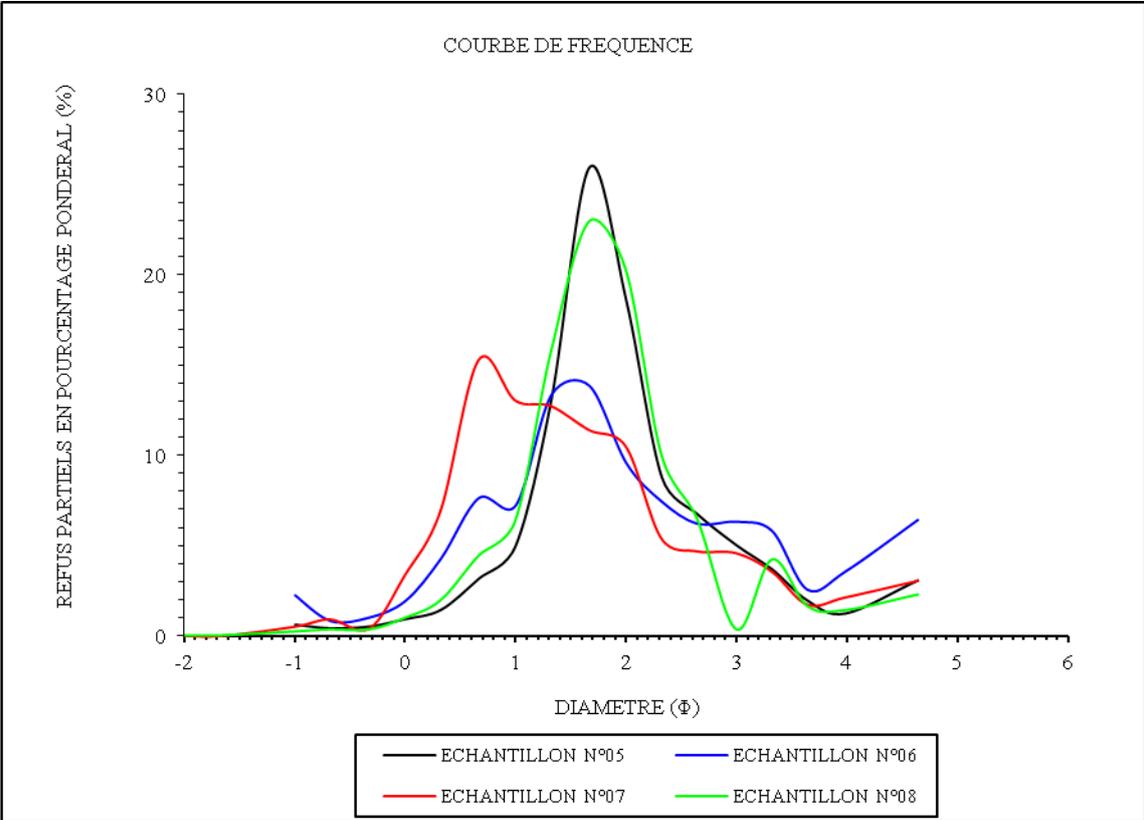
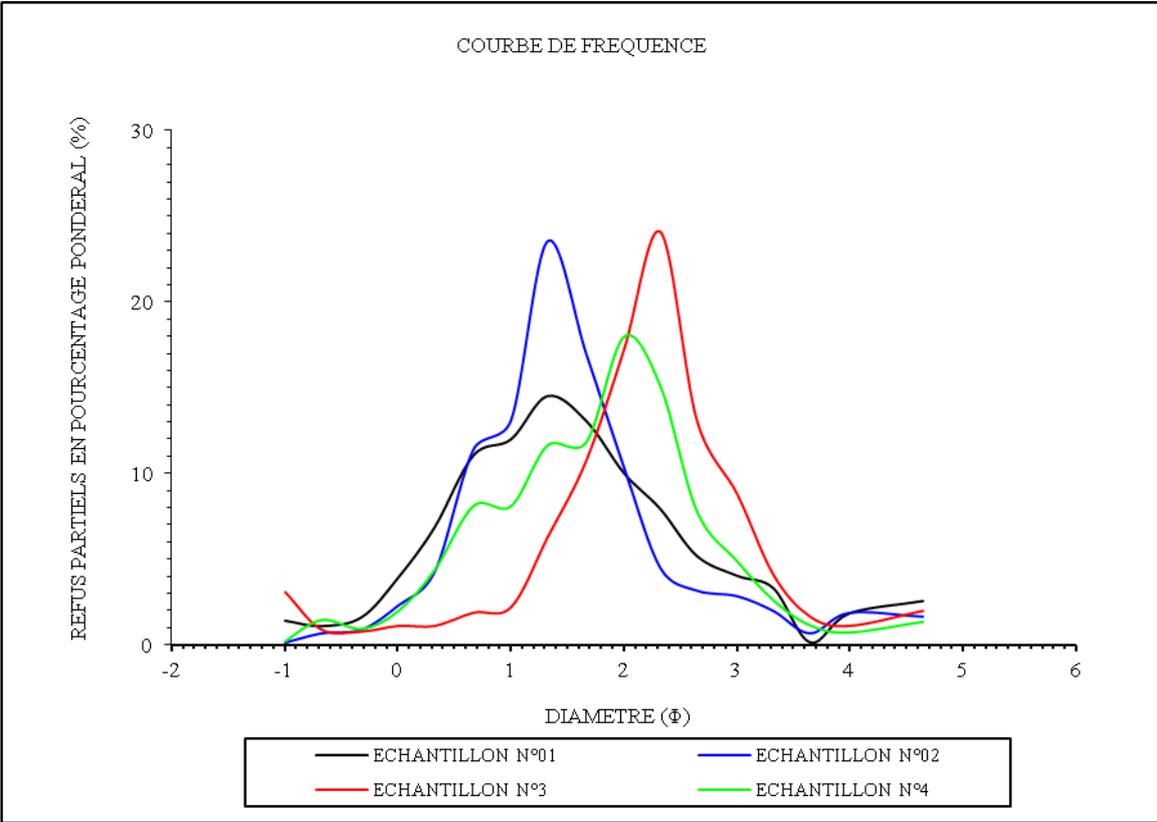




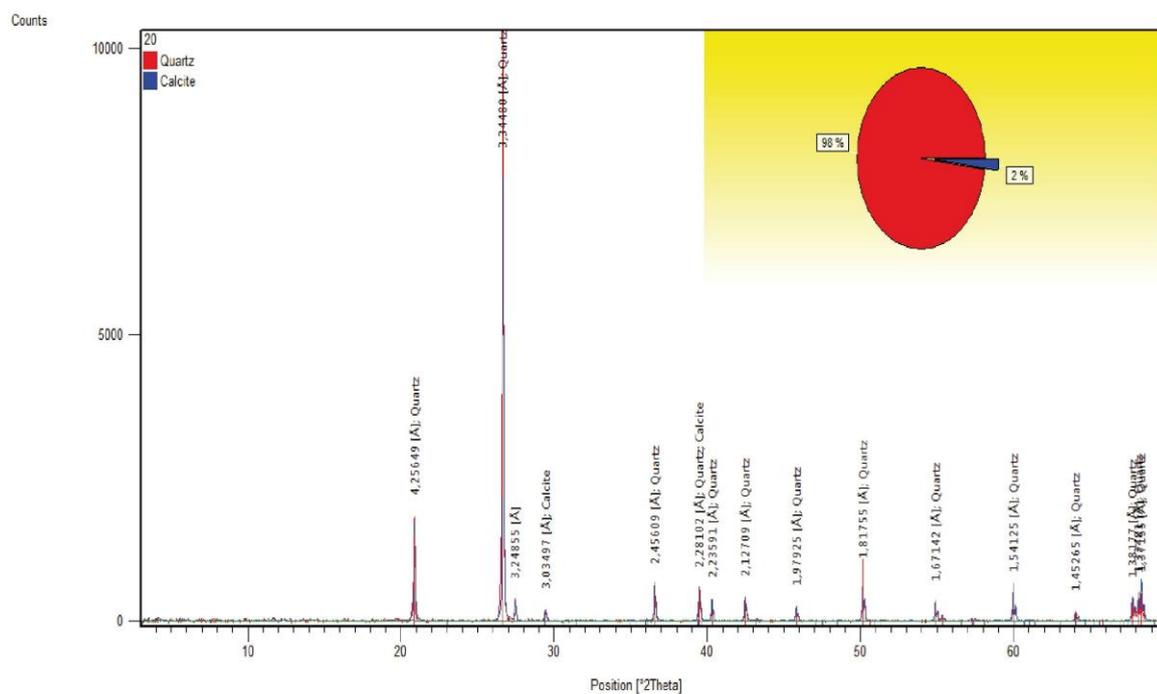
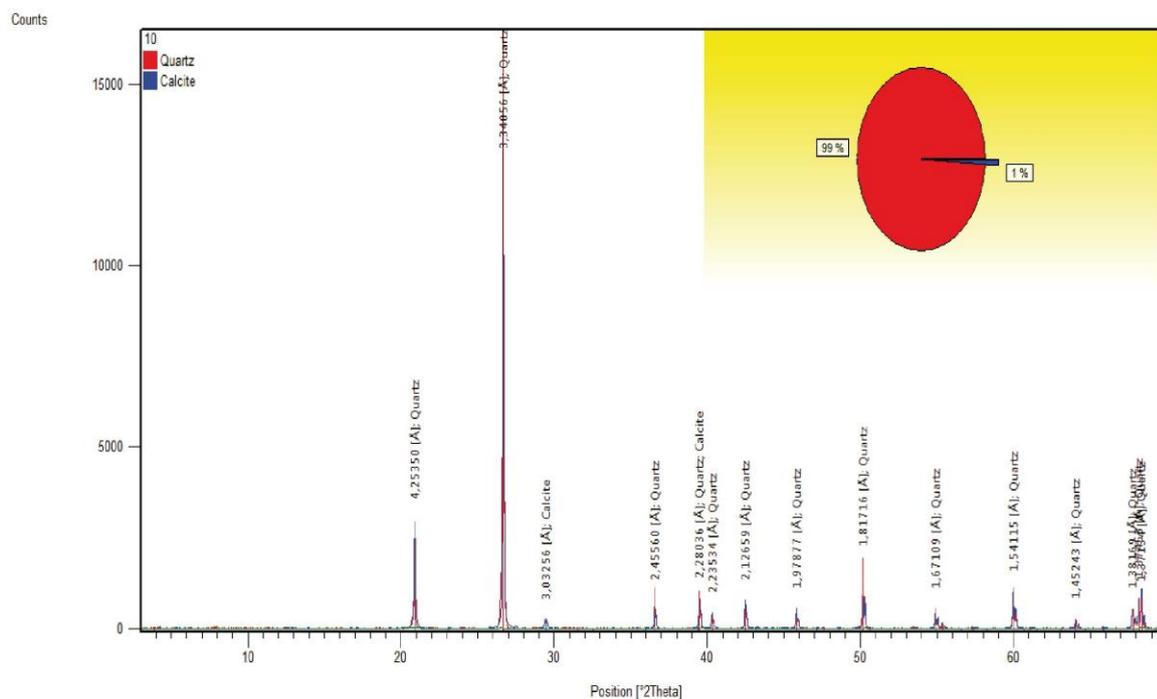
Annexe 17 : Courbes granulométriques des échantillons de la partie septentrionale du fossé d'effondrement de Tébessa (Koudiat el Agab)



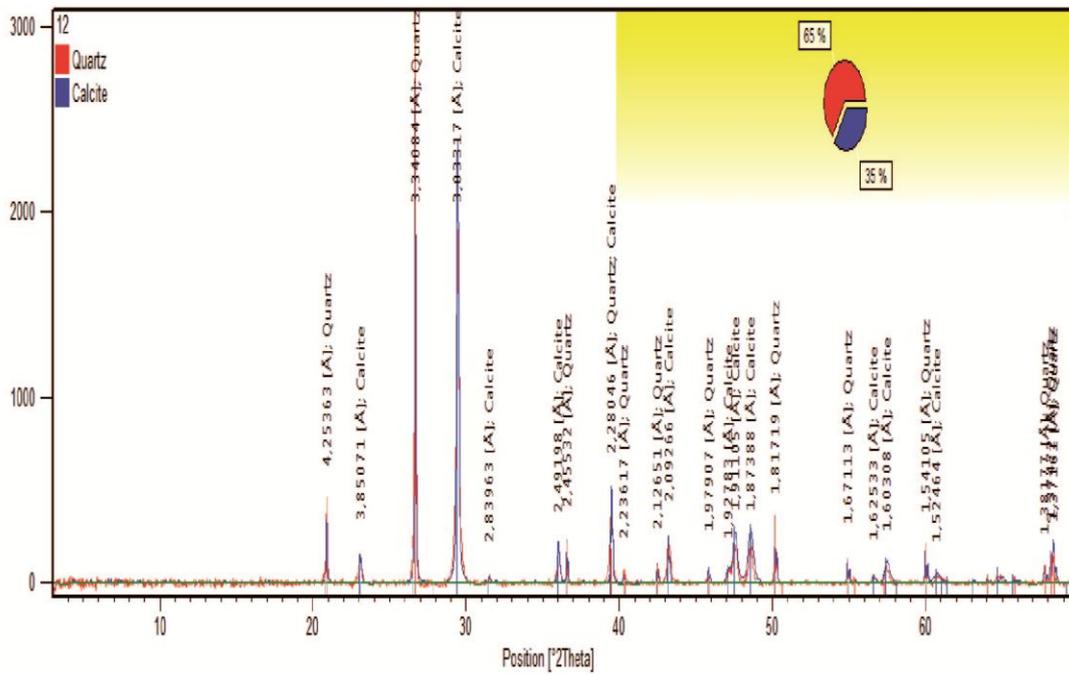
Annexe 18 : Courbes fréquentielles des échantillons de la partie septentrionale du fossé d’effondrement de Tébéssa (Koudiat el Agab)



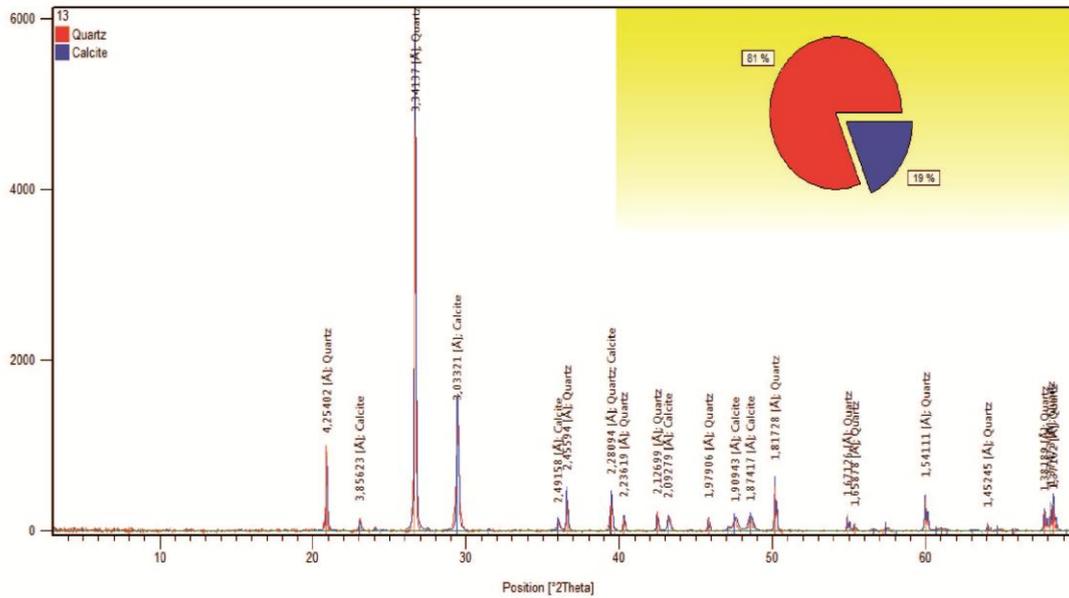
Annexe 19 : Diffractogrammes des sédiments en poudre du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords

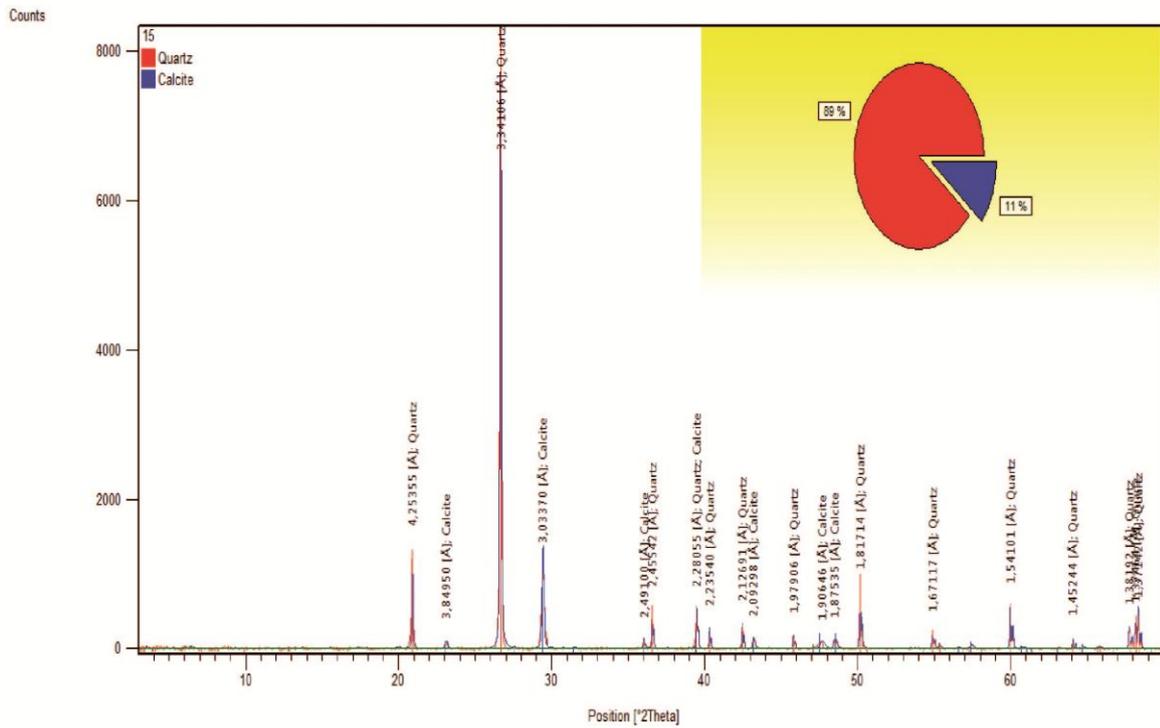
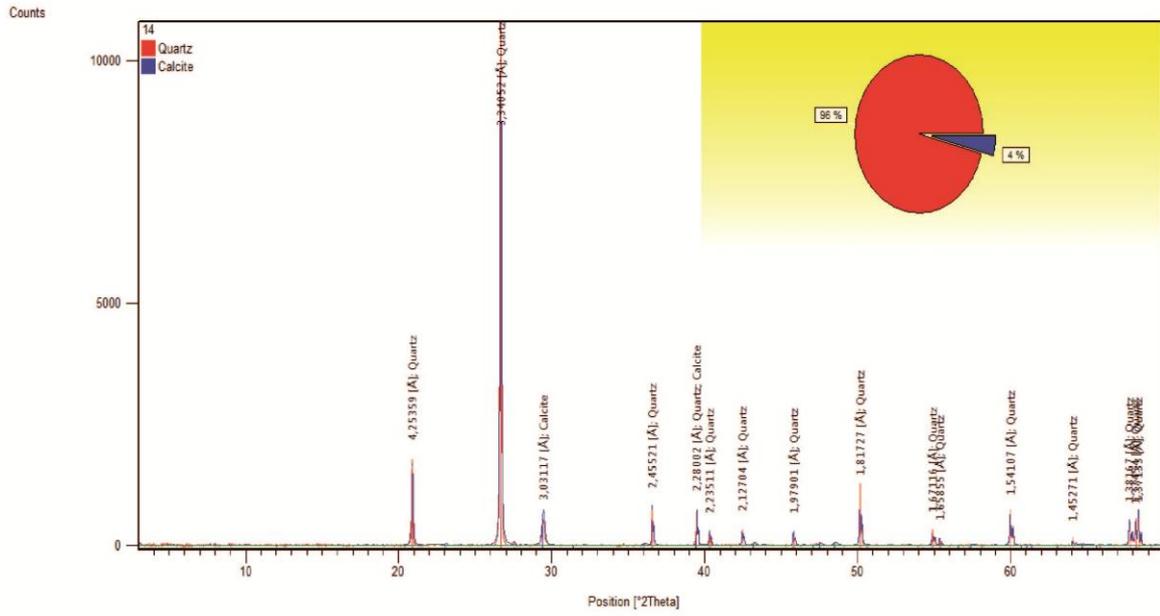


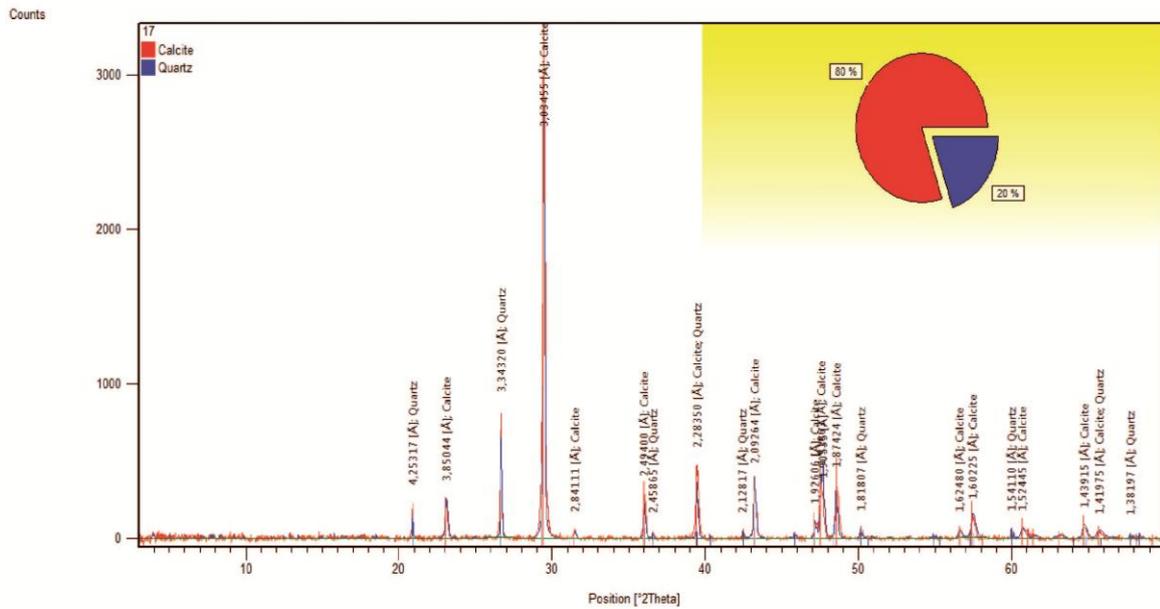
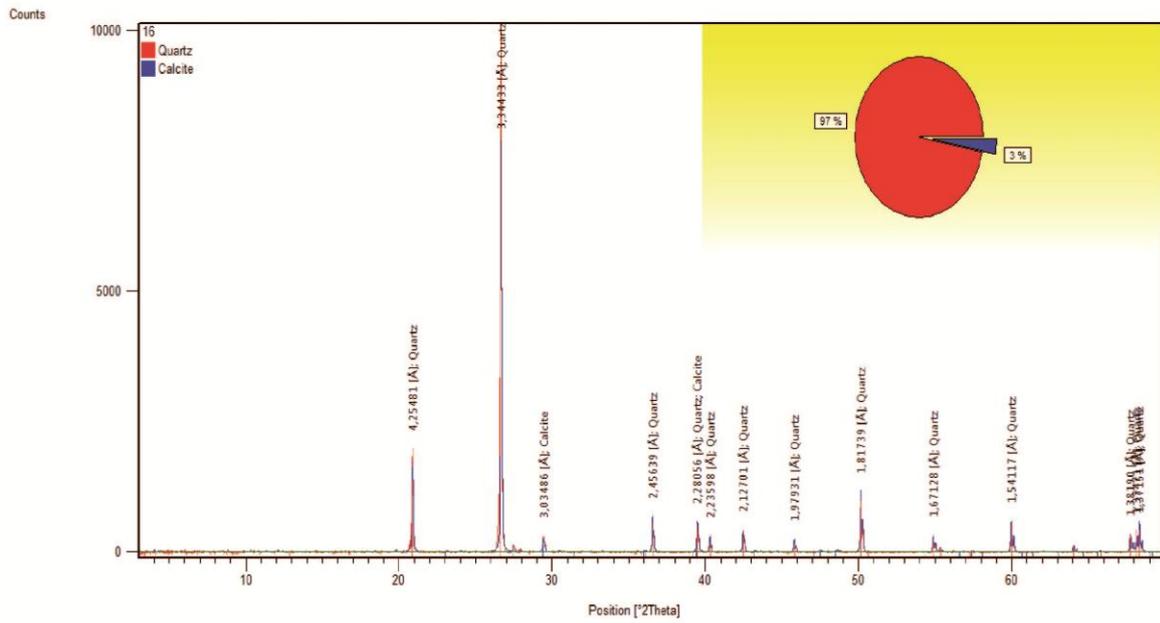
Counts

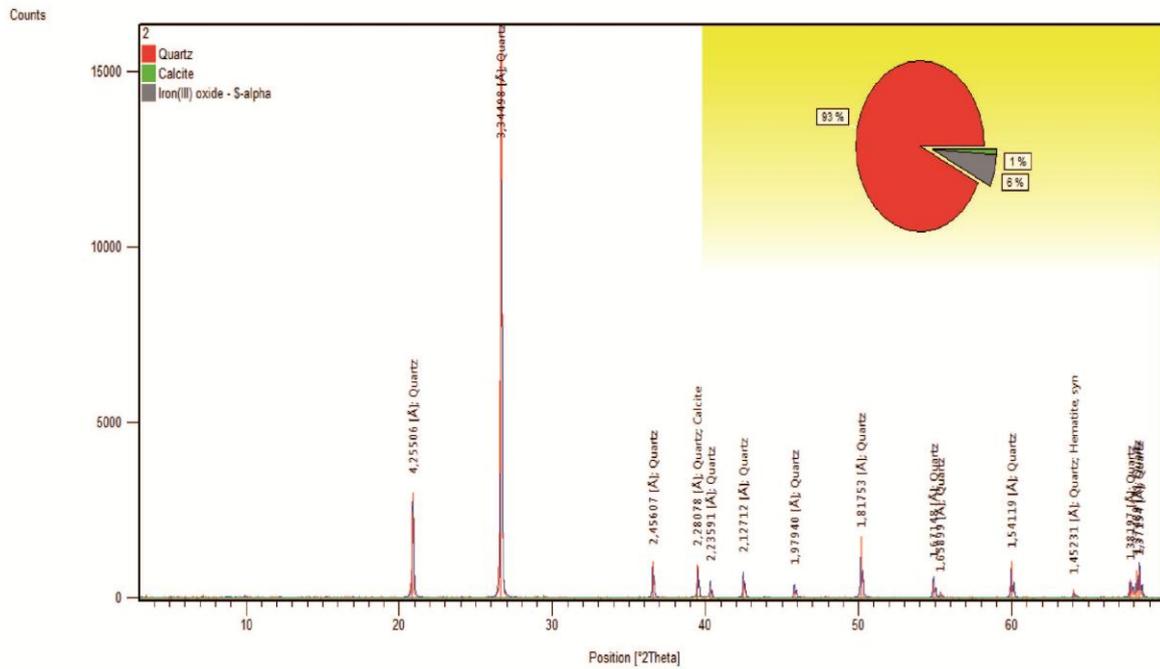
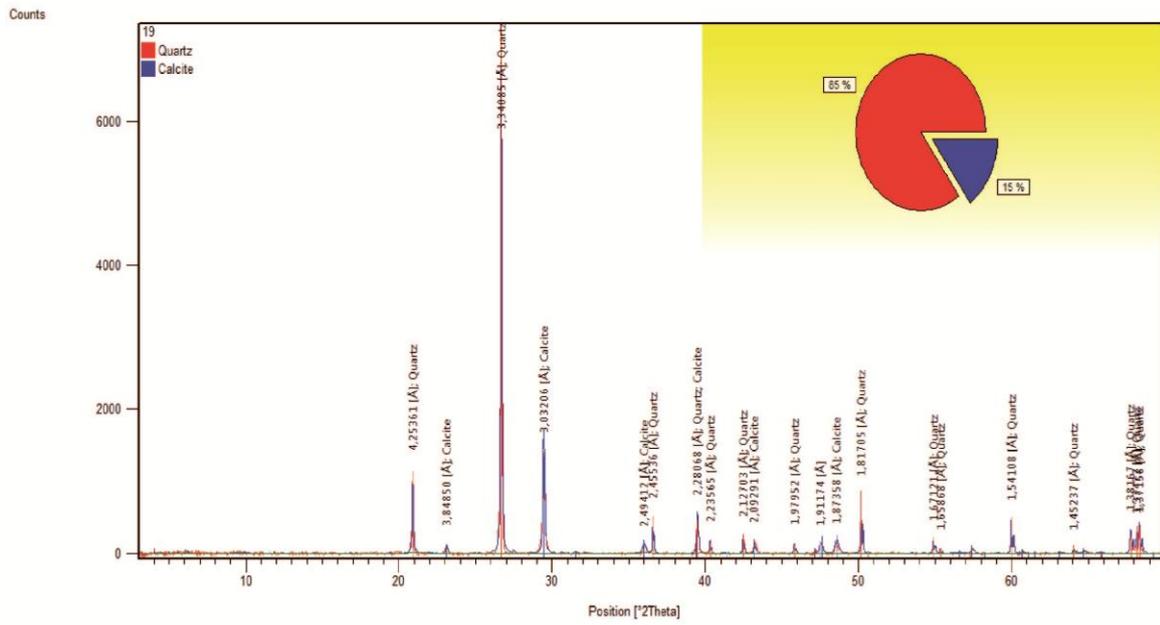


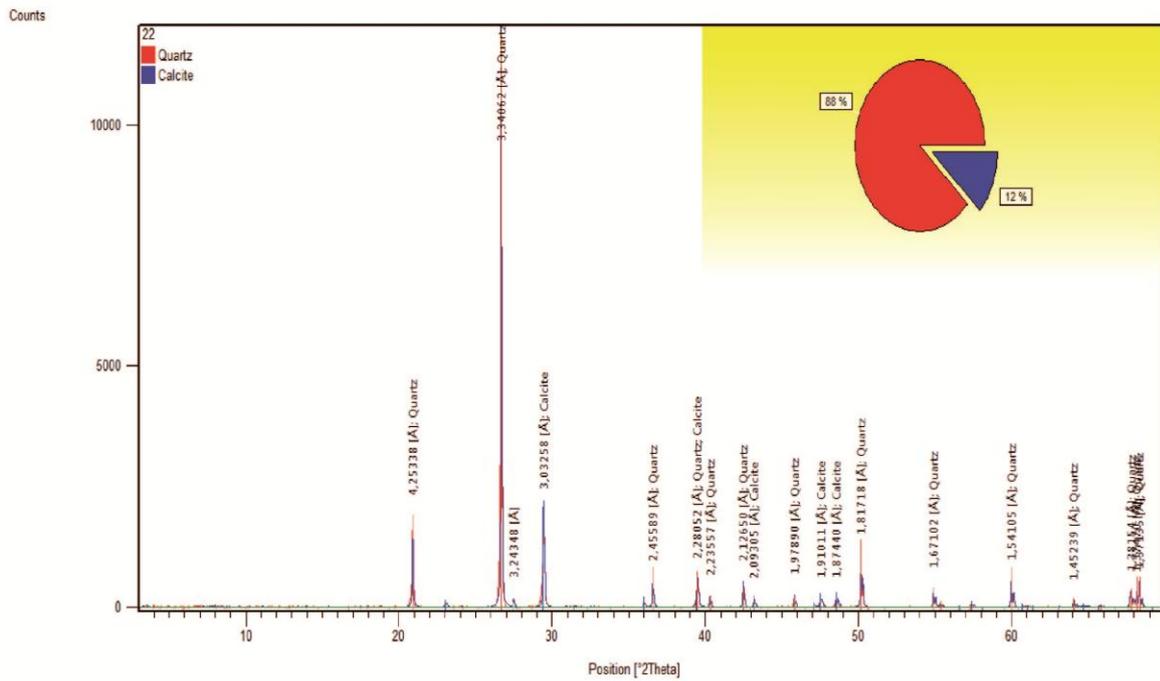
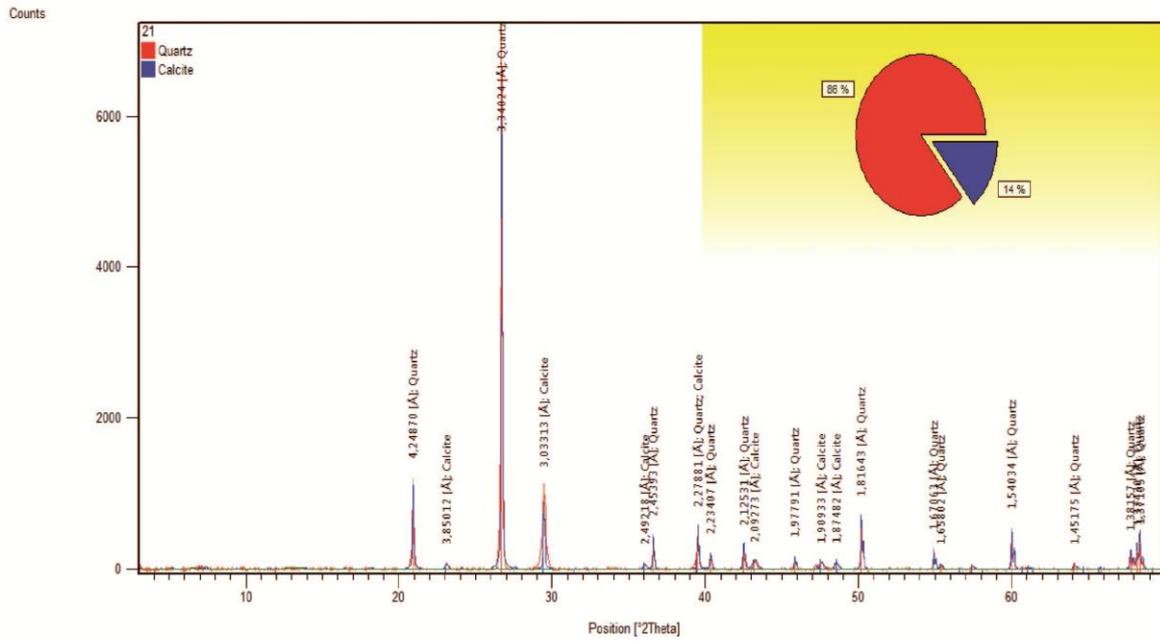
Counts

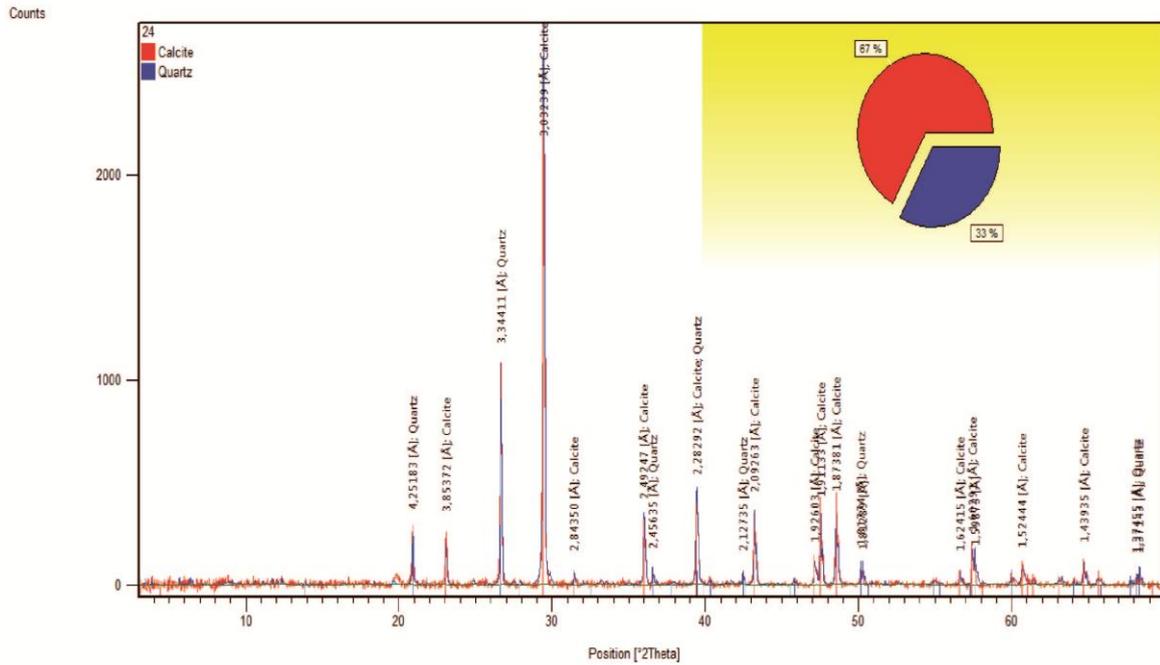
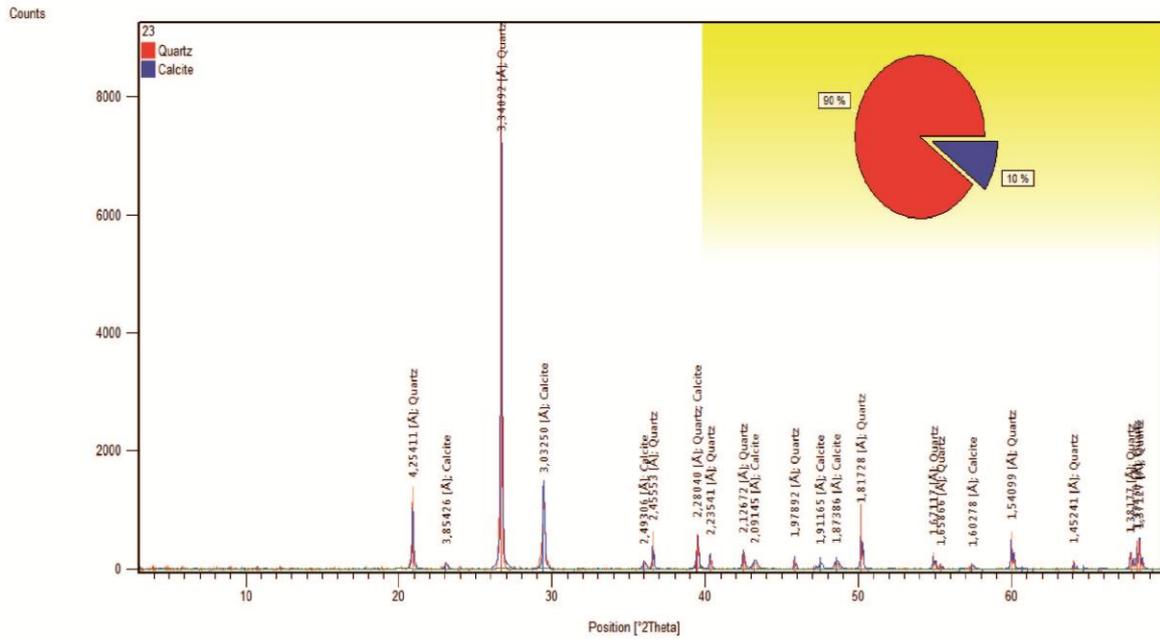


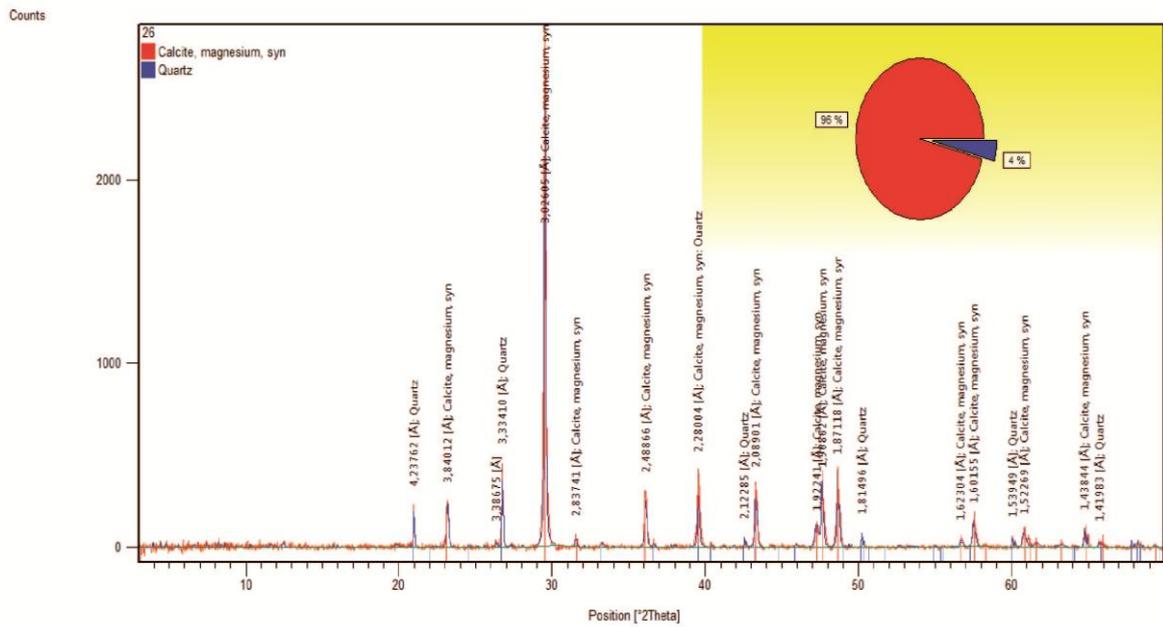
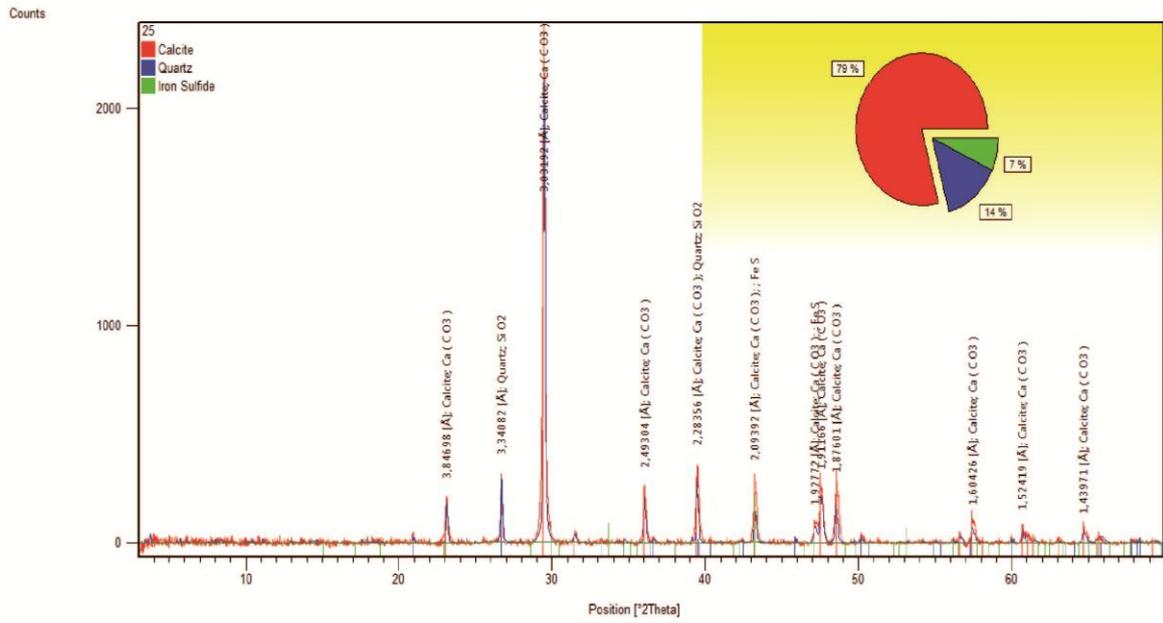




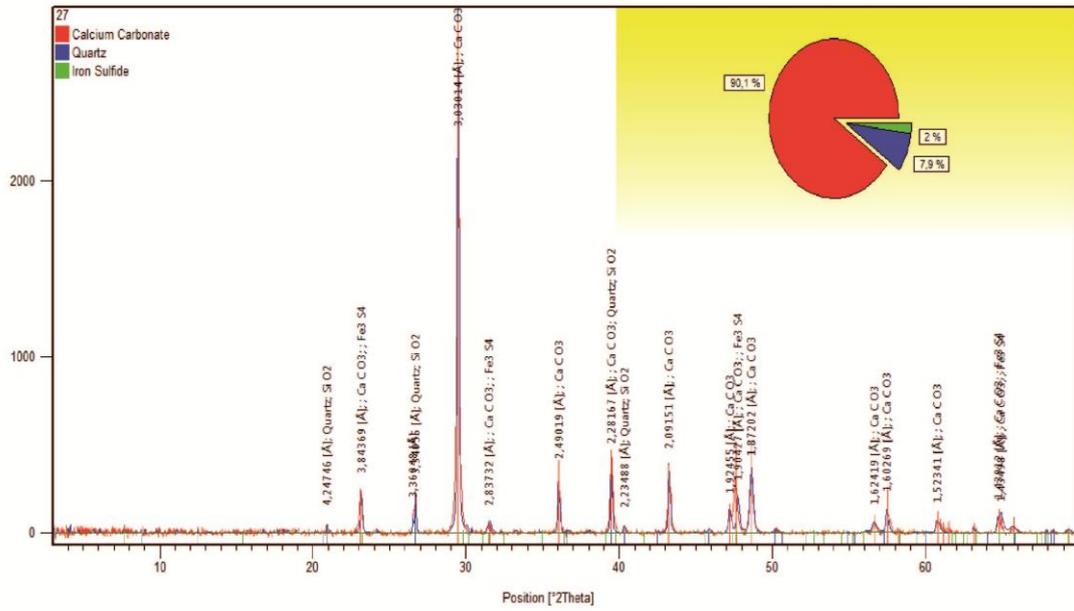




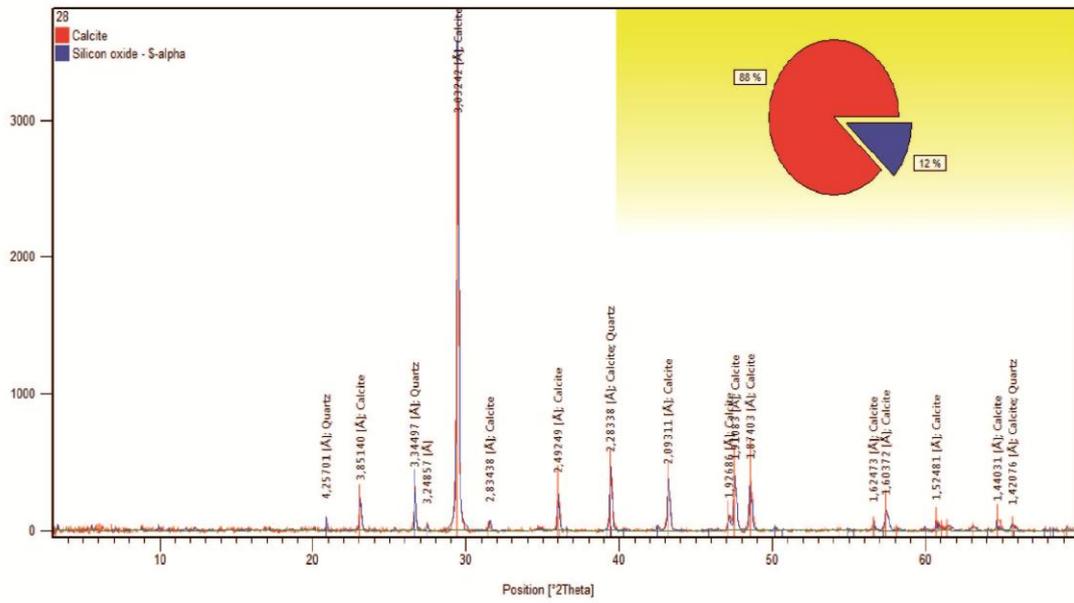


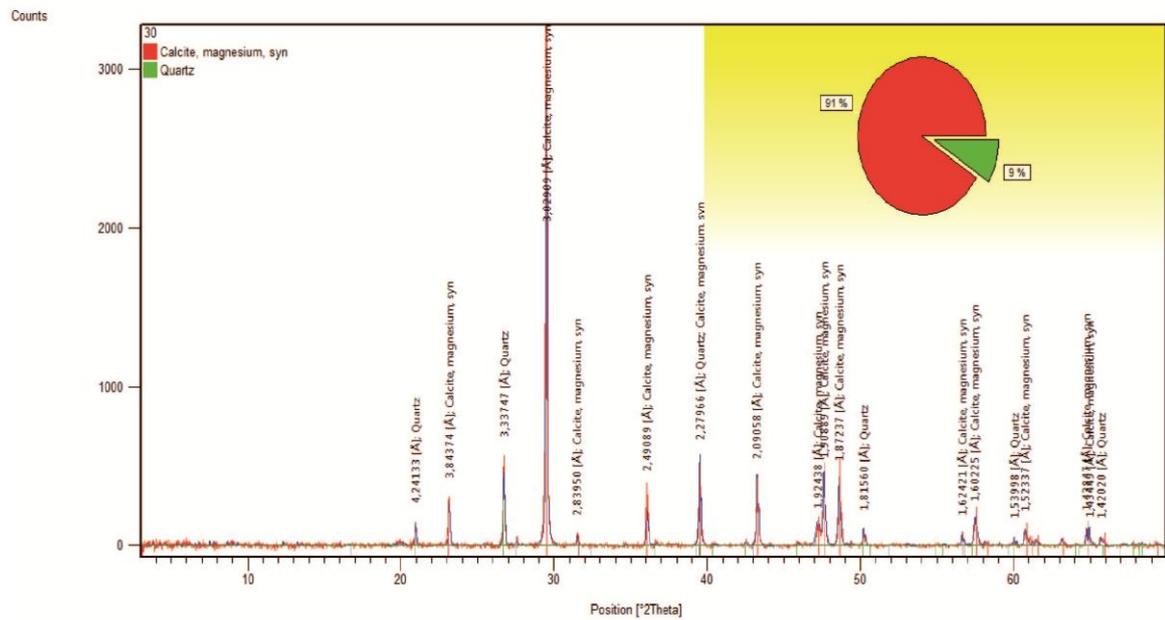
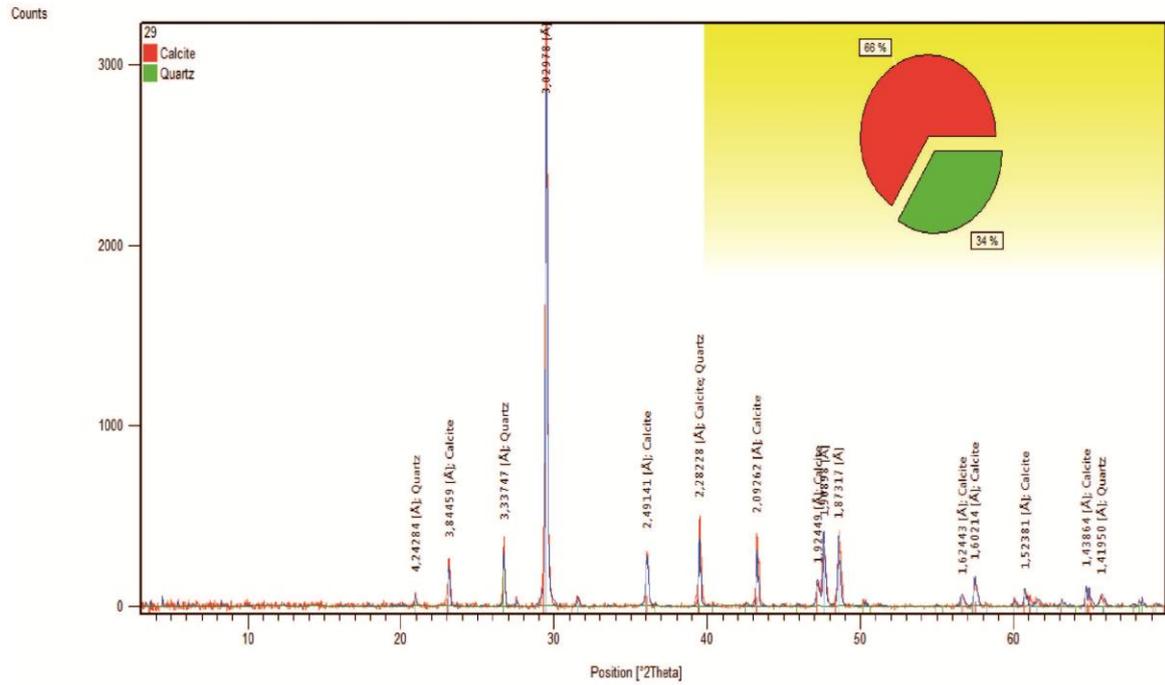


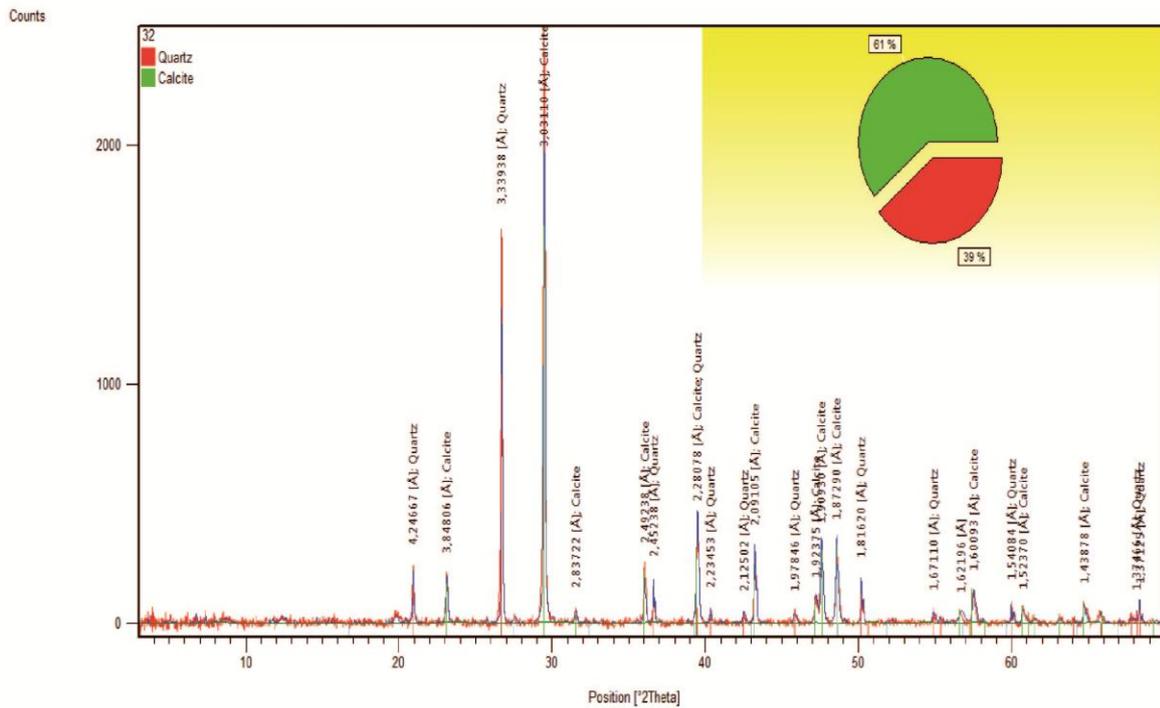
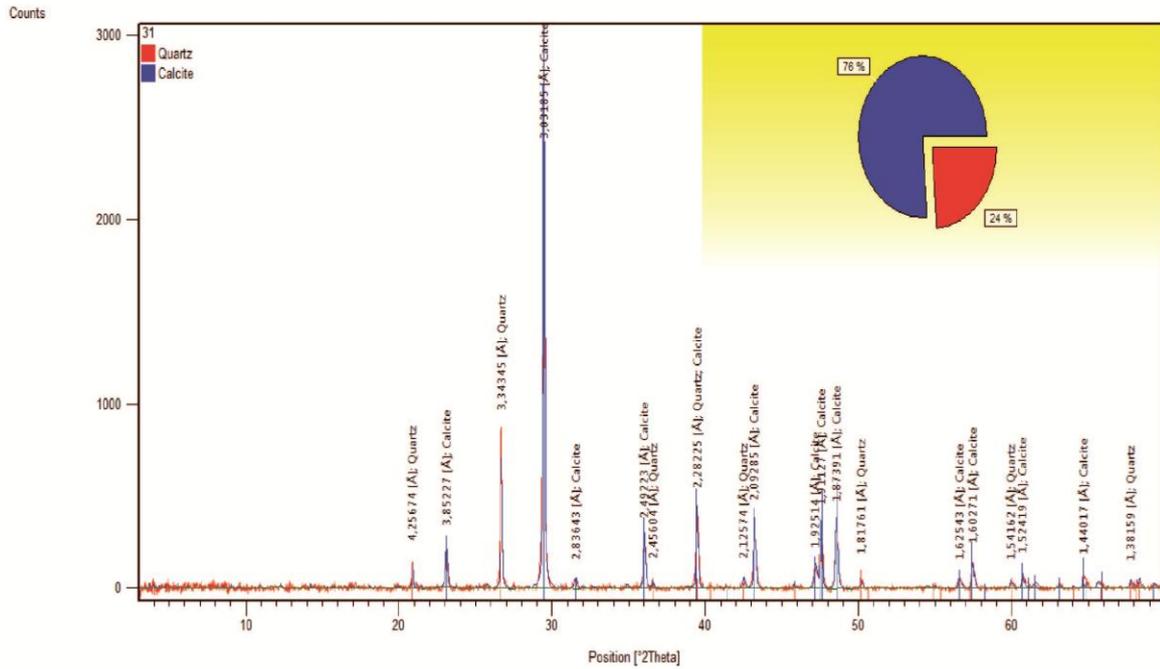
Counts



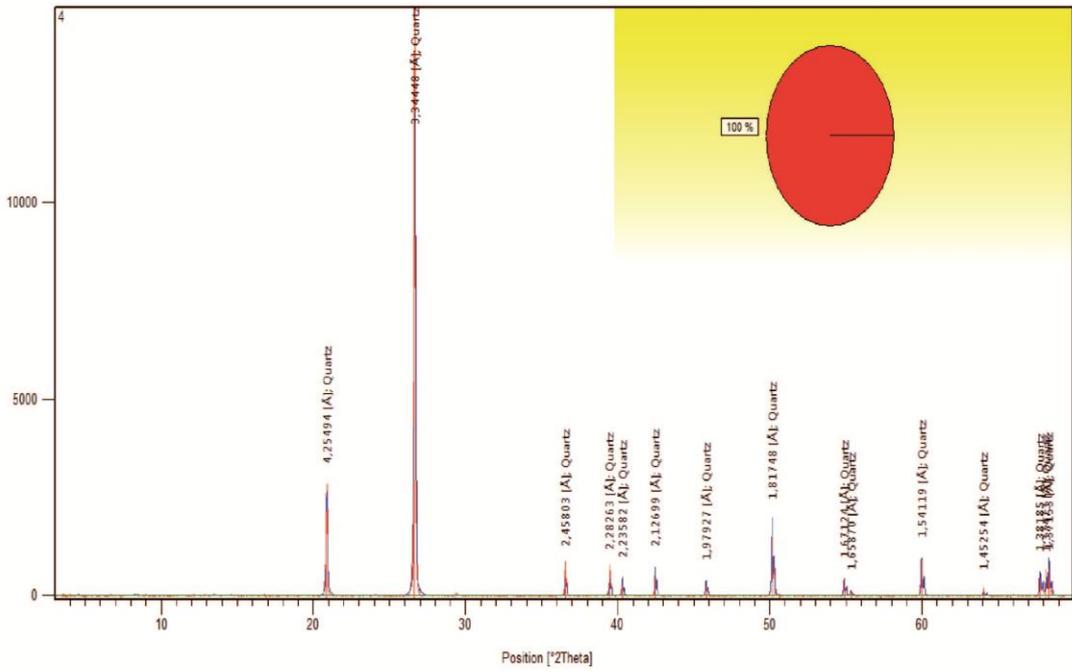
Counts



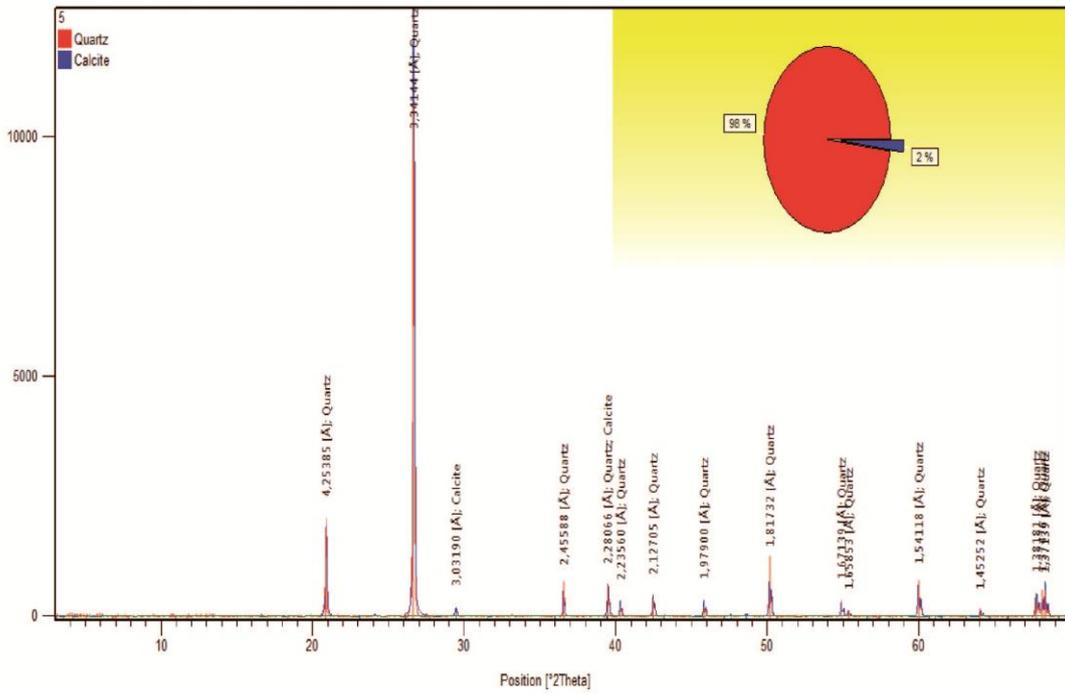


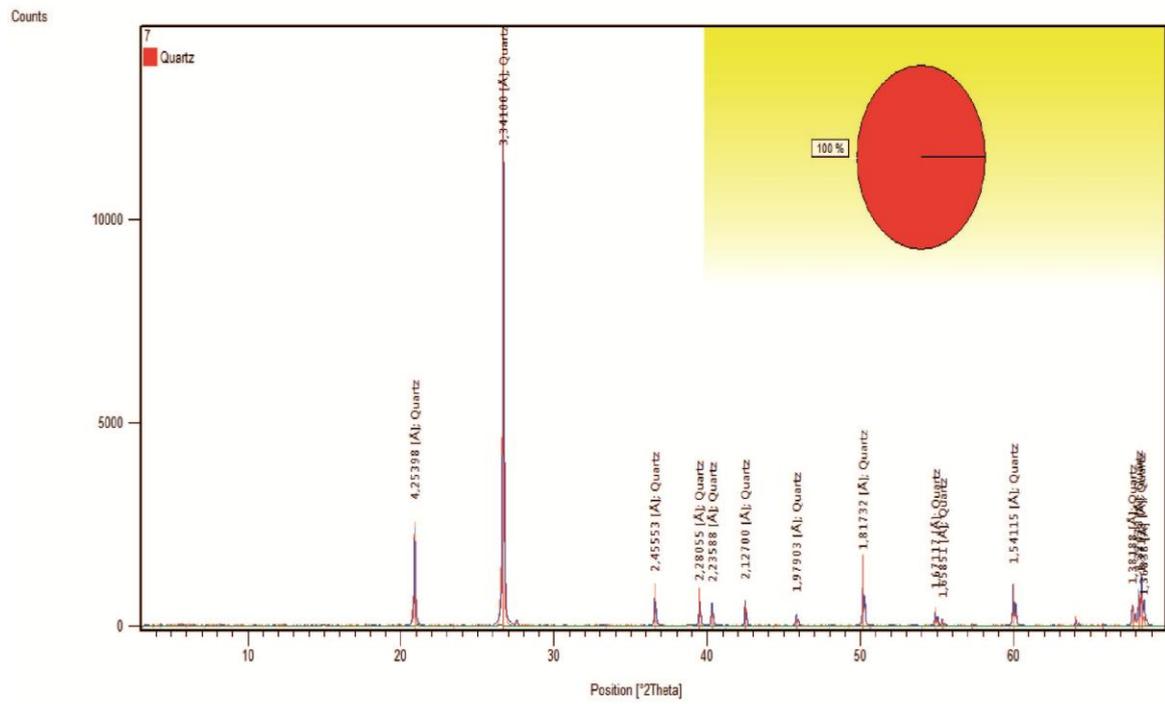
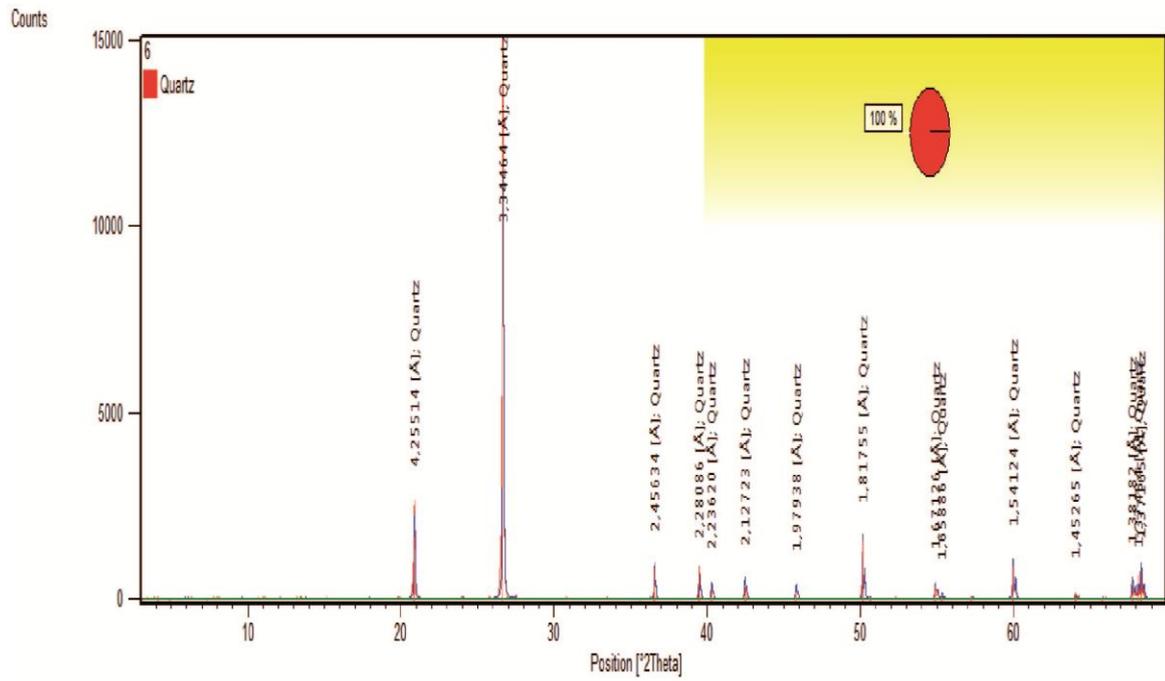


Counts

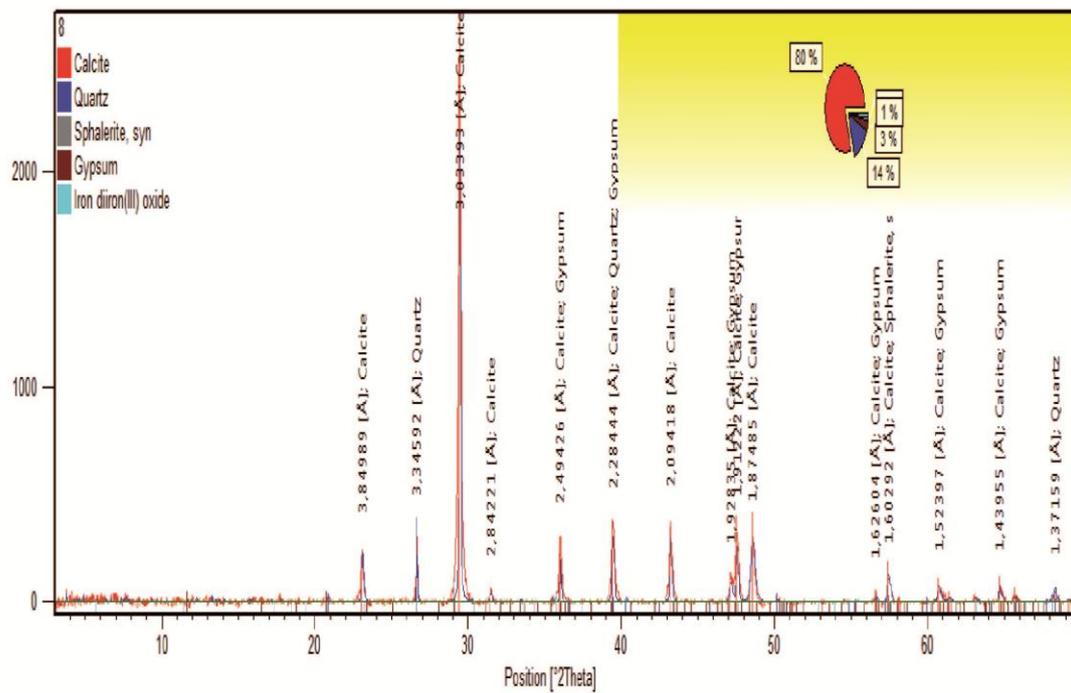


Counts

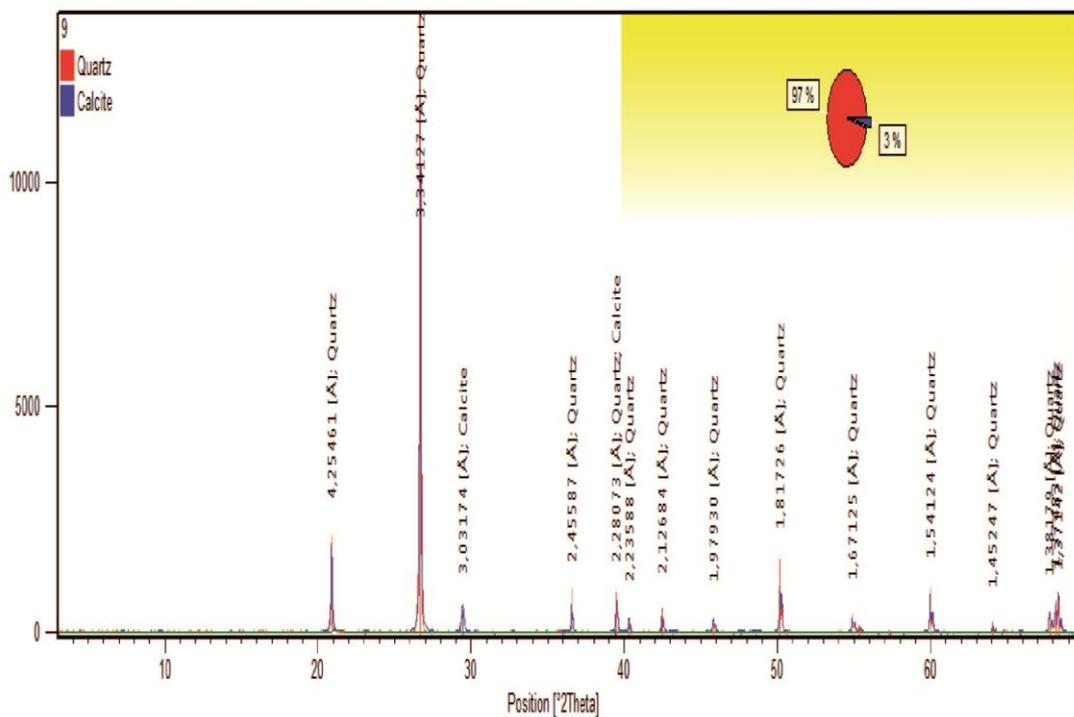




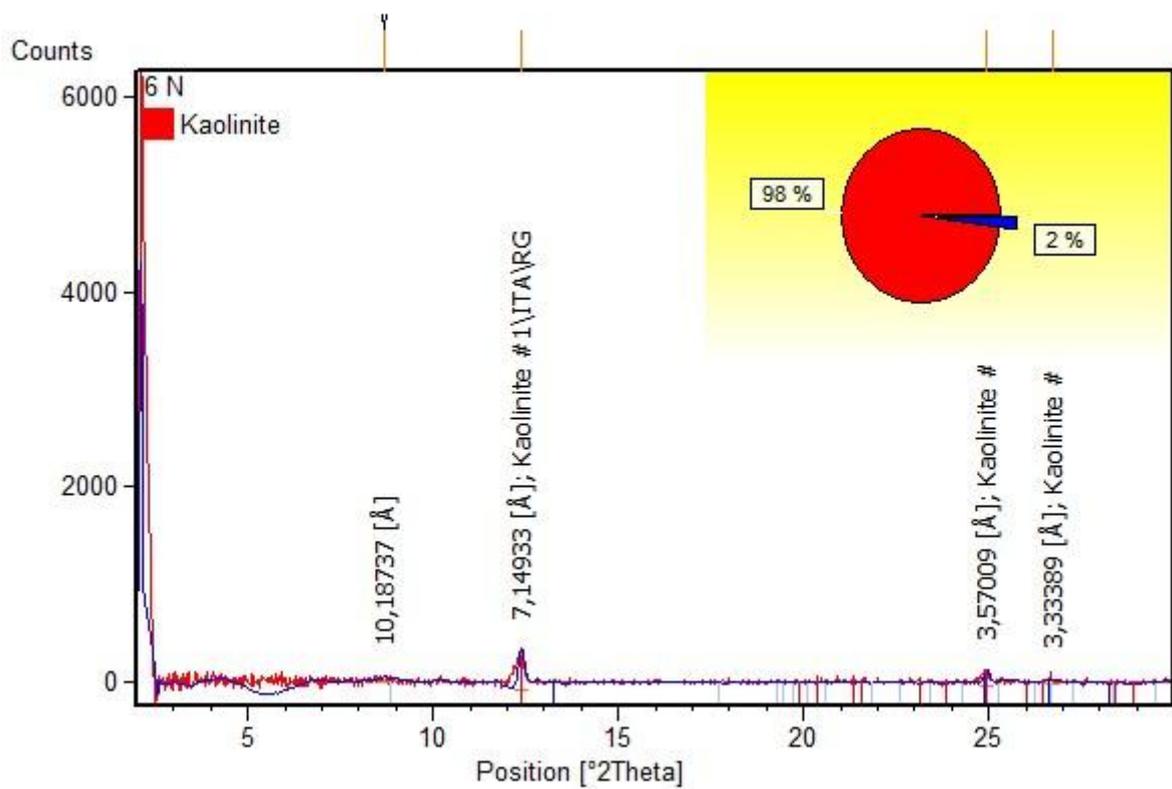
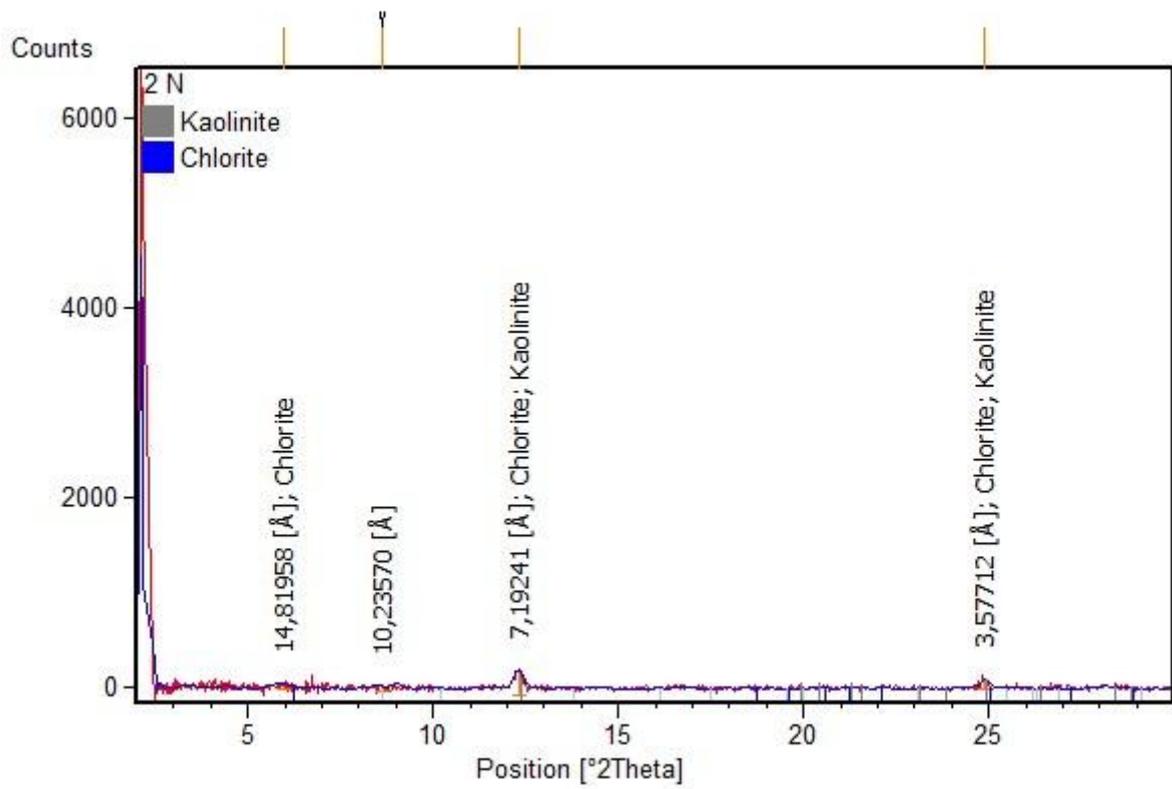
Counts

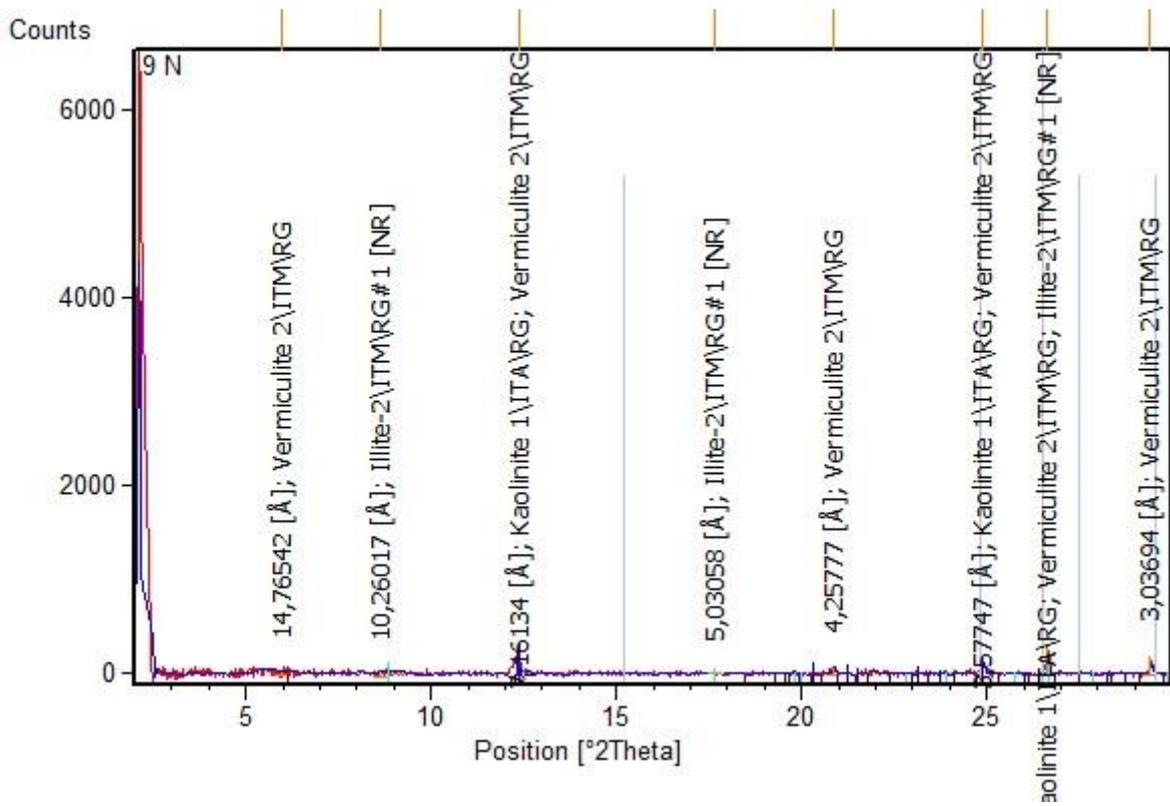
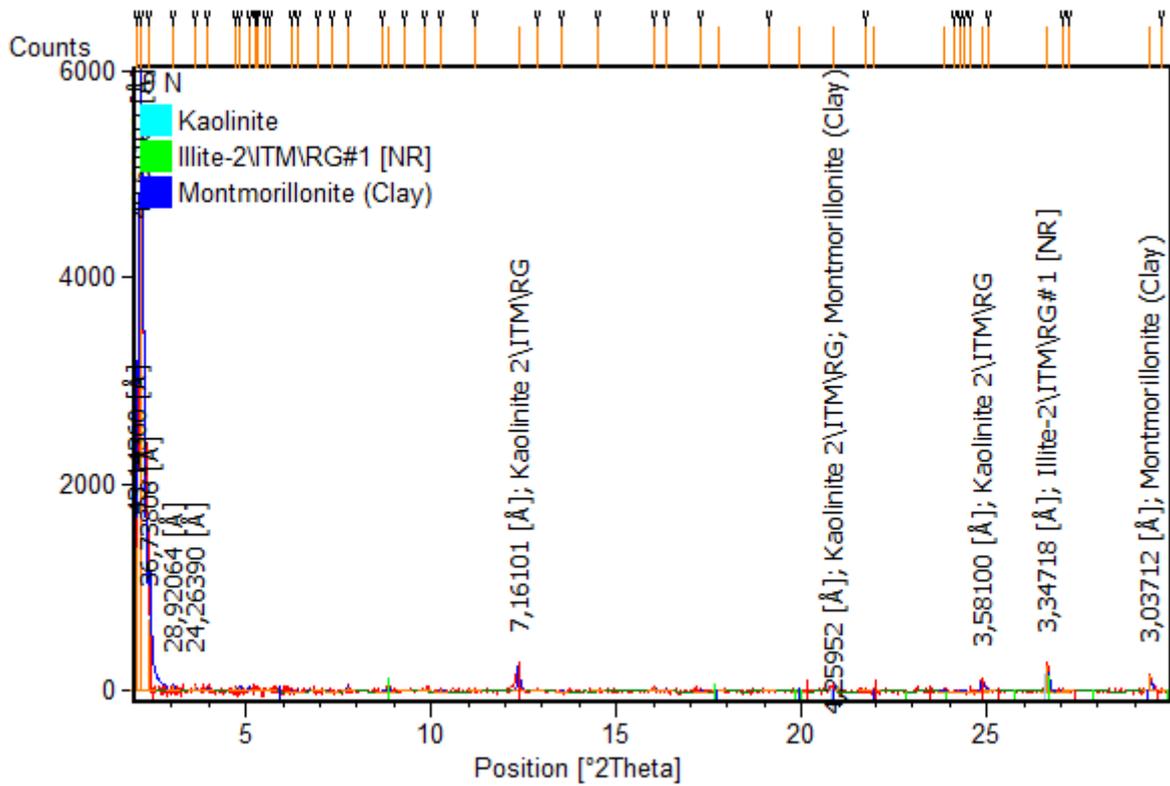


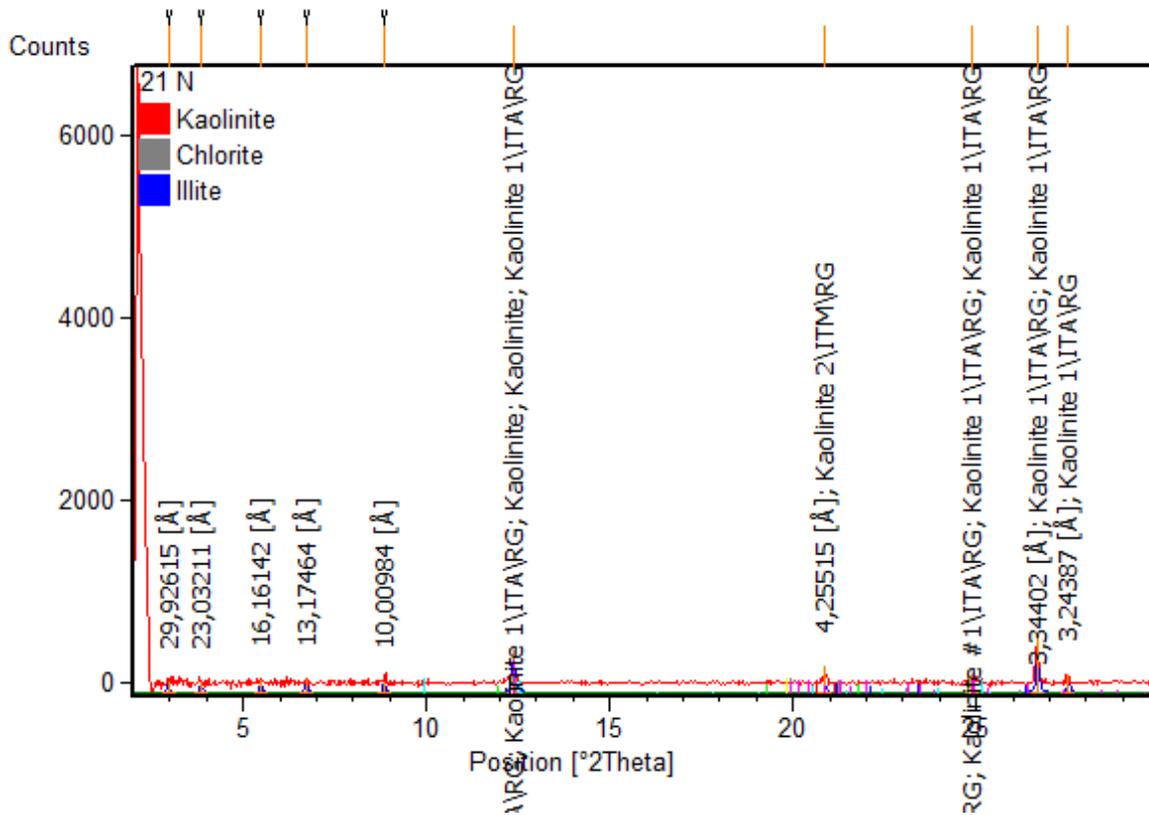
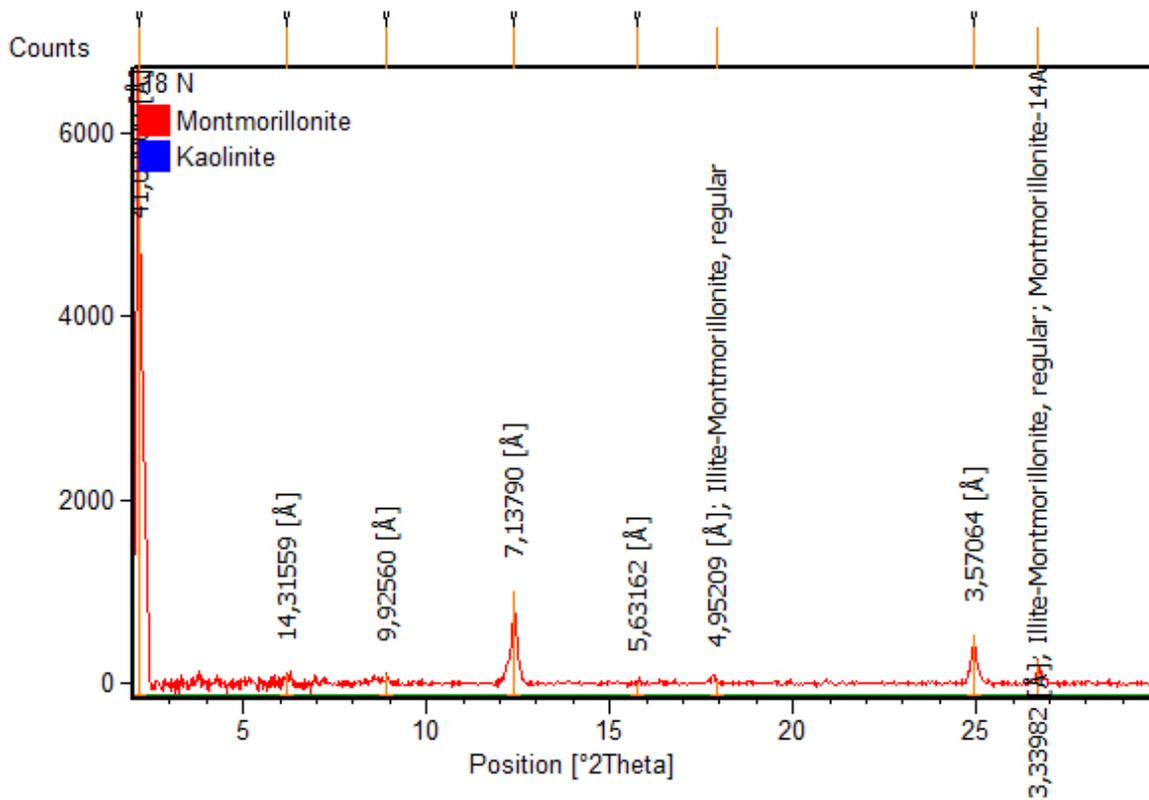
Counts

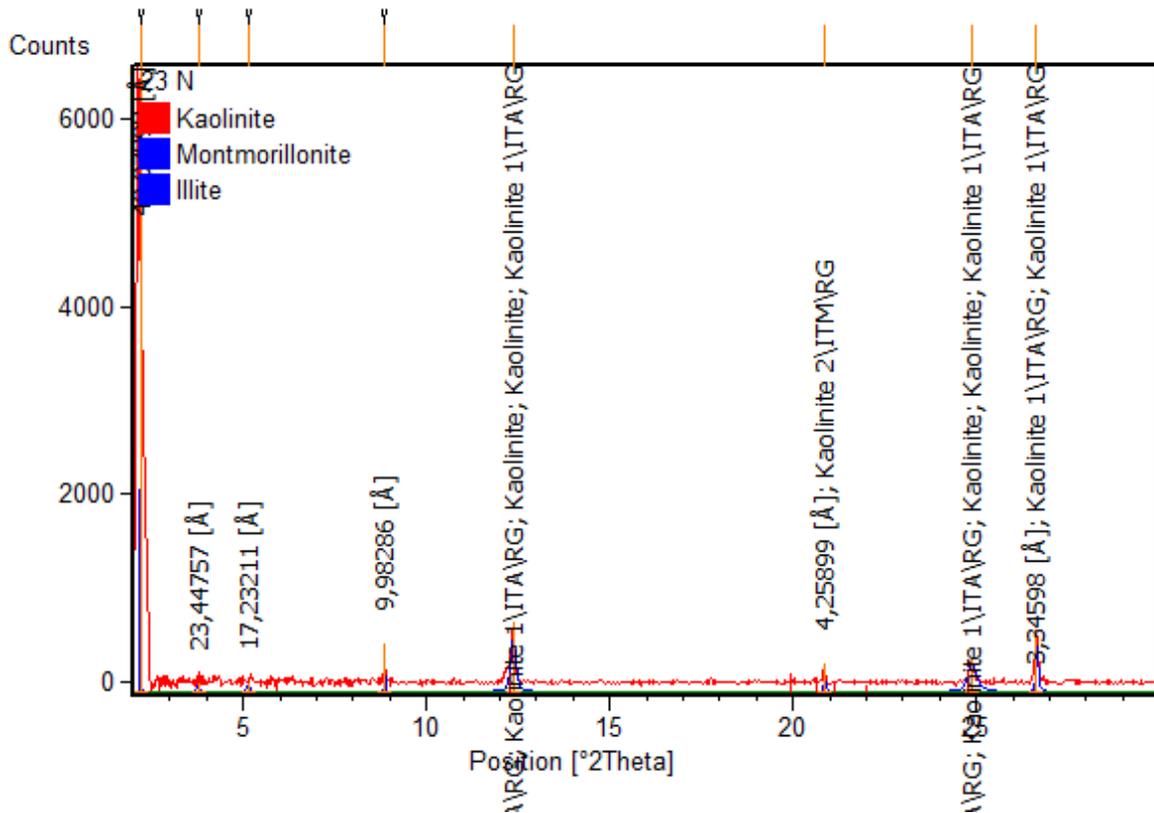
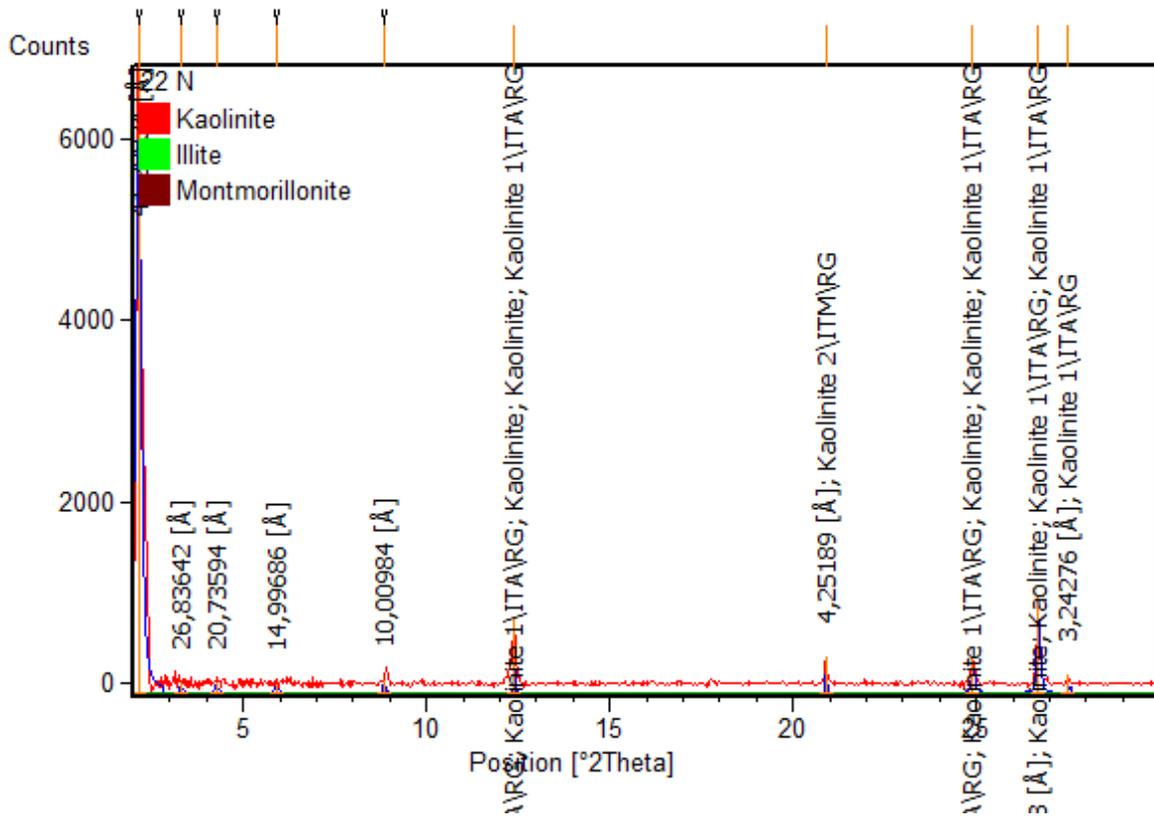


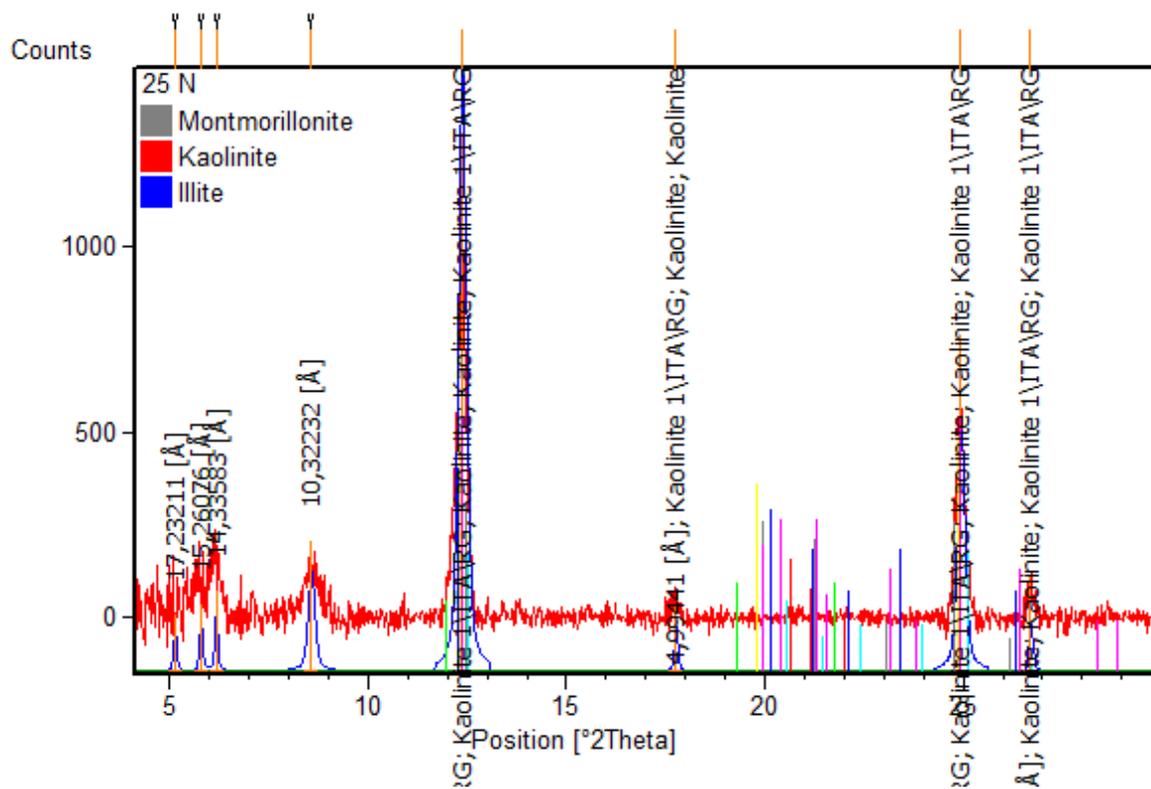
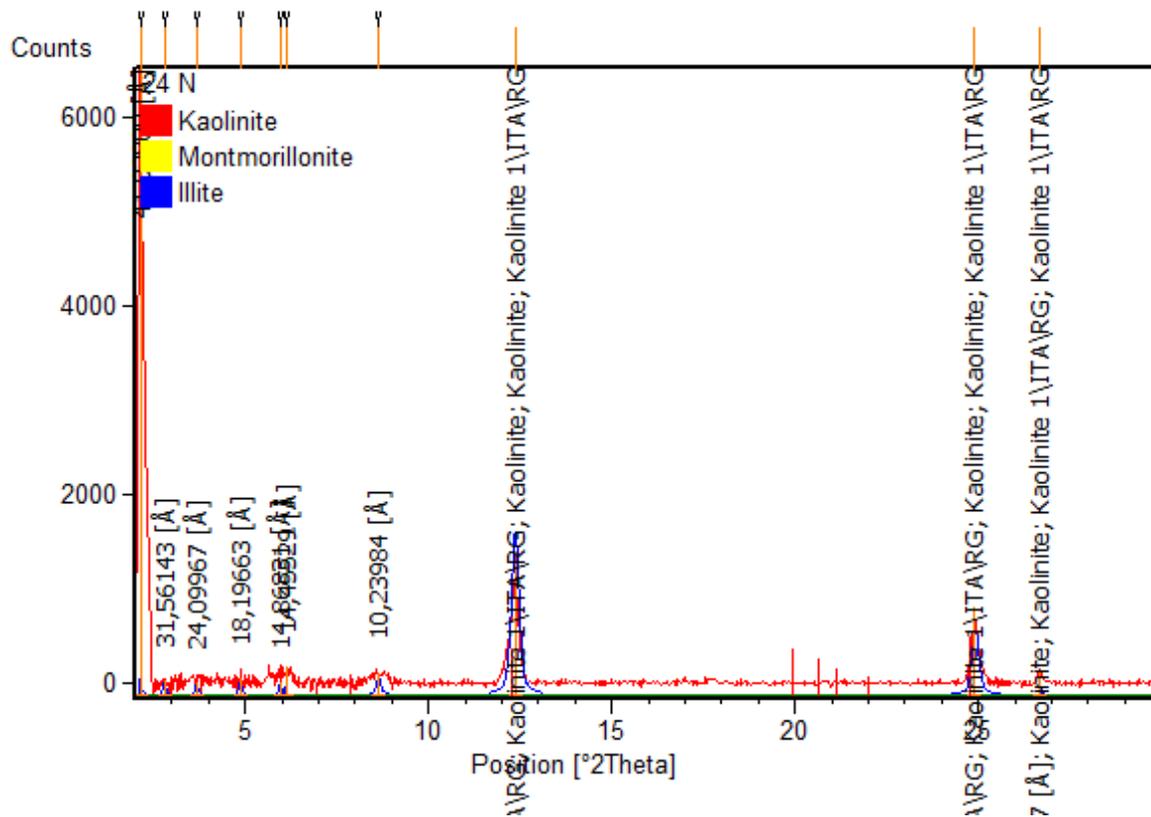
Annexe 20 : Diffractogrammes des argiles du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords

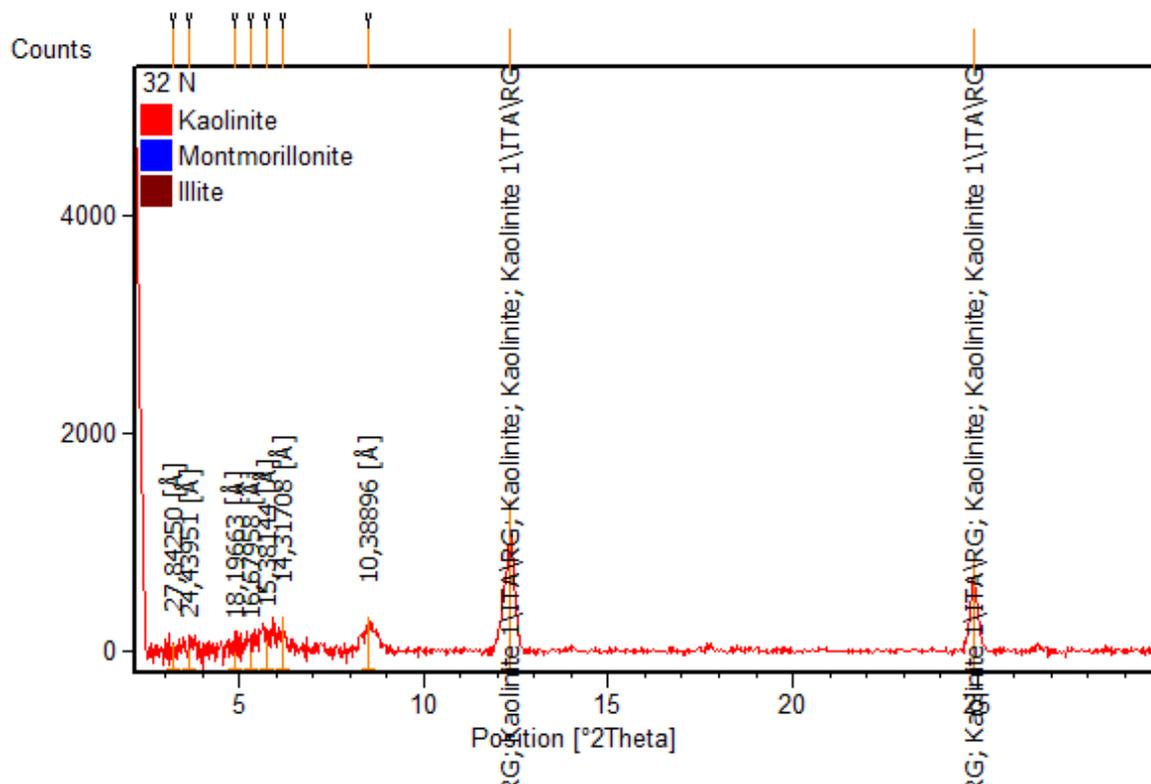
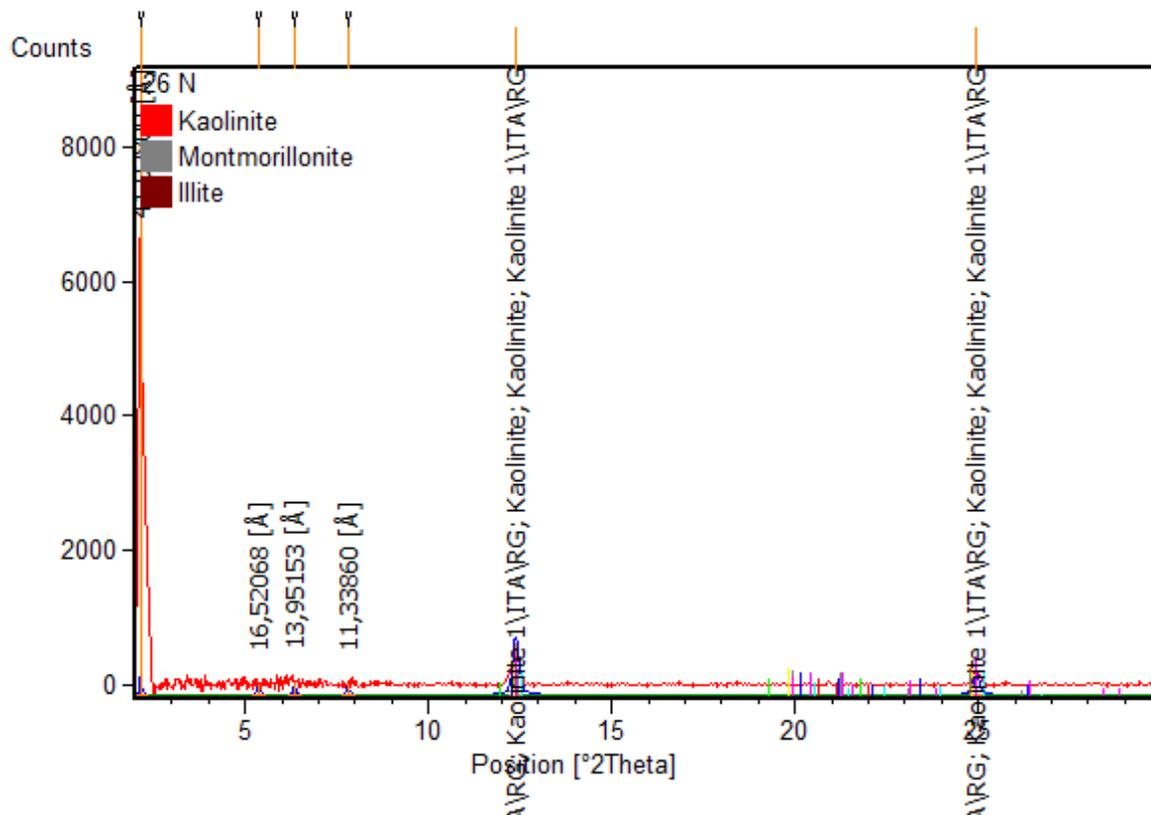












Annexe 21 : Codage des échantillons pour l'analyse diffractométrique

Echantillons	Codes pour DRX	Coupes
1	1	Djebissa 1
2	2	
4	3	
9	4	
12	5	
13	6	
17	7	
19	8	
20	9	
22	10	
23	11	
1	12	
3	13	
4	14	
7	15	
9	16	
10	17	
13	18	
17	19	Aïn Dibba
6	20	
7	21	
9	22	
12a	23	Drâa Snouber Sud
1	24	
2	25	
7	26	
8	27	Drâa Snouber Nord
1	28	
8	29	
12	30	
20	31	
27	32	