



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



Université Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou
Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques
Département des Sciences Géologiques

Mémoire du projet de fin d'études
Pour l'obtention du diplôme
De Master en Géologie

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

Sujet :

**Etude sédimentologique, pétrographique et diagénétique du Carbonifère
du Sud-Ouest du bassin d'Illizi (F6) " Le Sahara algérien "**

Puits : ALE-1 et ALR-1

Proposé par : Mme Serbah Samira (Sonatrach Division Laboratoire)

Réalisé par :

SI AHMED HADI Katia
MEDJAD Fathema

Encadré par :

Mme SERBAH .S
Mr AMROUCHE .F

Soutenu à huis clos le 11 janvier 2022

Devant le jury composé de :

Mr KARDACHE. R
Mr ACHOUI. M
Mr AMROUCHE. F
Mme SERBAH. S

MCA
MAA
MAA
Ingénieur

UMMTO
UMMTO
UMMTO
DTD/CRD

Président
Examineur
Rapporteur
Co-promotrice

Année universitaire : 2020/2021

Remerciements

Au terme de la rédaction de ce mémoire, c'est un devoir agréable d'exprimer en quelques lignes la reconnaissance que nous devons à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail, qu'ils trouvent ici nos vifs respects et notre profonde gratitude.

On remercie tout d'abord notre dieu qui nous a donné la force pour terminer ce modeste travail.

Nous remercions Mme SERBAH Samira de nous avoir proposé ce travail et de nous avoir prodigués des conseils.

Nos vifs remerciements vont à Mr TABET Salim pour son encadrement, sa disponibilité et son aide précieuse.

Nous tenons à remercier aussi Mr AMROUCHE Farid pour son encadrement, ses conseils et ses orientations.

Nous tenons à remercier aussi les membres du jury; Mr Kardache et Mr Achoui pour l'honneur qu'ils nous font en acceptant de juger et évaluer notre travail.

Nos remerciements vont également à tout le personnel du DTD, chacun avec son nom pour leur sympathie, leur gentillesse et leur disponibilité.

Nous ne pouvons pas achever ce mémoire sans remercier tous les enseignants du département des sciences géologiques de l'UMMTO.

Et enfin un grand merci à nos familles qui nous ont toujours soutenu et encouragé et à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce modeste travail.

Merci à tous,

Merci pour tout,

L'ensemble du binôme.

Dédicace

Je dédie ce travail à tous ceux qui m'ont orienté durant ma vie et qui ont su me montrer le droit chemin, à ceux qui m'ont apporté amour, encouragement et compréhension, pour mener à bien mes études; **mes chers parents**, source de mon courage et de mon inspiration.

A mes très chères sœurs: Tinhinene, Kahina et Dihia je leurs exprime mes sentiments d'amour et de fraternité et je leurs souhaite la réussite dans leurs vies.

A toute ma famille paternelle et maternelle pour leur soutien et encouragement durant tout mon cursus universitaire.

A ma chère amie et binôme Katia pour son soutien moral, sa compréhension et pour tous les moments qu'on a passé ensemble durant ces cinq dernières années.

A tous mes amis, mes camarades et spécialement à **Islam** qui a toujours été à mes côtés.

Et à tous mes enseignants du département des sciences géologiques de l'UMMTO.

Fathema

Dédicace

C'est avec toute mon affection que je dédie ce modeste travail à tous ceux qui me sont chers,

A la mémoire de mes chers grands-parents ; bien que vous ne soyez plus présents à mes côtés, je sens votre présence dans mon cœur, mon âme et mes souvenirs... Que Dieu vous accueille dans son vaste paradis.

A la femme qui a souffert sans me laisser souffrir, qui n'a jamais dit non à mes exigences, et qui n'a épargné aucun effort pour me rendre heureuse, **ma chère maman.**

A l'homme, mon précieux offre du Dieu, qui doit ma vie, ma réussite et tout mon respect, **mon cher père.**

A ma chère sœur Thiziri et **mon cher frère** Ghiles, je vous exprime à travers ce travail mes sentiments de fraternité et d'amour avec tous mes vœux de bonheur, de santé et de réussite.

A mes tantes et mes oncles du côté paternel et maternel, que Dieu leur donne une longue et joyeuse vie.

A tous mes cousins, cousines et amis que j'ai connu jusqu'à maintenant.

Et à toute ma famille et mes proches sans exception.

Merci pour leur amour et leurs encouragements.

Sans oublier **mon amie** et **binôme Fathema** pour son soutien moral, sa patience et sa compréhension tout au long de ce travail et **à toute sa famille.**

Katia

Résumé

Le bassin d'Illizi est un bassin de la plate-forme saharienne structuré en synéclyse. Il a beaucoup été étudié et continue à faire l'objet d'une intense prospection.

Il se situe au Sud-Est de l'Algérie, il fait partie de la province orientale de la plate-forme saharienne.

Le Carbonifère du Sud-Ouest du bassin d'Illizi est connu par ses mauvais paramètres réservoirs, pour cela l'objectif de notre travail est d'étudier ce Carbonifère pour distinguer d'un côté l'évolution des faciès, et de l'autre, de cerner la zone du point de vue milieu de dépôt et réservoir.

L'objet de ce travail a permis d'étudier deux puits de la zone Sud-Ouest ; ALR-1 et ALE-1, sur le plan sédimentologique, pétrographique et diagénétique.

L'étude sédimentologique est basée sur les données des carottes et les déterminations des environnements de dépôts qui vont du deltaïque au marin (plate-forme carbonatée).

L'étude pétrographique basée sur l'analyse microscopique de 18 lames minces des deux puits ALR-1 et ALE-1, montre un faciès dominant gréseux composé de grains de quartz, de micas, de feldspaths et accessoirement des minéraux lourds et des passages carbonatés.

L'étude diagénétique montre que les paramètres réservoirs sont contrôlés par trois ciments prépondérants qui sont : l'argile, la silice et les carbonates et accessoirement des ciments pyriteux et ferrugineux. La silice se présente sous forme de nourrissage. L'argile est souvent associée à la dolomie ce qui réduit substantiellement les paramètres réservoirs dans cette région.

Les mots clés : Bassin d'Illizi, Carbonifère, sédimentologie, pétrographie, diagenèse, puits ALR-1 et ALE-1.

Abstract

The Illizi basin is a basin of the Saharian platform structured in syncline. It has been extensively studied and continues to be the subject of intense exploration.

It is located in the south-east of Algeria, it is part of the eastern province of the Saharan platform.

The Carboniferous of the southwest of the Illizi basin is known for its poor reservoir parameters, for this the objective of our work is to study this Carboniferous to distinguish on the one hand the evolution of the facies, and on the other, to identify the area from the point of view of the deposit medium and reservoir.

The object of this work made it possible to study two wells in the Southwest zone; ALR-1 and ALE-1, on the sedimentological, petrographic and diagenetic level.

The sedimentological study is based on core data and determinations of deposit environments ranging from delta to marine (carbonate platform).

The petrographic study based on the microscopic analysis of 18 thin sections of the two wells ALR-1 and ALE-1, shows a dominant sandstone facies composed of grains of quartz, micas, feldspars and incidentally heavy minerals and carbonate passages.

The diagenetic study shows that the reservoir parameters are controlled by three predominant cements, which are: clay, silica and carbonates and, incidentally, pyritic and ferruginous cements. Silica is in the form of nourishment. Clay is often associated with dolomite which substantially reduces reservoir parameters in this region.

Keywords : Illizi basin, Carboniferous, sedimentology, petrography, diagenesis, well ALR-1 and ALE-1.

SOMMAIRE

Remerciements	
Dédicace	
Résumé	
Abstract	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Liste des planches	
Chapitre I : Généralités	
Introduction.....	01
I. Problématique	01
II. Méthodologie du travail	02
III. Cadre géographique	03
IV. Cadre géologique	04
V. Aspect lithostratigraphique	07
V.1 Le Paléozoïque	07
V.1.1 Le Cambrien	07
V.1.2 L'Ordovicien	08
V.1.3 Le Silurien	09
V.1.4 Le Dévonien	09
V.1.5 Le Carbonifère	10
V.2 Le Mésozoïque	12
V.2.1 Le Trias	12
V.2.2 Le Jurassique	12
V.2.3 Le Crétacé	12
V.3 Le Cénozoïque et le Quaternaire	12
VI. Evolution paléogéographique du bassin d'Illizi	14
VII. Aspect structural et géodynamique	14
VII.1 Aspect structural	14
VII.2 Aspect géodynamique	16
VII.2.1 Cycle panafricain	16
VII.2.2 Cycle calédonien	16
VII.2.3 Cycle hercynien	17
VII.2.4 Cycle alpin	17
VIII. Aperçu sur le magmatisme qui a affecté le bassin d'Illizi	18
IX. Système pétrolier	19
IX.1 Les roches mères	19
IX.1.1 Roches mères ordoviciennes	19

IX.1.2	Roches mères siluriennes	19
IX.1.3	Roches mères dévoniennes	20
IX.1.4	Roches mères carbonifères	20
IX.2	Les roches réservoirs	20
IX.2.1	Cambro-ordovicien	20
IX.2.2	Siluro-dévonien	21
IX.2.3	Carbonifère	21
IX.3	Les roches couvertures	21
IX.4	Les pièges	21
X.	Annonce du plan	22
Chapitres II : Etude sédimentologique		
I.	Introduction	27
II.	Rappels théoriques	27
II.1	Faciès	27
II.2	Séquence	27
II.2.1	La séquence négative	27
II.2.2	La séquence positive	27
II.3	L'analyse séquentielle	28
II.4	Les discontinuités	28
II.5	Les milieux de dépôt	28
II.5.1	Les milieux mixtes	29
II.5.1.1	Le delta	29
II.5.2	Le système littoral	31
II.5.2.1	La géomorphologie du littoral	31
II.5.3	Les milieux continentaux	32
II.5.3.1	Les dépôts fluviatiles	32
II.6	Les critères d'identification des milieux de dépôt	33
II.6.1	Les structures sédimentaires	33
II.6.1.1	Les structures liées à l'activité des organismes	34
II.6.1.2	Les structures liées à l'action des courants	34
III.	Analyse sédimentologique des puits ALR-1 et ALE-1	36
III.1	Aperçu sur le réservoir du puits ALR-1	36
III.1.1	Westphalien F	36
III.1.2	Namurien	36
III.1.3	Viséen supérieur	37
III.1.4	Viséen inférieur	37
	Planche photos I	38
III.2	Aperçu sur le réservoir du puits ALE-1	41
III.2.1	Strunien	41
	Planche photos II	42
IV.	Les milieux de dépôt	44
V.	Conclusion	44
Chapitre III : Etude pétrographique		
I.	Introduction	46
II.	Méthodologie	46

III.	Pétrographie du puits ALE-1	47
	III.1 Les éléments figurés	47
	III.1.1 Les grains de quartz	47
	III.1.2 Les feldspaths	48
	III.1.3 Les minéraux lourds	48
	III.2 Les ciments	48
	III.3 La porosité	49
	Planche photos III	50
IV.	Pétrographie du puits ALR-1	52
	IV.1 Description des dépôts carbonatés	52
	IV.2 Description des dépôts silicoclastiques	52
	IV.2.1 Les éléments figurés	52
	IV.2.2 Les ciments	54
	IV.2.3 La porosité	55
	Planche photos IV	56
V.	Conclusion	60

Chapitre IV : Etude diagénétique	62	
I. Introduction	62	
II. Méthode d'étude	62	
III. Rappels sur la diagenèse	63	
	III.1 Notion de diagenèse	63
	III.2 Les principaux mécanismes de la diagenèse	64
	III.2.1 La compaction	65
	III.2.2 La cimentation	66
	III.2.3 La dissolution	67
	III.2.4 La recristallisation	68
	III.2.5 La transformation	68
	III.2.6 Le remplacement minéralogique	68
	III.2.7 Les fluides	69
	III.3 Les phases de diagenèse	69
	III.3.1 Eodiagenèse	69
	III.3.2 Mésodiagenèse	69
	III.3.3 Télodiagenèse	70
IV. Phénomènes diagénétiques ayant affectés les puits ALE-1 et ALR-1	71	
	IV.1 Diagenèse des dépôts silicoclastiques	71
	IV.1.1 La cimentation siliceuse	71
	IV.1.2 La cimentation argileuse	72
	IV.1.3 La cimentation carbonatée	72
	IV.1.4 La cimentation sulfatée	73
	IV.1.5 La cimentation pyriteuse, ferrugineuse et bitumineuse	73
	IV.1.6 La dissolution des feldspaths	73
	IV.2 Diagenèse des dépôts carbonatés	74
	IV.2.1 La compaction	74
	IV.2.2 La cimentation	74
	IV.3 Les caractéristiques réservoirs	75
	IV.4 Chronologie des processus diagénétiques	75

V. Conclusion	77
Chapitre V : Conclusions et recommandations	79
Références bibliographiques	
Annexe	

Liste des figures

Chapitre I : Généralités

Figure I.1 : Situation géographique du bassin d'Ilizi	04
Figure I.2 : Carte des principaux éléments morphostructuraux de la plate-forme saharienne avec plan de position des puits étudiés	05
Figure I.3 : Aspect géologique du bassin d'Ilizi	06
Figure I.4 : Cadre géologique du bassin d'Ilizi	07
Figure I.5 : Coupe Nord-Sud du bassin d'Ilizi	08
Figure I.6 : Colonne stratigraphique synthétique du bassin d'Ilizi	15
Figure I.7 : Les principales phases tectoniques sur la plate-forme saharienne	17

Chapitre II : Etude sédimentologique

Figure II.1 : Séquences lithologiques en série argilo-gréseuse	28
Figure II.2 : Morphologie des environnements de dépôt	29
Figure II.3 : Morphologie d'un delta	29
Figure II.4 : Progradation des faciès deltaïques sur une plate-forme	30
Figure II.5 : Unités morphologiques typiques d'un profil de plage sableuse modifié	31
Figure II.6 : Profil des environnements de dépôt	32

Chapitre III : Etude pétrographique

Figure III.1 : Graphe granulométrique du puits ALE-1	43
Figure III.2 : Composants pétrographiques du puits ALE-1	44
Figure III.3 : Graphe minéralogique du puits ALE-1	45
Figure III.4 : Graphe granulométrique du puits ALR-1	47
Figure III.5 : Composants pétrographiques du puits ALR-1	48

Chapitre IV : Etude diagénétique

Figure IV.1 : Les différents stades de la diagenèse en fonction de la pression et de la température	54
Figure IV.2 : Les différents stades de la diagenèse des grès	54
Figure IV.3 : Schéma montrant la compaction entre les particules	55
Figure IV.4 : Schéma montrant la croissance de la compaction avec l'enfouissement	56
Figure IV.5 : Schéma montrant la cimentation entre les particules	56
Figure IV.6 : Schéma montrant la pression-dissolution entre les particules	57
Figure IV.7 : Schéma montrant le mécanisme de transformation	58
Figure IV.8 : Profil idéalisé d'une marge continentale montrant les sites sédimentaires marins et les trois phases de diagenèse	60
Figure IV.9 : Séquence diagénétique des réservoirs carbonifères du bassin d'Ilizi	67

Liste des tableaux

Chapitre I : Généralités

Tableau I.1 : Listes des intervalles et métrage décrit par puits	03
---	----

Chapitre III : Etude pétrographique

Tableau III.1 : Le nombre de lames minces analysées en pétrographie du puits ALR-1	42
Tableau III.2 : Le nombre de lames minces analysées en pétrographie du puits ALE-1	43

Liste des planches photos

Chapitre II : Etude sédimentologique

Planche photos I : Photos du puits ALR-1	38
Planche photos II : Photos du puits ALE-1	39

Chapitre III : Etude pétrographique

Planche photos III : Photos du puits ALE-1	45
Planche photos IV : Photos du puits ALR-1	49

Chapitre I : Généralités

Introduction

Dans le cadre de la collaboration entre la Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques et le CRD (Centre de Recherche et de Développement) sous le nom actuel DTD, il nous a été proposé un sujet de mémoire de fin d'étude se rapportant à : L'étude sédimentologique, pétrographique et diagénétique du Carbonifère du Sud-Ouest du bassin d'Illizi.

L'intervalle du Carbonifère couvre la période Tournaisien-Westphalien, au cours de laquelle les schémas de développement du bassin et la dispersion des sédiments ont été contrôlés par le soulèvement hercynien précoce de la plate-forme saharienne. On divise le Carbonifère en deux méga-séquences, (CARB -1, et CARB -2), séparées par une discordance majeure namurienne.

La méga-séquence CARB-1 à caractère largement transgressive et contient les argilites marines du Viséen de la formation Issendjel (Fabre, 1976). Cette transgression marque le pic de l'ensemble du Carbonifère. Cette méga-séquence est principalement clastique, avec des intervalles de carbonates dans les secteurs est du bassin d'Illizi. La partie supérieure de la méga-séquence CARB-1 et la méga-séquence CARB-2, montrent une régression qui a culminé avec le soulèvement et l'exhumation ultérieure de la plate-forme saharienne au cours et de la fin du Carbonifère et du Permien.

I. Problématique

Le Carbonifère du bassin d'Illizi est connu par ses mauvais paramètres réservoirs. En effet, cette étude est réalisée afin de caractériser la composition pétrographique et minéralogique des faciès observés et puis déterminer l'influence des phénomènes diagénétiques sur les paramètres pétrophysiques du réservoir, notamment la porosité et sa perméabilité.

L'objectif principal de cette étude est d'étudier le Carbonifère du Sud-Ouest du bassin d'Illizi afin de distinguer, d'un côté, l'évolution des faciès et de l'autre, de cerner la zone surtout du point de vue milieu de dépôt, faciès, réservoir, etc.

Pour ce faire, une étude géologique intégrée basée sur la description sédimentologique détaillée de 168.4m de carottes réparties sur deux puits à savoir ALE-1et ALR-1 a été réalisée.

Chapitre I : Généralités

Celle-ci inclut tous les aspects liés à la sédimentologie (caractérisation des environnements de dépôt, pétrographie et diagenèse). Cette dernière a débouché sur des considérations environnementales (reconstitution des milieux), chronologiques (corrélation et position dans le temps) et paléogéographiques (reconstitution des paysages).

II. Méthodologie du travail

Pour répondre à notre problématique posée précédemment, nous avons entrepris la démarche suivante:

- Nous avons d'abord effectué une synthèse bibliographique en se référant aux différents travaux de recherches réalisés sur le bassin d'Illizi, afin de bien comprendre ses contextes géodynamique et structural.
- L'étude sédimentologique des puits ALE-1 et ALR-1 a été réalisée par une analyse macroscopique des carottes des deux puits qui est basée sur la description du faciès et des structures sédimentaires pour reconstituer les paléo-environnements.
- L'étude pétrographique et diagénétique ont été effectuées par une analyse microscopique à partir des échantillons de 18 lame mince des puits ALE-1 et ALR-1, pour décrire les minéraux et les phénomènes diagénétiques enregistrés dans le réservoir.
-

Puits	Carottes	Profondeur (m)	Métrage récupération
ALE-1	1	2291,00 - 2300,00	9
	2	2309,50 - 2315,80	6,3
	1	840,00 - 849,00	9
	2	1126,10 - 1135,10	9
	3	1135,10 - 1142,90	7,8
	4	1142,94 - 1159,20	17
	5	1157,30 - 1167,00	9,7
	6	1216,00 - 1220,90	4,9
	7	1222,20 - 1230,20	8
	8	1231,20 - 1243,90	12,7
ALR-1	9	1268,30 - 1277,30	9
	10	1406,00 - 1415,20	9,6
	11	1506,00 - 1515,00	9
	12	1581,00 - 1583,30	2,3
	13	1583,30 - 1592,50	9
	14	1628,00 - 1637,00	9
	15	1715,80 - 1724,80	9
	16	1724,80 - 1734,00	9,2
	17	1746,10 - 1755,00	8,9

Tableau I.1 : Liste des intervalles et métrage décrit par puits (CRD-Sonatrach, 2019).

III. Cadre géographique

La région d'étude se localise dans la partie nord-africaine en Algérie au niveau de la plateforme saharienne, cette dernière s'étend sur une superficie de huit millions de km², elle couvre 84 % de la surface de l'Algérie (Ouali S., 2006). Elle comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes.

Le bassin d'illizi est situé dans la partie Sud-Est du Sahara algérien à l'Ouest des frontières algéro-libyennes et au Nord-Est du Hoggar, entre les latitudes 26° 30' et 29° 30' Nord et les longitudes 6° et 10° Est. Il s'étend sur une superficie de 108 424 km², présentant une longueur Nord-Sud d'environ 700 km et une largeur Ouest qui dépasse 300 km (Sonatrach, 2007).

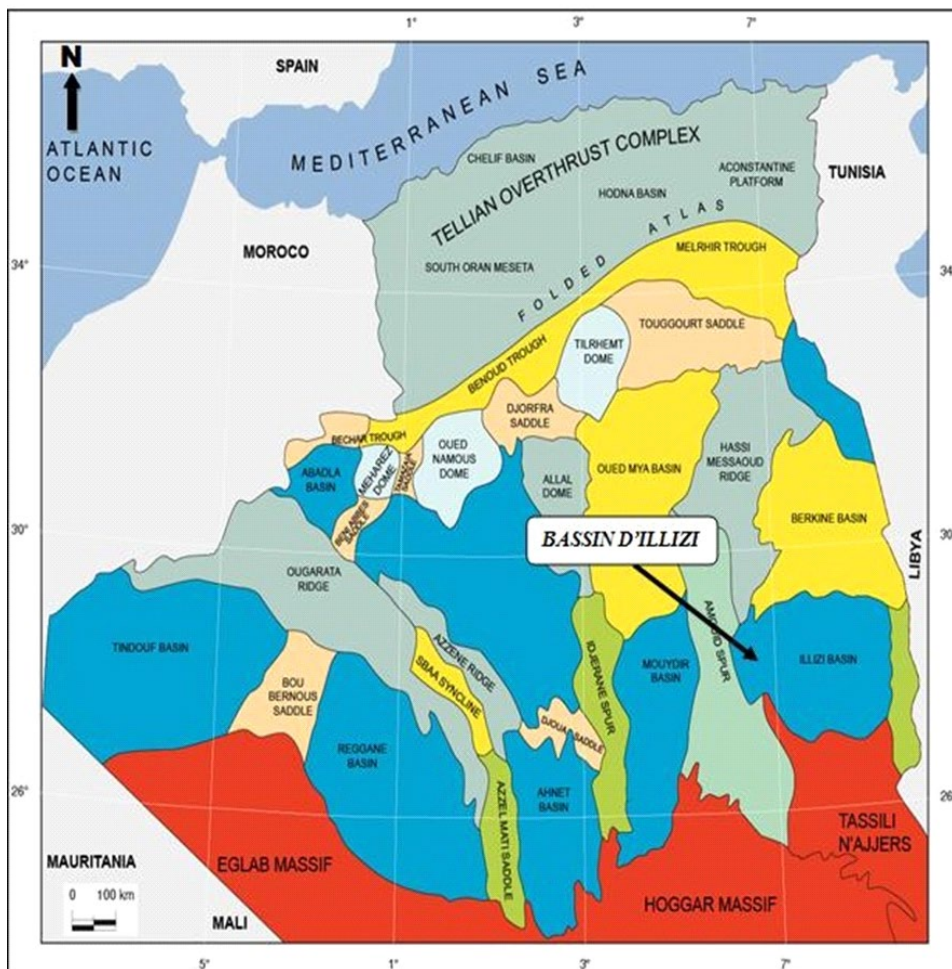


Figure I.1. Situation géographique du bassin d'illizi (Sonatrach, 2007).

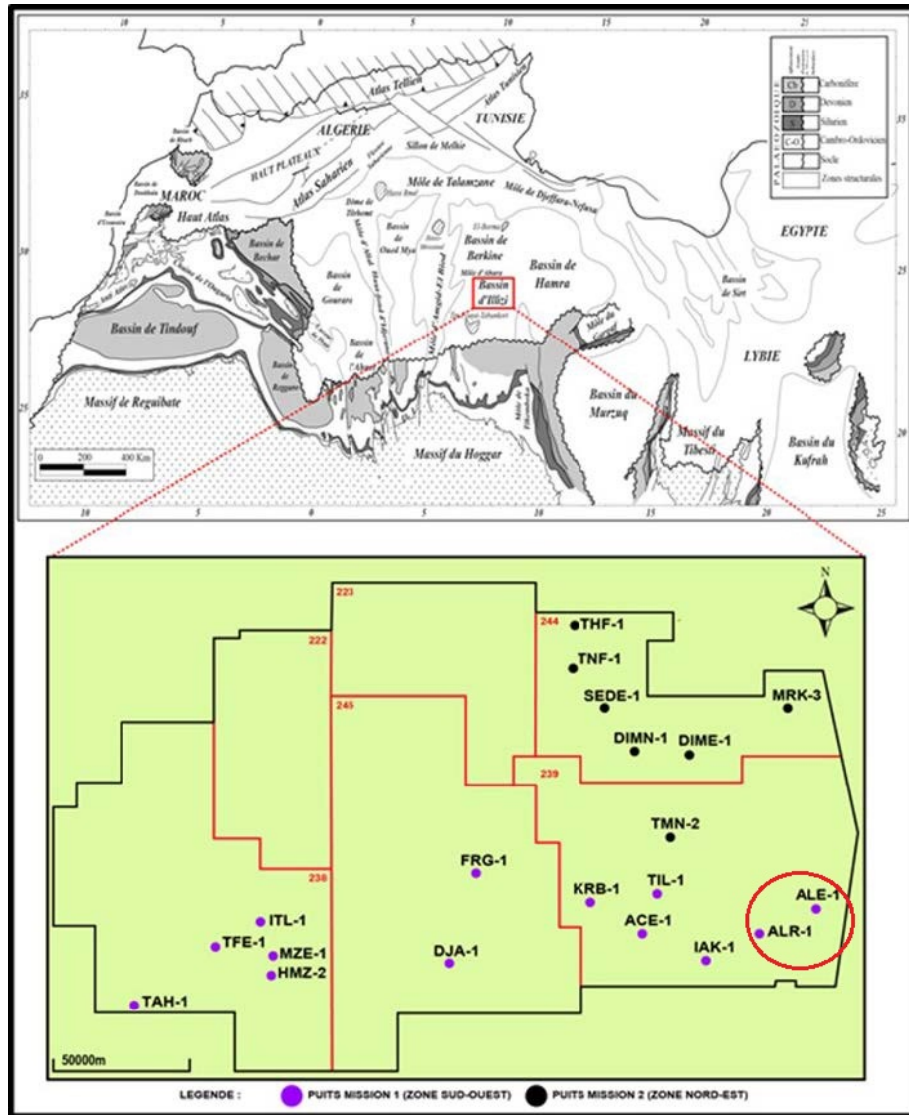


Figure I.2 : Carte des principaux éléments morphostructuraux de la plate-forme saharienne (modifié d'après Boots et *al.*, 1998, *in* rapport interne CRD) avec plan de position des puits étudiés.

IV. Cadre géologique

Le bassin d'Ilizi est limité au Nord par le bassin de Berkine, la limite entre les deux bassins correspond à une remontée du socle connue sous le nom du môle d'Ahara, à l'Est il est limité par le môle de Tihemboka qui le sépare du bassin de Hamra (Libye), à l'Ouest par la dorsale d'Amguid El Biod qui le sépare du bassin du Mouydir, le massif du Hoggar limite le bassin d'Ilizi vers le sud.

Du point de vue géologique, le bassin d'Ilizi correspond à un bassin de plateforme relativement stable. La couverture sédimentaire d'une épaisseur moyenne de 3000m est

essentiellement constituée de dépôts paléozoïques. Son individualisation s'est faite à la fin du Silurien et au cours du Dévonien inférieur. Une douzaine d'horizons de grès poreux y constituent des roches réservoirs où se sont concentrés les hydrocarbures provenant par migration de roches mères d'âge silurien.

Au cours de son histoire géologique, le bassin d'Illizi était un bassin marin peu profond près d'une marge continentale soumise à une forte érosion qui a alimenté le dépôt d'une épaisse colonne sédimentaire d'âge paléozoïque, enfouie au centre de la cuvette et affleurant au Sud-Est et sur sa marge méridionale où elles forment les Tassilis. L'épaisseur de la couverture sédimentaire paléozoïque augmente grossièrement du Sud (1000m à 1500m) vers le Nord (1500m à 2000m).

Les dépôts du Mésozoïque d'une épaisseur d'environ 1000m, sont séparés des terrains paléozoïques par la discordance hercynienne, érodés dans la moitié Sud et affleurent au centre du bassin, formant une succession de falaises, orientées Est-Ouest.

Les dépôts tertiaires se développent principalement dans la partie Nord-Ouest du bassin, au niveau de la Hamada de Tinrhert et sont relativement réduits dans le reste du bassin. Quant aux dépôts quaternaires, ils sont représentés par les dunes qui marquent la limite méridionale du grand erg oriental.

La couverture sédimentaire du bassin d'Illizi repose sur un socle cristallo-métamorphique d'âge Précambrien de même nature que le Hoggar (Sonatrach et Total, 2007).

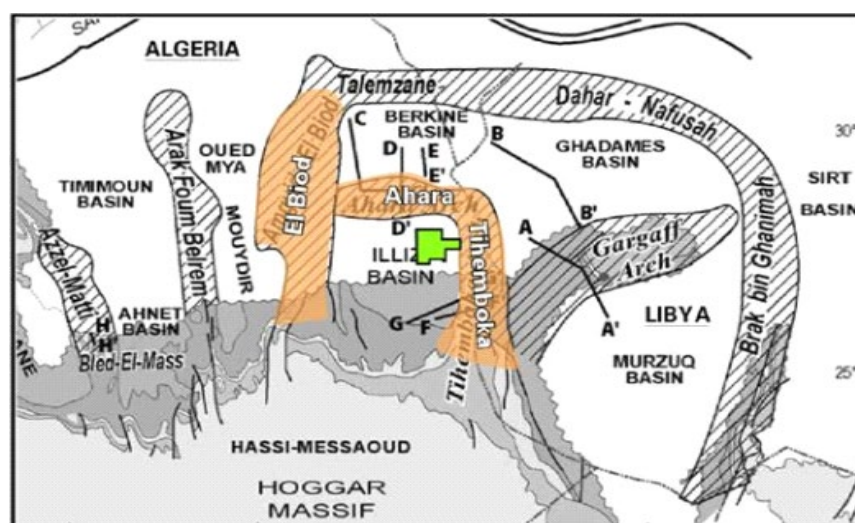


Figure I.3 : Aspect géologique du bassin d'Illizi (Galeazzi S. et Al., 2010).

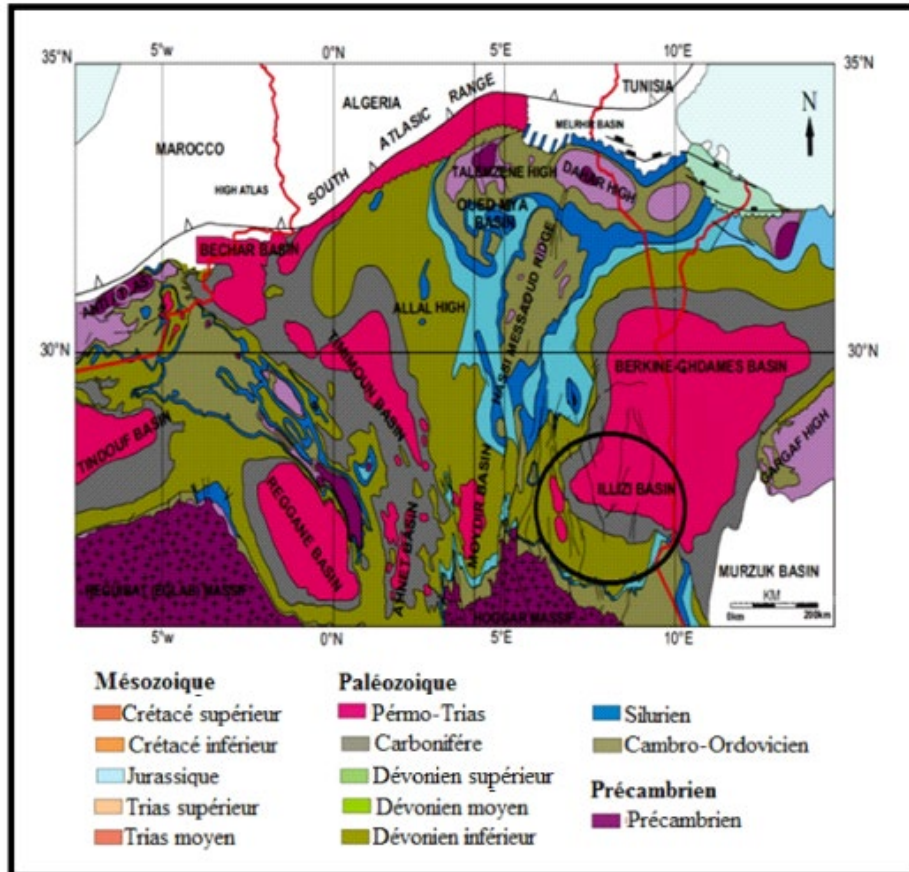


Figure I.4 : Cadre géologique du bassin d'Ilizi (Galeazzi et Al, 2010).

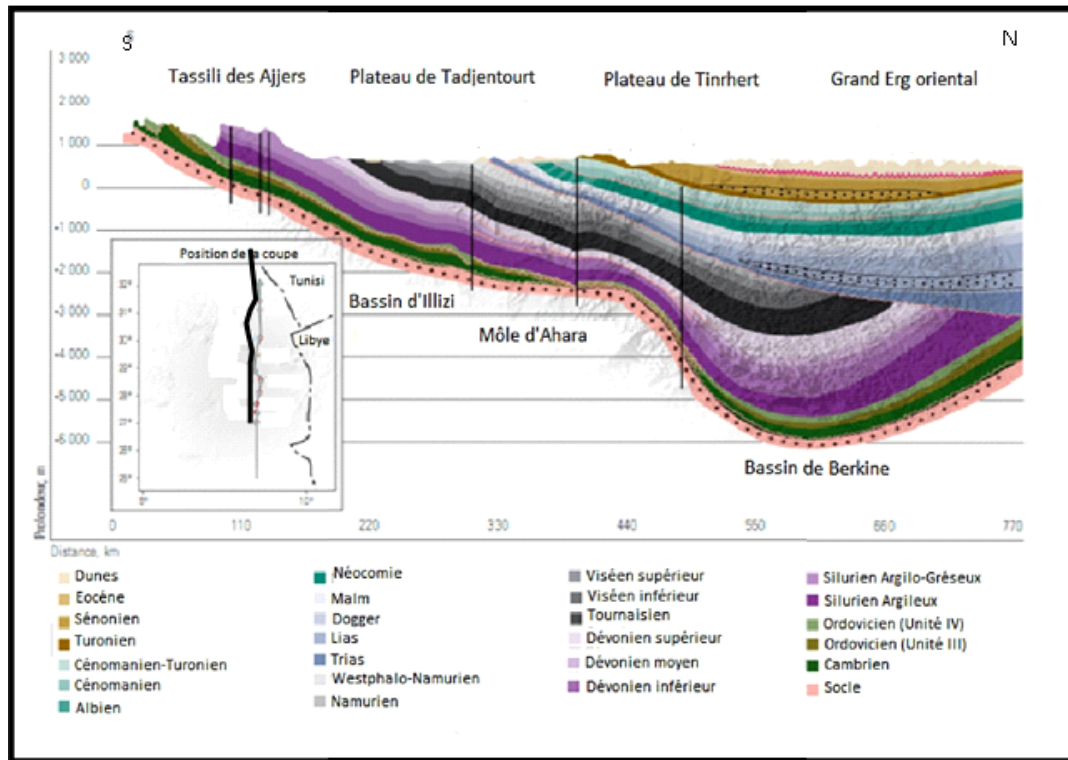


Figure I.5 : Coupe Nord-Sud du bassin d'Ilizi (in Algérie WEC, 2007).

V. Aspect lithostratigraphique

La couverture sédimentaire du bassin d'Ilizi repose en discordance majeure sur la surface infra-tassilienne, qui nivelle un socle plissé, constitué de roches sédimentaires, métamorphiques et volcaniques.

La coupe lithologique type du bassin d'Ilizi est constituée d'une série sédimentaire globalement détritique, allant du Cambrien au Paléogène (voir Figure I.5), dans laquelle les terrains paléozoïques occupent les deux tiers de l'épaisseur totale de celle-ci. La lithostratigraphie des séries paléozoïques tassiliennes a été établie grâce aux études réalisées sur les affleurements (Beuf.S et al., 1967). La série stratigraphique type du bassin d'Ilizi, épaisse de plus de 3 000m comprend :

V.1 : Le Paléozoïque

V.1.1 Le Cambrien

Il est constitué par une succession de formations détritiques, essentiellement gréseuses.

- **L'unité I** (conglomérats d'El Moungar) : épaisse de 300m, est principalement formée de lentilles de grès conglomératiques, c'est une série très localisée et représente les derniers termes de démantèlement de la chaîne panafricaine.

- **L'unité II** : d'une puissance de 200m à 300m. Les dépôts de base sont essentiellement des grès moyens à grossiers à stratifications obliques avec quelques graviers et galets de quartz. La partie supérieure de cette unité épaisse de plusieurs mètres, est représentée par des grès fins à ciment siliceux à intercalations de minces bancs argilo-silteux à traces de bioturbation.

V.1.2 L'Ordovicien

A l'échelle du bassin d'Illizi, l'Ordovicien est subdivisé en quatre unités :

- **L'unité III-1** : d'âge Trémadoc et d'épaisseur variable, représentée par une alternance de grès fins à stratifications obliques et de galets d'argile à intercalations de niveaux silteux, contenant des traces de bioturbations représentées essentiellement par des Tigillites.
- **L'unité III-2** : formée essentiellement de grès fins à grossiers à ciment siliceux de milieu marin de faible profondeur. Le développement du ciment peut donner naissance à de véritables quartzites, avec la présence fréquente de joints stylolitiques et de Tigillites.
- **L'unité III-3** : d'âge Caradoc, d'une épaisseur atteignant 40m à 200m en moyenne, constituée de grès micacés fins à ciment argileux ou siliceux à Scolithos, alternant avec de rares passées d'argilite. Cette série passe vers le sommet à des grès grossiers à fins à Scolithos et à stratifications obliques qui s'enrichissent en argile en montant dans ces derniers.
- **L'unité IV** : d'une épaisseur moyenne de 100m à 300m, composée de grès et d'argiles d'origine glaciaire. Cette formation repose en discordance sur l'unité III-3; elle comprend:
 - **L'unité IV-2** qui est une série de comblement des paléotopographies, façonnée par l'avancement des glaciers est constituée de dépôts variés.
 - **L'unité IV-3** appelée dalle terminale est essentiellement gréseuse.

V.1.3 Le Silurien

Le Silurien est composé de bas en haut par les formations suivantes:

- Formation de l'Oued Imirhou, d'une épaisseur de plus de 30m, formée d'argiles à graptolites, d'une épaisseur moyenne de l'ordre de 300m, avec de rares intercalations silteuses ; caractérisées par une série condensée, appelée argiles radioactives, très fossilifère et très riche en matière organique.
- Zone de passage (unité M), formant le réservoir basal du F6 (réservoir pétrolier du Silurien-Dévonien inférieur), épais d'environ 100m. Cette unité est constituée d'alternance des grés fins à moyens, à stratifications obliques et d'argile.
- Barre inférieure (unité A) du réservoir F6: d'une épaisseur moyenne de 30m, constituée de grés fins à moyens, à stratifications obliques.
- Talus à Tigillites (unité B) du réservoir F6: son épaisseur varie de 40m à 50m. Cette unité est formée d'alternances d'argiles silteuses et de grés fins argileux, associés à des terriers. Les argiles à graptolites s'étendent globalement à l'échelle de toute la plateforme saharienne et fournissent l'une des plus importantes roches mères.

V.1.4 Le Dévonien

Il est représenté en général par le Dévonien inférieur, d'une puissance de l'ordre de plus de 200m. Sa stratigraphie est comme suit :

- La barre moyenne (unité C1) au réservoir F6, d'âge Gédinien, présente une épaisseur d'environ 50m. Elle est constituée de grés fins à grossiers à stratifications obliques à entrecroisées.
- Les trottoirs (unité C2) du réservoir F6, d'âge Gédinien, son épaisseur varie entre 20 et 30m. Elle est représentée par des alternances de grés et d'argiles silteuses, soulignant un environnement fluvio-estuarien.
- La barre supérieure (unité C3), d'âge Siégenien, est essentiellement gréseuse, son épaisseur varie de 80 à 100m. Elle est assez caractéristique sur le gamma ray.
- Le dévonien moyen et supérieur qui correspond aux séries de Tin-Meras et de Gara Mas Melouki ne sont représentés d'une manière générale que par le réservoir F2 (Dévonien

moyen et supérieur), appelé formation d'Illrheme, d'âge Strunien. Ce sont des grès fins à moyens passant latéralement à des silts et des argiles de l'ordre de 40 à 70m.

V.1.5 Le Carbonifère

Dans le bassin d'Illizi le Carbonifère est représenté par une épaisse formation argilo- gréseuse d'environ 3000m, qui renferme des roches carbonatées, se terminant par des sédiments continentaux. Cette série englobe:

- **Le Tournaisien supérieur**

Dans la région d'Illizi, Fabre (1976) décrit le Tournaisien supérieur comme se trouvant directement au-dessus du dévonien, ou d'une série précédemment, et composée de grès et de carbonates transgressifs riches en Brachiopodes et les os de poissons ainsi que des Stromatolithes Collenias. Les grès tournaisiens et du Viséen supérieur précoces sont dispersés en dépôts fluvio-deltaïques de formation Issendjel, et fournissant des réservoirs et des champs de production près de la frontière Algéro-Libyenne de la région d'Illizi.

- **Le Viséen supérieur et Namurien**

Le Viséen supérieur et la couverture du Namurien de la région d'Illizi sont composés de calcaires grainstones à bioclastes et ciments de calcite, les grès sont à grains fins et des schistes verdâtres de la formation d'Oubarakat, qui affichent une diminution de la profondeur globale. La transgression viséenne est bien marquée dans le substratum par un intervalle schisteux continu de 50 à plus de 100 m présente dans toute la région.

La signification de la discordance namurienne est basée sur la présence d'un biseau à la base relativement localisée par des grès de plus de 40 m d'épaisseur dans la partie occidentale du bassin d'Illizi. Ce prisme de roches silicoclastiques se compose de dépôts fluviaux qui se cachent vers le Sud et l'Est, sur les flancs du mole de Tihemboka.

Il est clôturé par un riche intervalle de carbonate marin, interprété comme étant due à un changement brusque de niveau de base, probablement associé au début de la glaciation du Carbonifère de Gondwana (Ross et Ross, 1988, *in* ABIZAR. J., et AOUDJEGHOUT. A., 2016).

- **Fin Namurien, Stéphanien et Westphalien**

L'intervalle namurien et stéphanien est limité à la partie orientale de la région d'Illizi. Il s'agit d'un paquet de 350-400 m des carbonates d'évaporites dénommé El Abed Larache ou formation de Dembaba.

Il se compose des carbonates variés, de dolomies et de sable, avec Goniatites et Brachiopodes, inter-stratifiés avec des lits de gypse.

Les corrélations indiquent une tendance à une élévation eustatique globale, développées sur une surface d'inondation maximale, à la base de l'intervalle de fin Namurien. Les plaines côtières silicoclastiques couvrent les dépôts de carbonates précédents, et sont séparés par une surface latérale continue.

Cet intervalle est préservée dans quelques puits où il peut atteindre jusqu'à 150 m. Il se compose de grès à grains fins et siltites avec ripple marks rougeâtre, des dolomies et argilites bioturbées variées, inter-stratifiées avec des évaporites (Fabre, 1976). Les faciès des dolomites comprennent des textures grainstones oolithiques, et peuvent avoir des stratifications des Stromatolithes, et des fissures de dessiccation polygonales.

Certains des couches à grains fins contiennent des Gastéropodes d'eau douce (Fabre, 1976). La description des affleurements du même auteur montrent qu'une couche de gypse est recouverte d'une mince falaise de grès éoliens ou fluviaux.

De Namurien au Stéphanien est interprétée comme un isolement progressif du bassin de Berkine-Illizi, lors de la déformation hercynienne de la plate-forme saharienne. Le dépôt marin Ouvert du Viséen a fait place à un bassin de carbonate isolé, vers la fin du Westphalien a évolué à un playa-lac peu profond qui se termine par une dessiccation au permien.

La tendance à la hausse eustatique s'est poursuivie l'exhumation de la région au post carbonifère, de permien et du Trias inférieur, accompagné par un dépôt continental de formation des Argiles de Tiguentourine, dans la partie Sud-Est du bassin de Ghadamès.

En effet, les faciès constituent l'ensemble empilé des motifs des strates au début et au milieu du Carbonifère et semble correspondre à des tendances eustatiques générales, mais la couverture carbonifère du bassin montre clairement de la tectonique hercynienne, influence l'eustatisme à long terme décrites par Ross et Ross (1988).

V.2 : Le Mésozoïque

V.2.1 Le Trias

Epais de 120m, il est représenté par la série grés argileuse de Zerzaytine inferieur.

V.2.2 Le Jurassique

Représenté par les séries Zerzaytine moyenne, supérieur et une partie de Taouratine inferieur.

- La série Zerzaytine moyenne-supérieur : 150m d'épaisseur, d'âge respectivement Lias-Dogger, elle est représenté par des bancs dolomitiques a la base surmonté par des grés conglomératiques et se terminant par des argiles rouges.
- La partie inférieure de la série Taouratine inférieure : environ 120m d'épaisseur, d'âge Malm composé d'argiles grise et de grés.

V.2.3 Le Crétacé

- Série de Taouratine inférieure (partie supérieure) : son épaisseur est d'environ 120m, d'âge Barrémien - néocomien. Elle est composée de grés carbonatés souvent silicifiée et d'argiles rouges.
- Série de Taouratine Moyen : environ 12m d'épaisseur, d'âge Aptien, cette série est formé de grés carbonaté reposant en discordance sur la série sous-jacente.
- Série de Taouratine supérieure : 15m d'épaisseur, d'âge Albien elle est représentée par des grés à intercalations carbonatés.
- Cénomaniens : 120m d'épaisseur, il est représenté par des argiles à gypse avec rarement des intercalations dolomitiques.
- Série d'Aleg Abiod : environ 300m d'épaisseur d'âge Turonien-Sénonien, représenté par des marnes vertes à la base évoluant vers des argiles, des calcaires et dolomie à gypse se terminant par des grés et des calcaires argileux.

V.3 : Le Cénozoïque et le Quaternaire

Ils sont essentiellement sableux (moyens à grossiers) à intercalation de bancs de calcaires dolomitiques, le tout est surmonté par des dunes de sables du Quaternaire. En affleurement, il est représenté essentiellement par le Mio-Pliocène.

Chapitre I : Généralités

NAMES	ON SECTION	AGE
Hamada		TERTIARY - RECENT
Aleg Abiod	SENONIAN	CRETACEOUS
	TURONIAN	
Argille A Gypses	CENOMANIAN	
Upper Taouratine	ALBIAN	
Middle Taouratine	APTIAN	
Lower Taouratine	BARREMIAN	"AUSTRIAN" UNCONFORMITY
	NECOMANIAN	
	MALM	JURASSIC
Upper Zarzaitine	DOGGER	
Middle Zarzaitine	LIAS	
Lower Zarzaitine	TRIAS	TRIASSIC
		HERCYNIAN UNCONFORMITY
	TIGUENTOURINE	CARBONIFEROUS
	F	
	E	
	D	
	C	
	B	
	A	
	F2	DEVONIAN
	F4	
	C3	
	C2	
	C1	SILURIAN
	B2	
	B1	
	A	
	M2	
	M1	ORDOVICIAN
Tannezuft	GOTHLANDIAN	
MKratta / Mazoula	IV-3	
Argilles Microconglomeratiques	III-2a	
Oued Saret-Azzel-Ouagaria	III-3	
Hamra	III-2	CAMBRIAN
Atchane-El Gassi - Alternances	III-1	
	II	
	BASEMENT	

Figure I.6 : Colonne stratigraphique synthétiques du bassin d'Illizi (BHP Petroleum (Algérie) Inc, November 1998).

VI. Evolution paléogéographique du bassin d'Illizi (Skandar M.-S, Arab M., 1996)

- **Cambrien** : milieu fluviatile en tresse qui a permis le comblement des creux topographiques infra-tassiliens.
- **Ordovicien** : caractérisé par la transgression Trémadocienne-Caradoc qui a permis l'installation d'un milieu marin qui se termine par une phase de glaciation fini ordovicienne.
- **Silurien** : fonte des glaciers conduisant à une transgression glacio-eustatique diachrone, la fin du Silurien est marquée par les mouvements épirogéniques calédoniens conduisant à l'immersion de vastes régions qui vont s'éroder pour constituer la source des dépôts gréseux du Dévonien inférieur.
- **Dévonien inférieur** : fluviatile méandrique, puis marqué par un début de transgression qui se poursuit jusqu'au dévonien supérieur.
- **Dévonien moyen et supérieur** : milieu tantôt mixte tantôt marin et redevient franchement marin à la fin du Dévonien.
- **Carbonifère** : régression marine et installation d'un milieu transitionnel.
- **Mésozoïque** : l'installation progressive d'un milieu continental puis lagunaire, marqué durant toute cette période.
- **Cénozoïque** : régression généralisée sur toute la plateforme saharienne.

VII. Aspect structural et géodynamique

VII.1. Aspect structural

Le bassin d'Illizi se range dans les bassins intracratoniques de type synéclyse. Les différents événements tectoniques ayant affecté ce bassin ont engendré divers éléments structuraux dont on distingue particulièrement (Figure I.7) :

D'après BOUDJAMA et BEICIP, Modifié par B.KADI (1992).


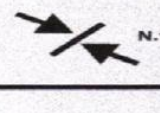


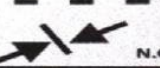

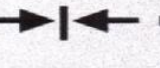
ERES	EPOQUE D'INTERVENTION MAXIMALE	NOMS DES PHASES	Nature et direction Des phases	EFFET SUR LES JEUX DE FAILLES
CENOZOIQUE	NEOGENE MIOCENE	ALPIN TARDIF	 N.O.60	Jeu en compression des accidents NO.60
	PALEOGENE EOCENE	TERTIAIRE ALPIN MOYEN EOCENE N.160		 N.160
MESOZOIQUE	CRETACE	PHASE AUTRICHIENNE (ALPIN PRECOCE)	 N.O.90	Jeu en inverse sur les accidents NO.90
	JURASSIQUE			
	TRIAS			
PALEOZOIQUE	PERMIEN	PHASE HERCYNIEENNE TARDIVE	 N.120	Jeu en inverse sur les failles NW-SE
	CARBONIFERE VISIEN	PHASE HERCYNIEENNE PRECOCE	 N.O.40	Jeu en inverse sur les failles NE-SW
		Superieur	PHASE FRASNIEN NE	 NW-SE
	Moyen			
	Inferieur			
	SILURIEN	PHASE CALEDONNIENNE	 E.W ?	Jeu en inverse sur les failles N-S (Erosion sur les mole sub-méridien "Tihemboka")
	ORDOVICIEN			
CAMBRIEN	PHASE PANAFRICAINE TARDIVE			

Figure I.7 : Les principales phases tectoniques sur la plate-forme saharienne (D'après Boudjema, 1987 et Beicip, 1975).

- **Le môle de Tihemboka** : c'est un grand axe orienté Nord-Sud affecté par un important accident méridien qui constitue la limite orientale du bassin d'illizi. Ce môle a joué d'une manière générale en zone haute dès le Paléozoïque. A la fin du cycle calédonien, le môle de Tihemboka était déjà individualisé, comme il a connu une très longue émergence, tout au long des mouvements calédoniens et frasniens.
- **Le môle d'Ahara** : orienté approximativement dans la direction Est-Ouest, il constitue la limite septentrionale du bassin d'illizi. Il a subi l'influence de tous les mouvements qui l'ont affecté.
- **L'accident de Fadnoun** : c'est la limite entre le môle de Tihemboka et la dépression centrale d'illizi du Sud-Ouest vers le Nord-Est, il se suit sur 300km, il s'agit d'une

ancienne faille majeure d'orientation Nord-Nord Est qui a rejoué plusieurs fois durant le paléozoïque, et même plus récemment.

- **Le bombement de Tin Fouyé** : situé au Nord-Ouest du bassin d'Illizi, il correspond à une zone très haute orienté Nord-Sud, et s'étend sur 200 km de longueur et 100 km de largeur.
- **Le monoclinal d'Illizi** : il sépare les deux zones hautes de Tin Fouyé et de Tihemboka.

VII.2. Aspect géodynamique

L'histoire géologique du bassin d'Illizi est liée directement à la structuration de toute la plateforme saharienne, elle est caractérisée par plusieurs phases tectoniques :

VII.2.1 Cycle panafricain

Cet événement est marqué par la collision au Précambrien entre le Craton ouest-africain et le bloc est-africain, provoquant un serrage Est-Ouest qui a engendré des accidents subméridiens, qui jouent par la suite un rôle majeur dans la structuration et l'individualisation de la plateforme saharienne (R.Caby, 1968 ; G .Vitel, 1975). L'événement majeur panafricain est suivi d'une période d'érosion importante aboutissant à une vaste pédiplaine infra- tassilienne (Beuf et al, 1971), avec un léger plongement vers le Nord.

VII.2.2 Cycle Calédonien

Durant cette période, plusieurs phases se succèdent dans le temps, elles sont identifiées comme suit :

- **La distension cambro-ordovicienne** : cette distension est attribuée à l'étirement de la croûte continentale d'orientation Nord Ouest-Sud Est, accompagnée d'une subsidence tectonique (Boudjemaa, 1987), qui a engendré l'instabilité tectonique matérialisée par des variations d'épaisseur.
- **La phase de compression taconique** : au Caradoc, s'est produit un changement de contraintes avec des mouvements compressifs le long des accidents subméridiens en formant des plis d'axes Nord-Sud, accompagné de soulèvements régionaux (des boucliers Reguibat et Touareg), entraînant une érosion atteignant le socle, parallèlement, un changement climatique provoque l'installation d'une calotte glacière

sur le Sahara central matérialisé par des discordances de ravinements atteignant parfois le socle.

- **La distension silurienne** : elle est marquée par la présence de niveaux doléritiques au contact Ordovicien-Silurien, ce volcanisme traduit un régime de contrainte distensif lié en partie au rebond isostatique dû à la fonte de la calotte glaciaire.
- **La phase de compression calédonienne** : s'exprime par un soulèvement général d'une grande partie du Hoggar et des parties méridionales, suivi d'un changement de la sédimentation avec des argiles noires à graptolites à une sédimentation détritique correspondant aux grès des Tassilis Externes, provenant du SE et se dépose sous forme de système fluvatile (Beuf et al, 1971).
- **La distension du Dévonien inférieur** : elle est caractérisée par différents phénomènes tectono-sédimentaires avec les variations d'épaisseurs et un volcanisme basique qui ont provoqués le rejet synsédimentaire de failles et de structures préexistantes.
- **Mouvements du Dévonien moyen et supérieur (évènement frasnien)** : cette période a connu l'existence de deux discordances, l'emsienne et l'intra-dévonienne qui ont érodé les formations antérieures. Ce qui a provoqué la superposition de l'une sur l'autre, suivie d'une transgression marine.

VII.2.3 Cycle Hercynien

Il engendre deux phases compressives (Aliev et al, 1971) :

- **Précoce N040 (Viséen)** : provenant de la création des structures allongées Nord Ouest-Sud Est le long des accidents subméridiens.
- **Majeure N120 (Permien)** : il s'est traduit par la création des structures Nord Est-Sud Ouest le long des grands accidents du Socle.

VI.2.4 Cycle Alpin

Il englobe les phases et les faits marquants suivants :

- **La phase Trias-Jurassique** : elle est le siège du basculement de la dalle saharienne vers le Nord provoqué par l'ouverture de l'Atlantique suivi d'une subsidence continue et importante due à une charge sédimentaire de type marin.

- **La phase Crétacé-Tertiaire** : des soulèvements importants ont donnés des nouvelles structures dans le bassin d'Illizi (Boudjema, 1987), qui sont :
 - Un soulèvement exagéré du mole de Tihemboka.
 - Une succession de horst et graben SSW-NNE parallèles aux accidents.
 - Une surface érosive importante à l'Ouest du bassin d'Illizi.

Une discordance entre l'Eocène et l'Oligocène est bien visible dans le bassin d'Illizi. D'orientation N160, cette phase est appelée la phase atlasique ou pyrénéenne ; elle est due à un basculement vers le NNW qui a provoqué le rejet des accidents subméridiens senestres.

- **La phase burdigalienne (Oligocène supérieur - Miocène inférieur)** : elle correspond à la réactivation de la phase atlasique marquée par le basculement du bassin d'Illizi vers le Nord d'une part, et qui a fait rejouer les accidents subméridiens en décrochements dextres pour former des plis NW-SE, d'autre part.

VIII. Aperçu sur le magmatisme qui a affecté le bassin d'Illizi

Les roches éruptives rencontrées par sondage dans le bassin d'Illizi sont réparties d'une façon différente dans l'espace. Elles se trouvent à des niveaux stratigraphiques différents, de l'Ordovicien jusqu'au Silurien argilo-gréseux. Parmi tous les sondages qui ont atteint le socle dans le bassin d'Illizi, seuls 13 ont rencontré des roches magmatiques.

Les régions où se manifestent ces intrusions magmatiques sont (Sonatrach 2007) :

- **La région de Tinrhert** : Stah ; Mereksen ; Dimeta Ouest.
- **La région d'Issaouan** : Thighaline.
- **La région de Bordj Omar Driss** : Zemlet el Medarba ; Gerboise ; Oudat ; Ouan Tarat ; Oudian.

Dans certains sondages, ces roches magmatiques se rencontrent en intrusion dans un seul niveau stratigraphique : l'Ordovicien ou le Silurien. Dans d'autres sondages, on les trouve dans l'Ordovicien et le Silurien. Les épaisseurs des roches magmatiques sont variables, avec un maximum de 169 m et une épaisseur minimale de 3,5 m.

IX. Système pétrolier

Un système pétrolier est défini comme un ensemble ou un système géologique qui est formé d'une roche mère qui génère les hydrocarbures, d'une roche réservoir poreuse et perméable qui les accueille au cours de leur migration (le réservoir) et d'une roche couverture imperméable qui donnera son étanchéité au piège. Il est évident que le facteur temps est important quant à l'âge de la migration des hydrocarbures et sa relation relativement à la formation du piège. Etant à caractère dynamique, un système pétrolier inclut également un ensemble de processus physico-chimiques tels que la formation, la migration et l'accumulation des hydrocarbures et la formation de piège.

A ce niveau, il est intéressant pour nous d'identifier chacun des éléments du système pétrolier dans le cas de notre zone d'intérêt.

IX.1 Les roches mères

Les différentes études géochimiques réalisées dans le bassin d'Illizi, montre que pratiquement toutes les argiles du Paléozoïque ont générées des hydrocarbures (TISSOT. B., ESPITALIE. J., et DEKOOOP. G). Les principales roches mères sont représentées par :

- Les argiles radioactives du Silurien.
- Les argiles du Dévonien moyen et supérieur.

IX.1.1 Roches mères ordoviciennes

Elles sont constituées essentiellement d'intercalations argileuses d'épaisseur variable dans une série gréseuse ou quartzitique. Les formations argileuses les plus intéressantes sont représentées par les argiles micro conglomératiques de l'unité IV (*in* LAMRANI. R., et SAM. N, 2016).

IX.1.2 Roches mères siluriennes

Les argiles à graptolites du Silurien inférieur représentent la roche mère d'intérêt majeur du Paléozoïque, son épaisseur est de 300 m environ dans le bassin d'Illizi. Elles présentent des matières organiques de type I et II dont la proportion est de 8% à 100% et des matières organiques oxydes.

IX.1.3 Roches mères dévoniennes

Les argiles du Dévonien moyen et supérieur comportent des matières organiques de type I, II et III (oïl prône), dont la proportion varie de 70 à 100%. Elles sont représentées par le Dévonien moyen et le Dévonien Supérieur.

IX.1.4 Roches mères carbonifères

Elles sont représentées par les argiles du Tournaisien et l'argilo-gréseux du Viséen.

IX.2 Les roches réservoirs

Dans le bassin d'Illizi, les réservoirs se localisent dans les trois étages qui sont : le Cambro-ordovicien, Siluro-dévonien et le Carbonifère.

IX.2.1 Cambro-ordovicien

Il est caractérisé par une grande variation des propriétés pétrophysiques et des épaisseurs dans les trois unités II, III, IV.

- **Unité II** : d'âge cambrien, son épaisseur est de 250 m et elle est composée de dépôts fluvio-deltaïques. Cette unité est productive d'huiles à l'Ouest à Ihansatène, de gaz à Tiguentourine, d'huile et de gaz à Edjeleh et Tin Fouyé.
- **Unité III (Ordovicien)** : c'est une unité à sédimentation argilo-gréseuse essentiellement marine, l'extension de ces corps gréseux est tributaire du ravinement glaciaire est révélée gazifière seulement à Zerzaytine, Ténéré, Beugra.
- **Unité IV (Ordovicien)** : Elle correspond au Complexe terminal de l'Ordovicien, son épaisseur varie de 10 à 350 m, elle est constituée de dépôts fluvio-glaciaires à périglaciaires. C'est par excellence l'objectif essentiel qui représente le plus grand intérêt pétrolier : il s'est révélé producteur dans plusieurs régions ; sur le haut fond de Tin Fouyé, il est partout producteur de gaz avec un anneau d'huile dans sa partie Nord. Cette unité est productrice dans pratiquement tous les gisements dont Ihansatène, Tiguentourine, etc.

Les sous-unités IV-3 et IV-2 présentent des porosités de 5 à 15 % et sont productives de gaz à Tin Fouyé Ouest, In Amenas, Tiguentourine, Zerzaytine et Irlalene. L'hydrodynamisme joue un rôle important : par exemple, dans le gisement de Tin Fouyé, la distribution des fluides dans l'Ordovicien est contrôlée par un courant hydrodynamique de l'aquifère.

IX.2.2. Siluro-dévonien

A partir du Silurien terminal jusqu'au Dévonien supérieur s'étagent plusieurs niveaux réservoirs dénommés par la société CREPS de bas en haut : F6, F5, F4, F3 et F2. Ces réservoirs subissent une différence notable, le F3 se contente de la partie orientale du plateau de Tinhert et au Nord de Alrar où il a produit de l'huile dont deux découvertes récentes à Merksem et Stah. Le F4 est bien développé à l'Est mais disparaît au Nord Est totalement, le F5 est réduit au NE du bassin et disparaît vers le Nord, le F2 se biseaute vers le NO du bassin, il est producteur d'huile et de gaz dans plusieurs gisements. Seul le niveau F6 montre un plus grand intérêt au regard de son extension sur la quasi-totalité du bassin et son épaisseur relativement importante.

IX.2.3. Carbonifère

On distingue les réservoirs suivants de haut en bas : A, B0, B1 jusqu'à B14 (Viséen-Namurien) et D0, D1, à D6 (Tournaisien-Viséen). Ces réservoirs présentent de bonnes caractéristiques pétrophysiques mais ils sont compromis par leurs faibles profondeurs, cependant ils produisent à Zerzaytine (B0, B2, B4, B8), Edjeleh (D2, D4, D6) et Tiguentourine (B11, D2, D4, D6).

IX.3 Les roches couvertures

La couverture des réservoirs est assurée par les argiles du Dévonien moyen et Silurien argileux, ainsi que les séries du Namurien et du Viséen (Carbonifère) et du Tournaisien qui assurent l'étanchéité des différents réservoirs carbonifères, dévoniens F2, F4, et ordoviciens.

On peut citer ainsi les argiles du Dévonien inférieur comme couverture seulement pour le réservoir F6 dans la partie Ouest du bassin.

IX.4 Les pièges

La majorité des pièges sont structuraux néanmoins on peut rencontrer des pièges mixtes (structural avec effet diagénétique ou structural avec effet hydrodynamique) ou encore stratigraphiques (Alrar et Tihemboka, F3, F6) au niveau du bassin d'Illizi. S'agissant de l'hydrodynamisme, les réservoirs du Cambro-ordovicien sont interprétés comme étant liés à un modèle d'hydrodynamisme complexe formant parfois un piège d'extension contenant potentiellement une grande quantité d'hydrocarbures comme l'exemple de Tin-Fouyé Tabankort dont le plan d'eau (contact eau-huile) est incliné vers le nord.

Le bassin d'Illizi constitue un bassin de plateforme stable qui a subi une forte sédimentation durant le Paléozoïque et le Mésozoïque donnant naissance à une épaisse série sédimentaire.

La colonne sédimentaire comporte plusieurs niveaux réservoirs contenant des quantités considérables en hydrocarbures ce qui a permis de classer le bassin d'Illizi comme l'un des plus prometteurs dans le Sahara algérien dès 1956 où on a commencé de produire dans le gisement d'Edjeleh.

Les réservoirs cambro-ordoviciens sont caractérisés par leur caractère compact confirmé par des porosités inférieures à 15% et des perméabilités de 0.1 mD.

X. Annonce du plan

Ce manuscrit est organisé en cinq chapitres :

Le premier, introductif, expose la problématique, le cadre géographique et géologique de la région d'étude, son aspect lithostratigraphique, structural et géodynamique, et donne aussi un aperçu sur le magmatisme qui a affecté le bassin d'Illizi et son système pétrolier.

Le deuxième, consacré à l'étude sédimentologique, aborde des rappels théoriques sur la sédimentologie et s'intéresse à l'étude sédimentologique des deux puits étudiés et à la reconstitution des milieux de dépôt.

Le troisième, réservé à l'étude pétrographique, présente la méthodologie de travail et se concentre sur la pétrographie des deux puits étudiés.

Le quatrième, attribué à l'étude diagénétique, mentionne la méthode de travail et des rappels sur la diagénèse et insiste sur les phénomènes diagénétiques ayant affectés les puits étudiés.

Le cinquième et dernier, récapitule les conclusions principales et identifie à la fois les limites de l'étude ainsi que des pistes de recherches complémentaires.

Chapitre II :

Etude sédimentologique

I. Introduction

Pour la description des séries sédimentaires, on peut faire recours aux observations des affleurements de terrain, ou bien procéder à des descriptions de carottes qui sont des prélèvements d'échantillons dans le sous-sol obtenus au cours du forage et ceci à l'aide d'un outil appelé : le carottier. La carotte ainsi remontée, est du point de vu stratigraphique continue et ne présente pas d'interruptions ou de lacunes. Par ses propriétés, les observations établies sur les carottes géologiques permettent une reconnaissance des successions logiques des faciès et une analyse séquentielle des séries sédimentaires de différents ordres. Ceci est possible par les structures sédimentaires enregistrées lors du dépôt et des ruptures majeures de la sédimentation (discontinuités). Une caractérisation des milieux de dépôt et détection des différentes anomalies, comme : les changements brusques de faciès, les changements rapides d'environnement de dépôt, les discordances..., sont facilement observables.

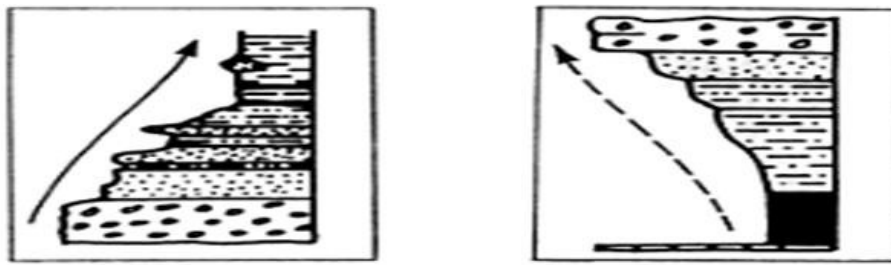
II. Rappels théoriques

II.1 Faciès : La notion de facies correspond à la description de l'ensemble des caractéristiques lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès) d'un dépôt (O. SERRA, 1985).

II.2 Séquence : Une séquence est une succession des couches génétiquement liées, et limitées à la base et au sommet par des discontinuités. On définit deux types de séquences :

II.2.1 La séquence négative : C'est une séquence à évolution grano-croissante, les particules évoluent des plus fines aux plus grossières vers le haut. (Fig.II.1)

II.2.2 La séquence positive : C'est une séquence à évolution grano décroissante, les particules évoluent des plus grossières aux plus fines vers le haut. (Fig.II.1)



Séquence positive (granodécroissante) Séquence négative (granocroissante)

Figure II.1 : Séquences lithologiques en série argilo-gréseuse (rapport interne inédit).

II.3 L'analyse séquentielle : C'est une méthode objective qui consiste à rechercher les successions cohérentes et répétitives de faciès qui constituent les séquences.

II.4 Les discontinuités : Elles traduisent un arrêt de sédimentation accompagné ou non d'une érosion, elles permettent aussi de définir les séquences et de déterminer leur ordre.

II.5 Les milieux de dépôt

Les éléments destinés à former un sédiment sont généralement transportés à l'état solide ou en solution. Ils se déposent ensuite dans un milieu de sédimentation. Un milieu de sédimentation est une unité géomorphologique de taille et de forme déterminée où règne un ensemble de facteurs physiques, chimiques et biologiques relativement constants pour former un dépôt caractéristique ; exemples : milieu lacustre, milieu deltaïque. Cette définition reste vague quant à la taille d'un milieu : on parle souvent de milieu continental, mais celui-ci comprend les milieux torrentiels, fluviaux, lacustres, etc. A l'opposé, différents milieux peuvent être regroupés en unités spatialement plus grandes : un bassin sédimentaire regroupe les différents milieux d'une même entité géographique dont les sédiments ont des caractères communs (origine, âge...). (J. Beauchamp, 2012).

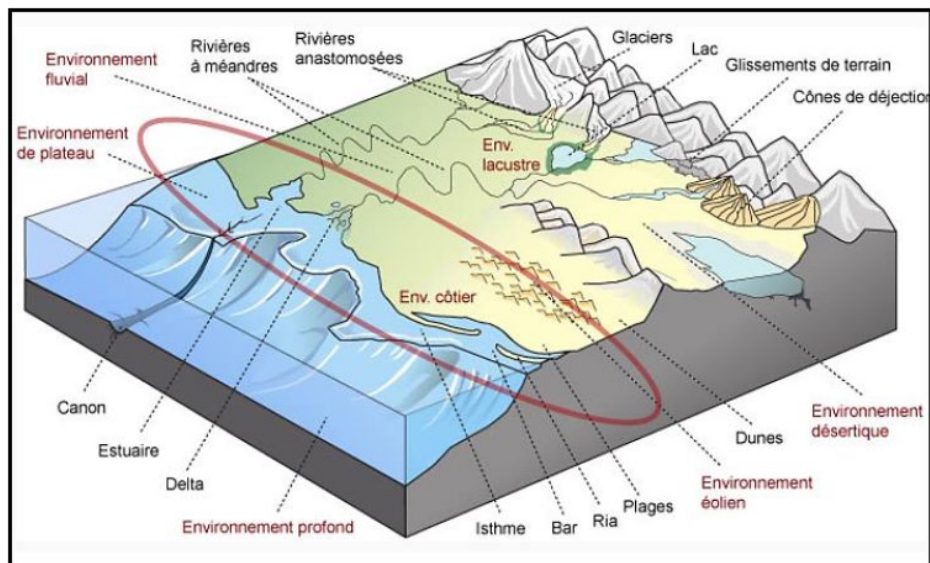


Figure II.2 : Morphologie des environnements de dépôts (J. Beauchamp 2012).

II.5.1 Les milieux mixtes : Ce sont de milieux à influence mixtes (marine et continentale), il s'agit des estuaires, deltas, lagunes littorales.

II.5.1.1 Le delta : La partie distale du bassin versant d'un fleuve est généralement une large plaine alluviale où s'accumule une grande partie des matériaux transportés. Arrivé en mer, le courant décélère et le reste de la charge se dépose et forme le delta. L'apport continu des sédiments dans le delta fait avancer ce dernier dans le domaine marin : c'est la progradation deltaïque. Un delta se décompose en 3 parties.

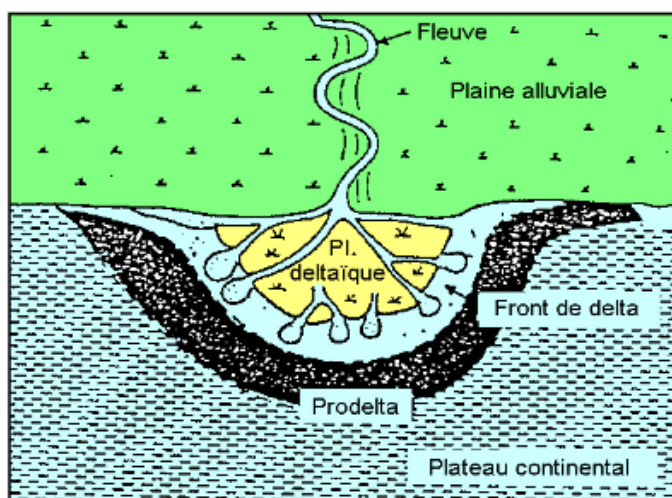


Figure II.3 : Morphologie d'un delta (J. Beauchamp, 2012).

- ❖ **La plaine deltaïque :** Les sédiments sont des faciès de plaine alluviale affectés par l'influence des marées. Des barres sableuses et des galets se déposent dans les chenaux. Les zones inter-distributaires sont constituées de limons et argiles, riches en matière organique sous climat humide, en évaporites sous climat sec et suffisamment chaud. En climat semi-aride se développent des encroûtements calcaires, en climat aride peuvent se former des dunes éoliennes à partir des sables fluviatiles. Des dépôts sableux de rupture de levée accidentent la sédimentation fine dans les plaines de deltas à dominance fluviale.
- ❖ **Le front de delta :** C'est le lieu de rencontre des eaux douces chargées de sédiments et des eaux salées. La forme de sédimentation est différente selon la densité de l'eau du fleuve, en fonction de la charge, et la taille des particules transportées. Si la densité de l'eau douce est voisine de celle de la mer, la charge se dépose rapidement en une barre de front de delta. Pour une densité d'eau douce plus grande, la charge forme un courant de densité qui suit le fond et gagne le large. Pour une densité plus faible, les particules en suspension forment un nuage qui se disperse à la surface de l'eau de mer (cas de l'Amazonie). Les barres sableuses progradantes vers le large. Dans les deltas à dominance de vagues, les sables sont remobilisés par la mer et étalés en barres parallèles à la côte constituant une plage ou un cordon isolant une lagune.
- ❖ **Le prodelta :** Il s'y dépose des sédiments fins généralement bioturbés car très riches en matière organique d'origine continentale. L'accumulation deltaïque progresse sur la plate-forme et présente une forte épaisseur si la marge est subsidente ou lorsque la progadation atteint la bordure de la plate-forme et se poursuit sur le talus. Le fluage des argiles prodeltaïques écrasées par les sables sus-jacents et la pente entraînent la formation de diapirs, de slumps et de failles normales listriques, dispositif structural favorable aux piégeages des hydrocarbures.

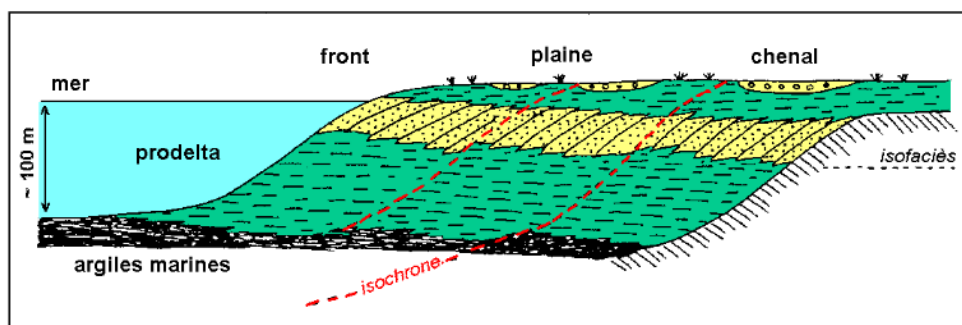


Figure II.4 : Progradation des faciès deltaïques sur une plate-forme (J.Beauchamp, 2012).

II.5.2 Le système littoral : Ce système regroupe tous les environnements qui se situent dans la zone transitionnelle entre le domaine fluvial et le domaine marin franc « fig. II.5 », ils sont conditionnés par un nombre important de facteurs : quantité et nature du sédiment arrivant à la mer, caractéristiques du bassin marin récepteur (notamment la salinité relative des eaux, courants, morphologie, bathymétrie, taux de subsidence, activité tectonique, fluctuations du niveau de la mer).

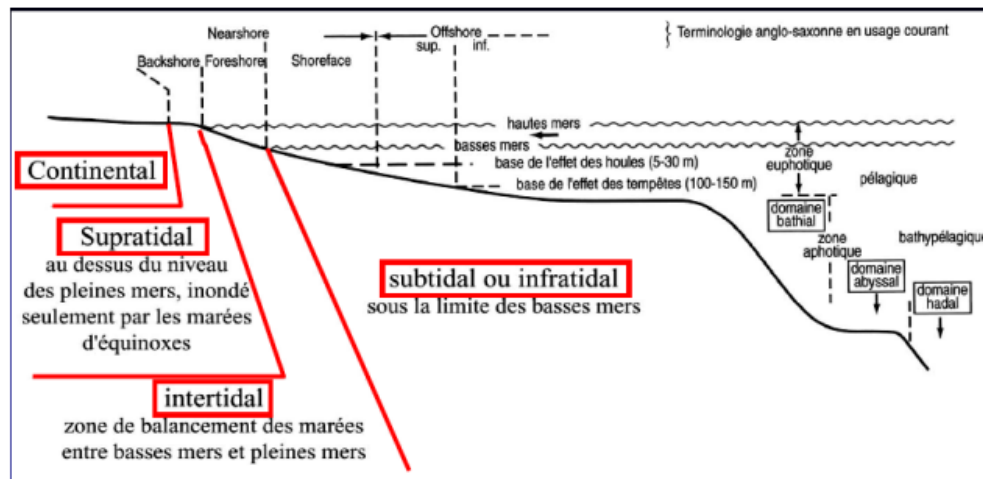


Figure II.5 : Unités morphologiques typiques d'un profil de plage sableuse modifiée (CHAMLEY, 1988).

II.5.2.1 La géomorphologie du littoral

Le domaine littoral avec plage comprend plusieurs zones (Fig. II.5)

- **Cordon dunaire** : la limite entre cette zone et la plage correspond au niveau marin atteint lors des marées exceptionnelles et les marées d'équinoxe.
- **Backshore** : ou encore l'arrière plage, il correspond à la zone supratidale, c'est la zone émergée, souvent formée de dunes éoliennes.
- **Foreshore** : ou l'avant plage, correspond à la zone intertidale, située entre le niveau de la marée haute et celui de la marée basse.
- **Shoreface** : ou zone pré littorale, correspond à la zone s'étendant depuis le niveau de la marée basse jusqu'à la zone de base d'action des vagues, il est subdivisé en :
 - **Upper Shoreface**: C'est une zone à haute énergie, caractérisée par une sédimentation relativement grossière, à structures obliques à entrecroisées à petite et /ou grande échelle, les bioturbations sont rares. Elle est composée surtout de bioturbation verticale.

- **Middle Shoreface:** C'est une zone à énergie modérée caractérisée par une sédimentation fine, laminés à rares rides vers le sommet et présente ainsi une intense bioturbation, les structures sédimentaires sont essentiellement des flaserbedding.
- **Lower Shoreface :** caractérisée par une alternance d'argile noirs et de grés fins, où les bioturbations deviennent fréquentes. Les structures sédimentaires sont essentiellement des litages et stratifications en mamelon (Hummocky cross stratification HCS).
- **Zone de transition:** correspond à la limite entre les sables littoraux et les argiles du large ou offshore. Elle est caractérisée par les dépôts de silt argileux à bioturbation modérée.
- **Offshore :** il correspond au domaine marin ouvert (le large). C'est une zone à faible énergie, elle est caractérisée par une sédimentation fine, argileuse ou argilo-silteuse. les structures sédimentaires sont rares à absentes.

II.5.3 Les milieux continentaux

II.5.3.1 Les dépôts fluviaux : Regroupant les dépôts qui s'accumulent par ruissèlement de l'eau sur le continent, ce type de sédimentation est influencé par plusieurs facteurs (le climat, la topographie, la végétation, la nature du substratum, le contexte structural et l'apport sédimentaire).

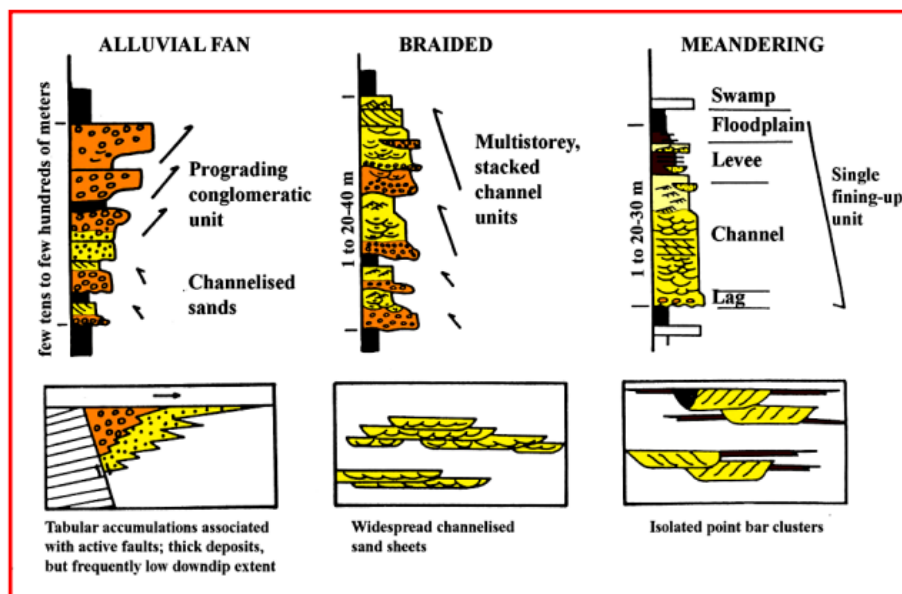


Figure II.6 : Profil des environnements de dépôt (Rapport interne inédit).

Les dépôts fluviaux anastomosés :

Ils se forment dans les zones à fort gradient topographique et /ou lorsque le débit est très variable. Morphologiquement ces fleuves se distinguent par une faible sinuosité du lit majeur par la présence d'un réseau complexe de chenaux séparés par de nombreuses barres ; la largeur des fleuves est souvent importante (peut atteindre quelques kilomètres), avec une profondeur fréquemment faible (de 5 à 10m). Ces fleuves se caractérisent par des régimes de crues brutales, ce qui s'observe dans les faciès.

Le dépôt de ce style de fleuve est ordinairement grossier (sables et graviers), avec des figures sédimentaires de forte énergie et nombreuses surfaces d'érosion et un rapport sable/argile supérieur à 1, faible pourcentage de silt.

Généralement deux types de dépôts peuvent se distinguer dans les systèmes de fleuve anastomosé :

- **Les chenaux :** se marquent par des séquences à base érosive et des dépôts grossiers.

L'épaisseur de ces séquences varie de moins de 1 mètre à moins de 10 mètres.

- **Les dépôts de barres :** forment le sommet de séquence et représentent la partie sommitale du remplissage des chenaux ils sont constitués de sédiments plus fins, sable fin à grossier, des stratifications souvent obliques de type tabulaire, des rides et des laminations parallèles, les dépôts sont souvent multilatérales avec des épaisseurs jusqu'à 10 à 30 mètres et des extensions latérales fréquemment très grandes, pouvant atteindre des dizaines de kilomètres.

II.6 Les critères d'identification du milieu de dépôt

La détermination des milieux de dépôts est un élément essentiel pour la caractérisation du réservoir et l'étude d'un bassin sédimentaire. En plus des méthodes diagraphiques, pour l'identification des milieux de dépôt il y a :

II.6.1 Les structures sédimentaires

La reconnaissance des structures sédimentaires permet souvent d'introduire des précisions importantes dans l'étude des séquences sédimentaires et de mieux définir les milieux de dépôts, ainsi que de préciser les conditions hydrodynamiques de transport des particules (énergie et type de courant).

Une structure sédimentaire observée n'est généralement pas caractéristique d'un milieu déterminé, c'est l'association de diverses structures ainsi que leurs fréquences qui permet

d'apporter des précisions sur le milieu de dépôt et l'environnement. Nous avons sélectionné les structures les plus courantes rencontrées et on distingue :

II.6.1.1 Les structures liées à l'activité des organismes : C'est l'ensemble des activités d'organismes vivants. Une bioturbation est un signe d'oxygénation du milieu de sédimentation, les milieux anoxiques étant peu propices au développement de la faune. Les indications qu'elles fournissent sur les conditions du milieu de sédimentation sont très faibles.

❖ **Les Tigillites (Skolitos)**

Elles sont localisées dans les grés à granulométrie fine et moyenne et dans les silts ou les argiles .sous forme de tubes verticaux bien développés remplis d'un matériel plus fin ou plus grossier.

Les Tigillites sont connues dans le monde entier et caractérisent un milieu peu profond où l'action des vagues se fait ressentir.

II.6.1.2 Les structures liées à l'action des courants : La plupart des structures rencontrées dans les formations détritiques sont d'origine hydrodynamique. Elles représentent la réponse d'un sédiment meuble à l'intensité et la direction du courant. L'organisation verticale des structures sédimentaires reflète la variation d'énergie, les apports et la granulométrie. Les structures liées à l'action des courants se présentent dans l'ordre suivant :

❖ **Stratifications horizontales**

Ces stratifications sont surtout présentes dans les niveaux moins grossiers, elles traduisent un environnement de dépôt à régime d'écoulement laminaire de faible énergie. Ce type de structures présente parfois une horizontalité parfaite et quelque fois légèrement ondulée.

❖ **Stratifications planes parallèles**

Ces stratifications sont essentiellement associées aux dépôts grossiers et fins, elles présentent un pendage variant de 15° à 30° avec l'horizontale. La formation de ces dépôts nécessite l'existence périodique de courants faibles et forts (phase de crue et décrue).

❖ **Stratifications obliques entrecroisées**

Ces structures sont formées par l'entrecroisement de faisceaux de litages obliques, ces litages sont courbés ce qui les présente sous forme arquée. Cet entrecroisement est dû aux déplacements latéraux des rides discontinues ou bien aux chenaux en tresses.

❖ Stratifications lenticulaires

Lorsqu'une zone de dépôt est soumise épisodiquement à un courant porteur de sable, les rides peuvent être isolées et former des lentilles sableuses au sein d'un sédiment argileux.

❖ Stratifications ondulées

Les stratifications ondulées sont dues aux variations d'énergie, comme lors des crues ou des décrues fluviales ou lors des phases de flot.

II.6.1.3 Les structures liées au déplacement du dépôt sédimentaire

❖ Structures slumpées

Ce terme générique recouvre l'ensemble des déformations qui résultent du mouvement et du déplacement de couches sédimentaires, en général sous l'action de la gravité.

III. Analyse sédimentologique des puits ALR-1 et ALE-1

La description est réalisée sur les deux puits suivants : ALR-1 et ALE-1, présentant des faciès généralement silicoclastiques et carbonatés avec des épaisseurs variables. La récupération est majoritairement complète, ainsi nous pouvons mieux suivre l'évolution verticale des formations sédimentaires.

III.1 Aperçu sur le réservoir du puits ALR-1

III.1.1 Westphalien F

- Intervalle : **842,15 – 848,63m**.
- Carotte prélevée : une seule carotte a été prise dans le Westphalien F et c'est la **carotte n°1**.
- **Description du faciès (macroscopie)**
 - **Carotte n°1 (Westphalien F)** : Dans ce puits le réservoir ALR-1 est représenté par une carotte prélevée entre 842,15 et 848,63 mètres de profondeurs. La carotte de cet intervalle est récupérée à 100 %, son épaisseur est de 6,48m.
 - **842,15 – 848,05m** : ensemble carbonaté bioclastique, fortement oxydé et jaunâtre.
 - **848,63m** : calcaire wackstone à packstone à bioclastes, oxydé et présence de Pyrite.

III.1.2 Namurien

- Intervalle : **1127,42 – 1247,34m.**
- Carottes prélevées : **six carottes** ont été prises dans le Namurien et ce sont les carottes allant de **n°2, 3, 4, 5, 7 et 8.**
- **Description du faciès (macroscopie)**
 - **Carottes n°2, 3, 4, 5, 7, et 8 (Namurien) :** Dans ce puits le réservoir ALR-1 est représenté par six carottes entre 1127,42 et 1247,34 mètres de profondeurs. Les carottes de cet intervalle sont récupérées à 100 %, leurs épaisseur est de 119,91m, elles sont subdivisées en trois sous intervalles :
 - **1127,42 – 1136,70m (carottes n°2 et 3) :** Ensemble gris verdâtre carbonaté, intercepté par des niveaux argileux noirs, quelques drapages argileux et rares structures sédimentaires sont observées tel que les lentilles et les HCS, les ripples et les wavy bedding. Quelques niveaux riches en bioclastes. La bioturbation est moyenne à faible par endroit soulignée par des Planolites et des Teichichnus.
 - **1145,02m (carotte n°4) :** Niveau argilo-silteux induré en feuillés légèrement verdâtre intercalés de niveaux gréseux et de rares niveaux carbonatés à bioclastes et à structures sédimentaires de types wavy, ripples et HCS.
 - **1161,84m (carotte n°5) :** Ensemble gréseux très fin à ciment argileux, de couleur gris beige, légèrement verdâtre, à ride de courant.
 - **1224,44 – 1226,77m (carotte n°7) :** Ensemble gréseux à tapissage argileux, bioturbé ; niveau à Planolites.
 - **1244,82 – 1247,34m (carotte n°8) :** Faciès gréseux, fin, gris à beige clair, parfois verdâtre, plus ou moins compact, à structures horizontales parfois obliques, et à wavy bedding, se clôturant avec une surface ravinée au sommet.

III.1.3 Viséen supérieur

- Intervalle : **1272,67m.**
- Carotte prélevée : une seule carotte a été prise dans le Viséen supérieur et c'est la **carotte n°9.**
- **Description du faciès (macroscopie)**
 - **Carotte n°9 (Viséen supérieur) :** Dans ce puits le réservoir ALR-1 est représenté par une carotte prélevée à 1272,67mètres de profondeur. La carotte a été récupérée à 100 %.

- **1272,67m** : Passage conglomératique à dominance gréseuse à ripples, Hummocky et wavy bedding et des flasiers au sommet.

III.1.4 Viséen inférieur

- Intervalle : **1506,30m**.
- Carotte prélevée : une seule carotte a été prise dans le Viséen inférieur et c'est la **carotte n°11**.
- **Description du faciès**
 - **Carotte n°11 (Viséen inférieur)** : Dans ce puits le réservoir ALR-1 est représenté par une carotte prélevée à 1506,30mètres de profondeur. La carotte a été récupérée à 100%.
 - 1506,30m : Faciès hétérolithique à dominance gréseuse de couleur beige, à structures sédimentaire de type HCS, ripples et wavy bedding ainsi que des convolutes. la bioturbation est visible souligné par des Planolites.

Planche photos I

(Carottes)

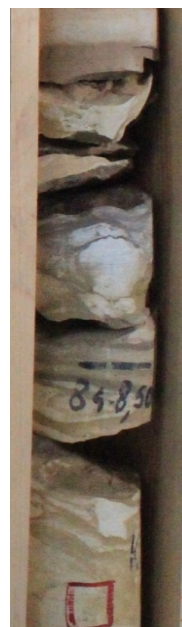


Photo N° 1 : Carottes n°1 (842,15 – 848,05m)

Montrant un ensemble carbonaté bioclastique fortement oxydé et jaunâtre.

Photos N° 2 : Carottes n°1 (848,63m)

Calaire wackstone à packstone à bioclastes, oxydé et présence de Pyrite.



Photo N° 3 : Carottes n°2 et 3(1127,42 –1136,70m)

Ensemble gris verdâtre carbonaté, par des niveaux argileux noirs.



Photo N° 4 : carotte n°4(1145,02m)

Montrant un Niveau argilo-silteux induré en feuillés légèrement verdâtre intercalés de niveaux gréseux.



Photos N°5 : Carottes n°5 (1161,84m)

Ensemble gréseux très fin à ciment argileux de couleur gris beige, légèrement verdâtre.



Photo N° 6 : Carotte n° 7(1224,44 – 1226,77m)

Ensemble gréseux à tapissage argileux, bioturbé.



Photo N° 7 : Carotte n°8(1244,82 – 1247,34 m)
Faciès gréseux, fin, gris à beige clair, parfois verdâtre.



Photo N° 8 : Carotte n°9 (1272,67m)
Passage conglomératique à dominance gréseuse.



Photo N° 9 : Carotte n°11 (1506,30m)
Faciès conglomératique à dominance gréseuse de couleur
beige.

III.2 Aperçu sur le réservoir du puits ALE-1

III.2.1 Strunien

- Intervalle : **2311,60 – 2312,98m.**
- Carotte prélevée : une seule carotte a été prélevée dans le Strunien et c'est la **carotte n°2.**
- **Description du faciès (macroscopie)**
 - **Carotte n°2 (Strunien) :** Dans ce puits le réservoir ALE-1 est représenté par une carotte prélevée entre 2311,60 et 2312,98 mètres de profondeur. La carotte de cet intervalle est récupérée à 100 %, son épaisseur est de 1,38m.
 - **2311,60 – 2312,98m :** Grès très fin à ciment argilo-carbonaté, gris clair à beige plus ou moins dur présentant par endroit des niveaux de coquilles.

Planche photos II

(Carottes)



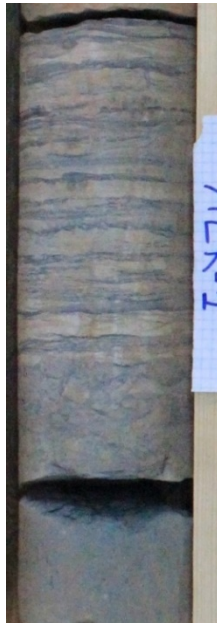
PhotoN°1 : Carottes n°2 et 3(1127,42 –1136,70m)

Montrant les structures sédimentaires telles que les lentilles, ripples et les wavy bedding.



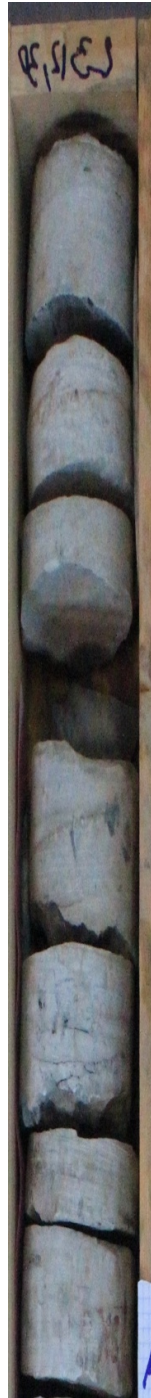
Photo N°2 : Carotte n°8 (1244,82-1247,34m)

Montrant les structures horizontales parfois obliques.



PhotoN°3 : Carotte n°9(1272,67m)

Montrant passage conglomératique à ripples et wavy bedding et des flasers au sommet.



Photos N°4 : Carotte n°2(2311,60 – 2312,98m) Grès très fin à ciment argilo-carbonaté, gris clair à beige.

IV. Les milieux de dépôt

Selon le rapport de fin du sondage des deux puits étudiés correspondant à l'âge Carbonifère, et selon les structures sédimentaires, la lithologie et la faune rencontrée dans les différentes carottes étudiées :

- Le Strunien correspond à un milieu fluvial à influence de la marée.
- Le Namurien correspond à un milieu carbonaté et le Viséen correspond à des dépôts deltaïques (mixtes).
- Le Westphalien correspond à un milieu marin de plate-forme carbonatée.

V. Conclusion

Après l'analyse macroscopique des carottes, il s'est avéré que les grès du Carbonifère de la région du Sud-Ouest du bassin d'Ilizi se sont déposés dans un milieu fluvio-deltaïque et on a parfois l'installation des dépôts carbonatés (précipitation des carbonates).

En effet, les grès très fins à fin, moyennement à bien classés, avec parfois des inclusions d'argiles noires et la présence de stratifications obliques et tigilites indiquent une fluctuation de l'énergie du milieu de dépôt et une baisse du niveau marin.

Quant aux stratifications entrecroisées observées, témoignent d'une influence fluviale.

Chapitre III : Etude pétrographique

I. Introduction

L'étude microscopique consiste en l'analyse pétrographique et minéralogique des niveaux gréseux et carbonatés du Carbonifère des puits ALR-1 et ALE-1 situés dans le Sud-Ouest du bassin d'Illizi. Cette étude est basée sur l'analyse des lames minces confectionnées à partir des carottes des puits ALR-1 et ALE-1.

L'objectif est de déterminer les constituants pétrographiques.

II. Méthodologie

L'étude pétrographique est basée sur la description des lames minces au microscope optique analysant polarisant. Cette technique permet de déterminer :

- Le diamètre moyen et maximal des grains de quartz, leur classement et leur morphoscopie.
- Les types de contacts entre les grains et leur fréquence.
- Les pourcentages des éléments figurés et des ciments.
- Les différents types de réseaux poreux et leurs proportions.

Les tableaux qui suivent montrent le nombre de lames minces analysées pour chaque puits :

Puits	ALR-1
Formation	
Westphalien	3
Nammurien	10
Viséen supérieur	1
Viséen inférieur	1
Total	15

Tableau III.1 : Le nombre de lames minces analysées en pétrographie du puits ALR-1.

Puits	ALE-1
Formation	
Strunien	3
Total	3

Tableau III.2 : Le nombre de lames minces analysées en pétrographie du puits ALE-1.

III. Pétrographie du puits ALE-1

III.1 Les éléments figurés

III.1.1 Les grains de quartz

L'observation au microscope polarisant des échantillons du Strunien du puits **ALE-1**, montre que les grains de quartz constituent l'élément principal de ce réservoir (peuvent atteindre jusqu'à 80%). Ils sont généralement fins à très fins et rarement moyens. Les grès sont bien classés et la taille des grains fluctue entre 0,150mm et 0,500mm et leur morphoscopie est anguleuse. Elle est en fonction de la taille des grains (Figure IV.1). Les contacts entre ces grains de quartz sont le plus souvent droit-tangentiel, avec présence de contacts concavo-convexe et rarement suturés. Ces contacts reflètent le degré de compaction de la roche et de la fréquence des différents ciments.

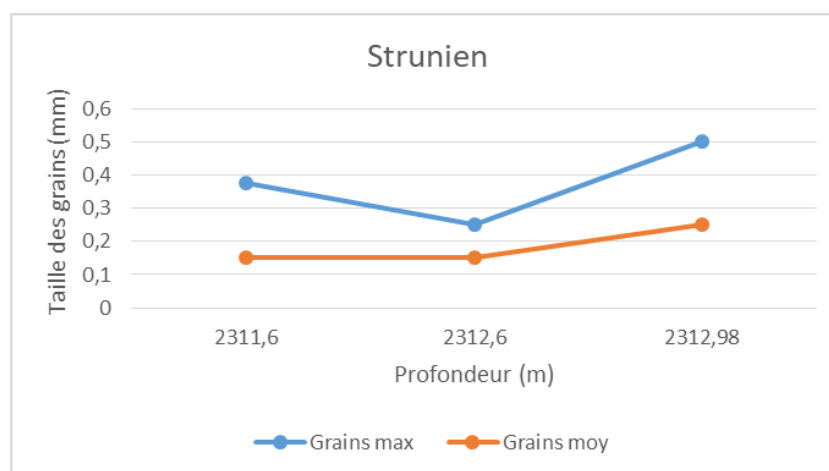


Figure III.1 : Graphes granulométriques du puits ALE-1 (réalisé à partir des données de CRD, Sonatrach, 2019).

III.1.2 Les feldspaths

Ce sont des plagioclases, présents en trace dans deux des échantillons analysés. Ils sont fréquemment transformés en kaolinite.

III.1.3 Les minéraux lourds

Suite à leur grande résistance aux altérations et aux transformations durant les périodes de transport et de sédimentation, seuls le Zircon, la Tourmaline et le Leucoxène sont présents, leurs pourcentage peut atteindre jusqu'à 2%.

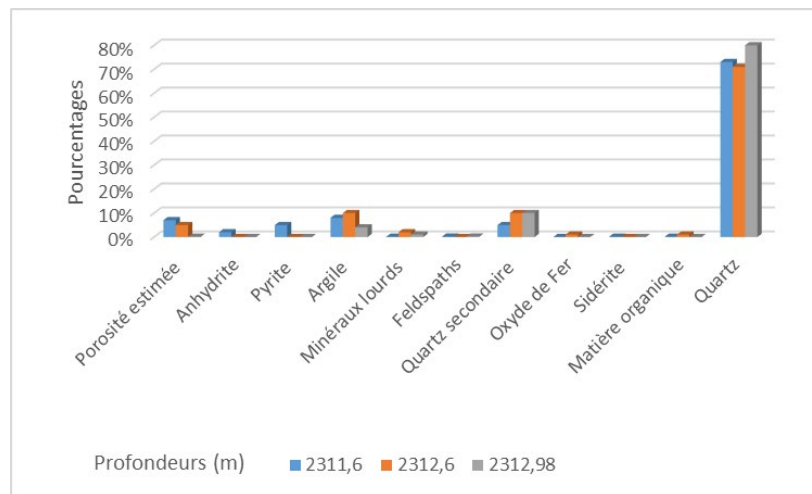


Figure III.2 : Composants pétrographiques du puits ALE-1 (réalisé à partir des données de CRD, Sonatrach, 2019).

III.2 Les ciments

Les ciments sont argileux, carbonatés, siliceux, parfois évaporitique et accessoirement pyriteux et ferrugineux.

- **Le ciment argileux**

Il s'agit du ciment le plus abondant (22%), il est composé d'Illite de Chlorite et de Kaolinite. La Kaolinite et la Chlorite sont mises en évidence directement sous le microscope, elles sont plus importantes que l'illite, elles se disposent soit en franges autour des grains de quartz, soit en plages entre les grains. L'illite qui est moins présente, se présente en plages intergranulaires.

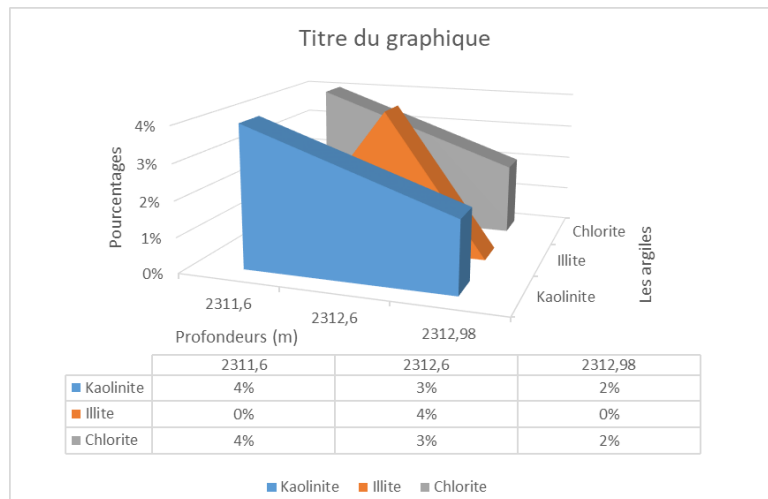


Figure III.3 : Graphe minéralogique du puits ALE-1 (réalisé à partir des données de CRD, Sonatrach, 2019).

- **Le ciment évaporitique**

Il est représenté par l'Anhydrite et est développé dans le réseau poreux intergranulaire et par la dissolution. Sa présence est faible ; 0 % et 2%.

- **Le ciment siliceux**

Il se développe autour et entre les grains de quartz. Ce ciment siliceux a une origine diverse. Une silice de nourrissage est une silice de compaction. Cette dernière est difficile à distinguer et à estimer.

Le pourcentage de ce ciment siliceux oscille entre 5 et 10%.

- **Le ciment ferrugineux**

L'oxyde de fer est généralement entre 0 et 1% dans les échantillons analysés, il est soit associé aux argiles soit localisé dans la porosité intergranulaire et de dissolution.

III.3 La porosité

Le réseau poreux est plus ou moins important dans ce puits et parfois en trace, il peut atteindre 7 %. Il est représenté par la porosité intercrystalline et la porosité de dissolution. Cette dernière est le résultat de la dissolution de la silice primaire (grains de quartz) et représente plus de 60% du pourcentage total du réseau poreux.

Planche photos III

(Microscope optique)

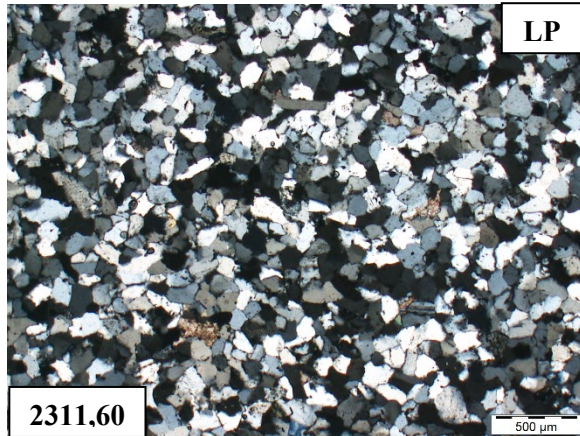


Photo 01 : Puits ALE-1, X5.

Vue d'ensemble du Quartz.

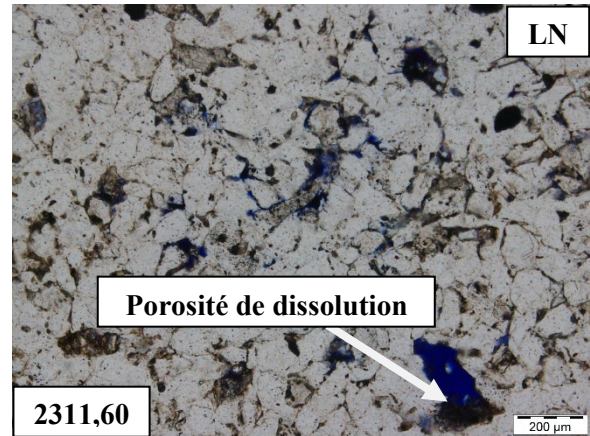


Photo 02 : Puits ALE-1, X2.

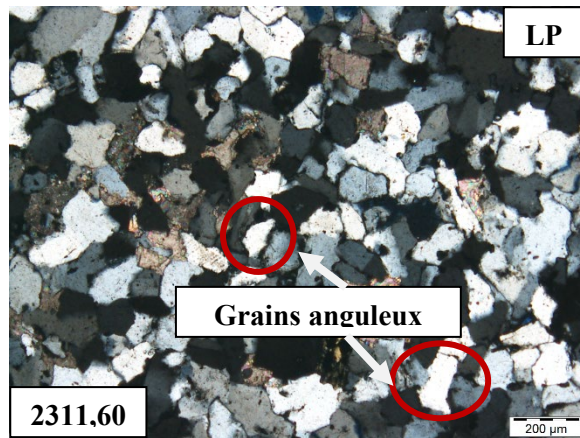


Photo 03 : Puits ALE-1, X2.

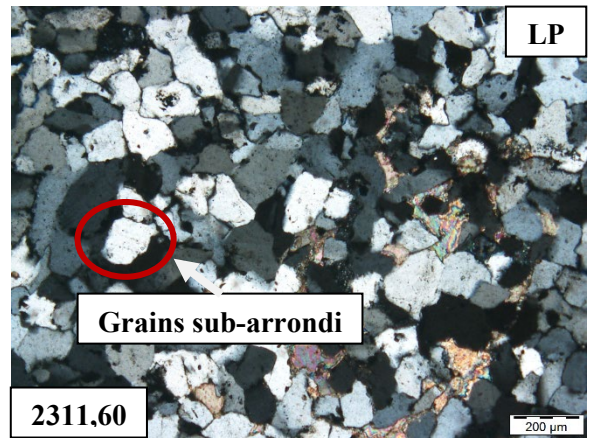


Photo 04 : Puits ALE-1, X2.

Photos montrant la morphoscopie des grains et la précipitation de la Calcite

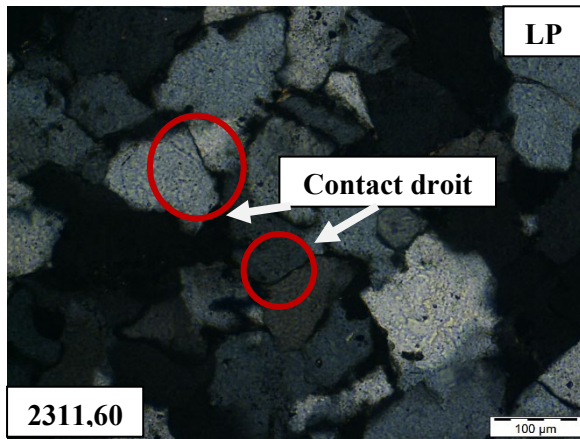


Photo 05 : Puits ALE-1, X10.

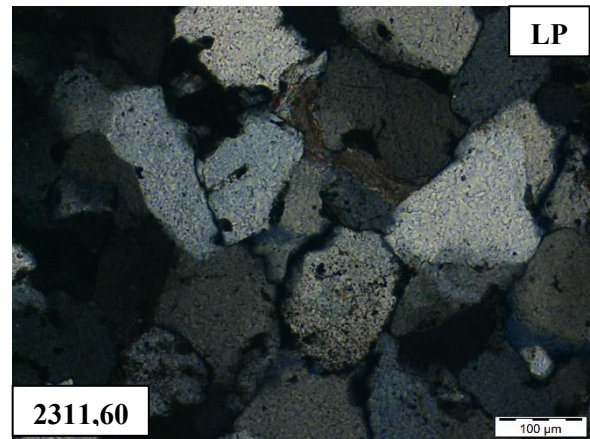


Photo 06 : Puits ALE-1, X10.

Photos montrant le type de contact entre les grains.

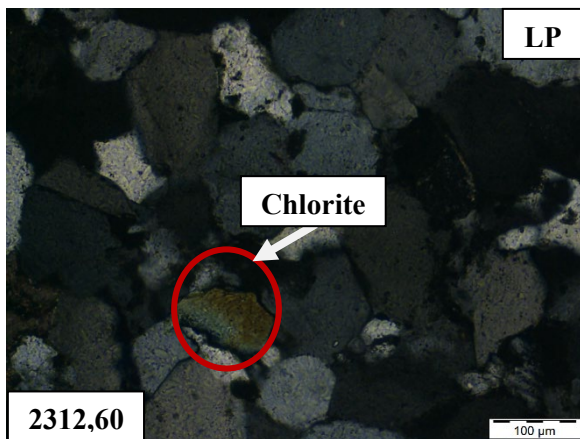


Photo 07 : Puits ALE-1, X10.

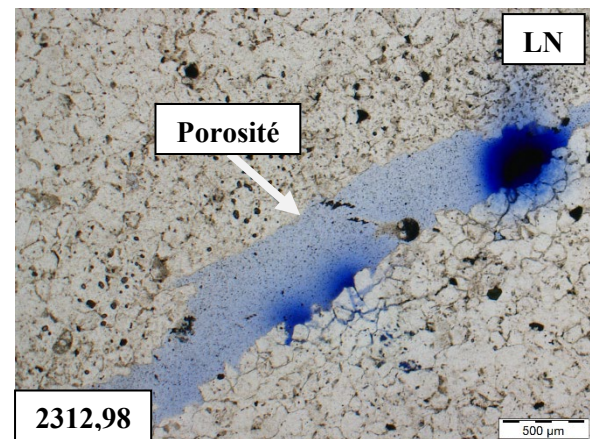


Photo 08 : Puits ALE-1, X5.

IV. Pétrographie du puits ALR-1

IV.1 Description des dépôts carbonatés

Dans cette zone Sud-Ouest, les dépôts carbonatés ont été observés sur les échantillons du puits ALR-1.

La terminologie de Dunham (1962) a été utilisée pour la description des microfaciès carbonatés.

- **Description pétrographique du puits ALR-1 (Carotte 1 : de 842,15 à 1127,42m et carotte 3 : 1135,55m et 1136,70m) :**

Pour les deux carottes 1 et 3, il s'agit en général de roches calcaires à textures packstone, voire wackstone à la cote 848,63m. Ces calcaires sont constitués majoritairement de bioclastes (7 à 40%) très diversifiés à savoir des sections, ou des épines de Brachiopodes, des plaques ou des sections, à extinction uniforme, d'Echinodermes et des Foraminifères. Ces bioclastes sont liés par divers ciments tels que la micrite, les cristaux de microsparite, sparite et dolosparite dont la proportion varie d'une cote à l'autre (voir tableaux des résultats d'analyses pétrographiques en annexes), comblant les espaces poreux.

D'autres cimentations font enfin leur apparition à savoir les sulfates représentés par l'anhydrite (8 à 15%), le gypse (6 et 8%), la Célestine (24%), le phosphate (2%), la pyrite jusqu'à 10%, la sidérite (2%) et enfin la présence de la goethite (oxyde de fer) détectée par la DRX à la cote 842,15m, issu probablement de l'altération des dolomies ankéritiques et des filonets de sidérite. Dans ces calcaires s'observent aussi quelques décharges gréseuses de moindre importance. Il s'agit de quartz (2 à 8%) et de feldspaths (1 et 2%).

IV.2 Description des dépôts silico-clastiques

IV.2.1 Les éléments figurés

- **Les grains de quartz**

L'observation au microscope polarisant des échantillons du Namurien, Viséen supérieur et Viséen inférieur du puits ALR-1, montre que les grains de quartz constituent l'élément principal des échantillons (Carotte 2 : de 1126,10 à 1135,10m et carottes de 4 à 11 : de 1142,94 à 1515,00m). Ils sont généralement fins à très fins. Les grès sont bien classés

et la taille des grains fluctue entre 0,040mm et 0,375mm et leur morphoscopie est sub-anguleux à sub-arrondi et parfois anguleux. Elle est en fonction de la taille des grains. Les contacts entre ces grains de quartz sont le plus souvent droit-tangentiel, avec fréquence de contacts flottant, présence de concavo-convexe et rarement suturés. Ces contacts reflètent le degré de compaction de la roche et de la fréquence des différents ciments.

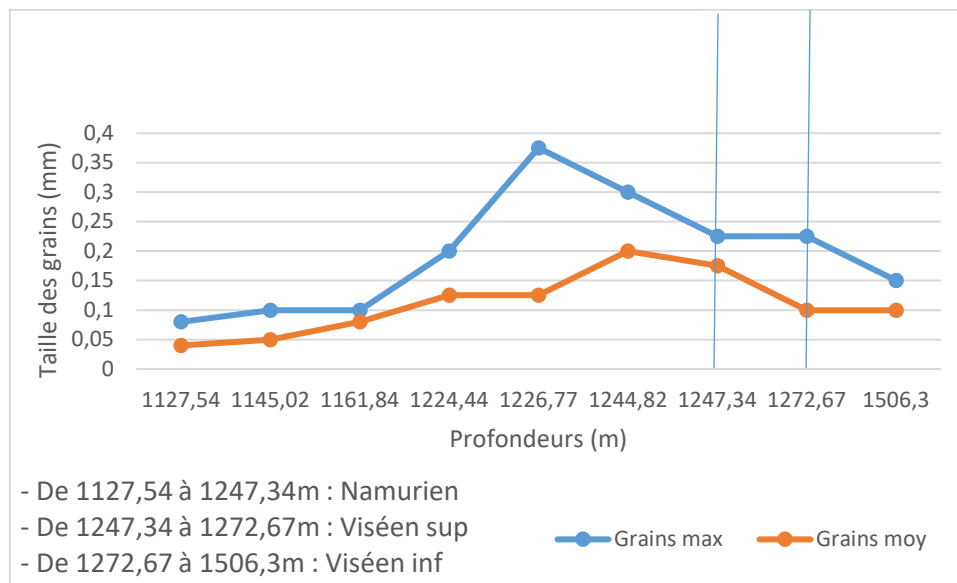


Figure III.4 : Graphe granulométrique du puits ALR-1 (réalisé à partir des données de CRD, Sonatrach, 2019).

- **Les micas**

Les micas avec un pourcentage faible, qui peut atteindre 8% dans la côte 1145,02 m. Ils sont représentés par la biotite et la muscovite. La biotite est souvent transformée en illite.

- **Les feldspaths**

Ce sont représentés par des plagioclases et des feldspaths alcalins dans tous les échantillons analysés. Leur pourcentage peut atteindre 15%. Ils sont fréquemment transformés en kaolinite.

- **Les minéraux lourds**

Suite à leur grande résistance aux altérations et aux transformations durant de long transport et sédimentation, seuls le Zircon, la Tourmaline et le Leucoxène sont présents sous forme de trace dans certains échantillons des faciès étudiés avec un pourcentage qui peut atteindre 5%.

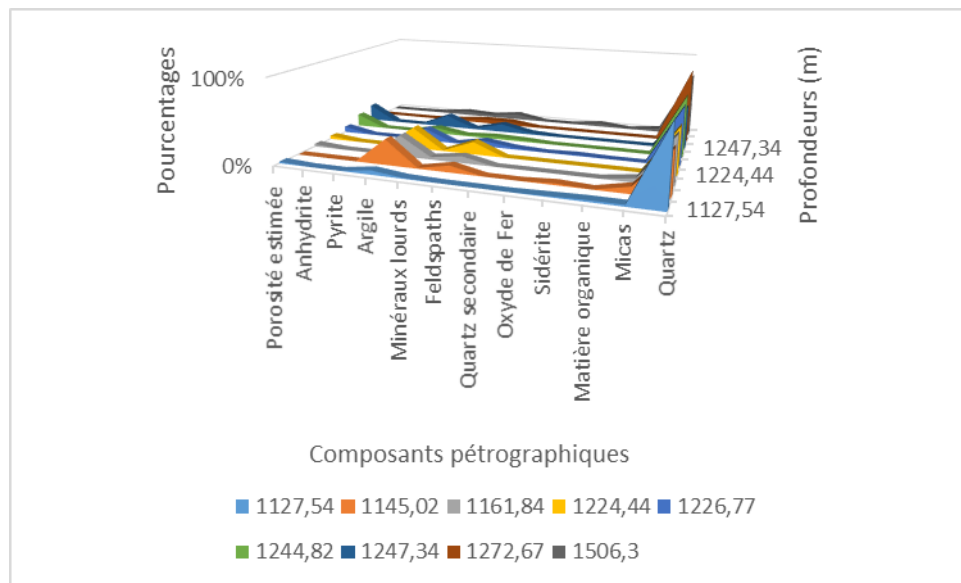


Figure III.5 : Composants pétrographiques du puits ALR-1 (réalisé à partir des données de CRD, Sonatrach, 2019).

IV.2.2 Les ciments

Les ciments sont argileux, carbonatés, siliceux et accessoirement pyriteux et évaporitiques.

- **Le ciment argileux**

Il est composé d'illite, de Chlorite et de Kaolinite. La Chlorite et la Kaolinite sont mises en évidence directement sous le microscope, elles se disposent soit en franges autour des grains de quartz, soit en plages entre les grains. L'illite qui est moins présente que la Chlorite, se présente en plages intergranulaires.

- **Le ciment carbonaté**

Sa présence est révélée par les analyses pétrographiques dans quelques échantillons. Ils sont composés par la sidérite. Dans les premiers niveaux est très important et présente presque la totalité des ciments qui peut atteindre jusqu'à 46%.

- **Le ciment évaporitique**

Il est représenté par l'anhydrite et est développé dans le réseau poreux intergranulaire et par la dissolution. Sa présence est en trace.

- **Le ciment siliceux**

Il se développe autour et entre les grains de quartz. Ce ciment siliceux a une origine diverse. Une silice de nourrissage et une silice de compaction. Cette dernière difficile à distinguer et à estimer.

Le pourcentage de ce ciment siliceux oscille entre 0 et 2%, et parfois juste en trace.

- **Le ciment ferrugineux**

L'oxyde de fer est généralement en traces dans certains échantillons analysés, il est soit associé aux argiles soit localisé dans la porosité intergranulaire et de dissolution.

IV.2.3 La porosité

Le réseau poreux est plus ou moins important dans ce puits et parfois en trace. Il est représenté par la porosité interparticulaire et la porosité intercristalline.

Planche photo IV

(Microscope optique)

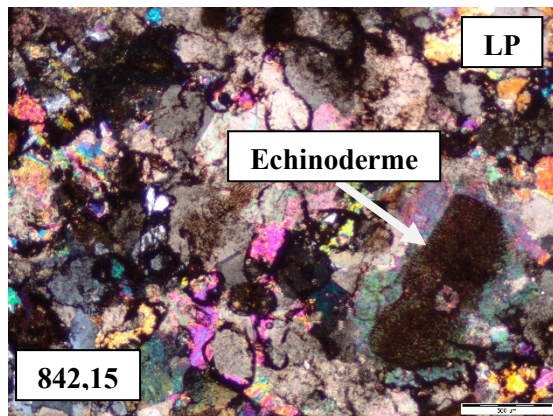


Photo 1 : Puits ALR-1, X5.

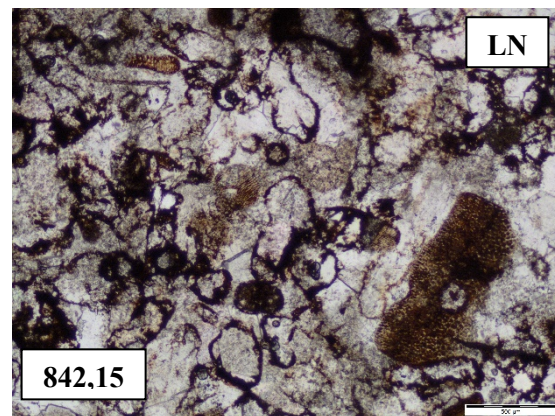


Photo 2 : Puits ALR-1, X5.

Photos montrant un Calcaire grainstone bioclastique et début de micritisation.

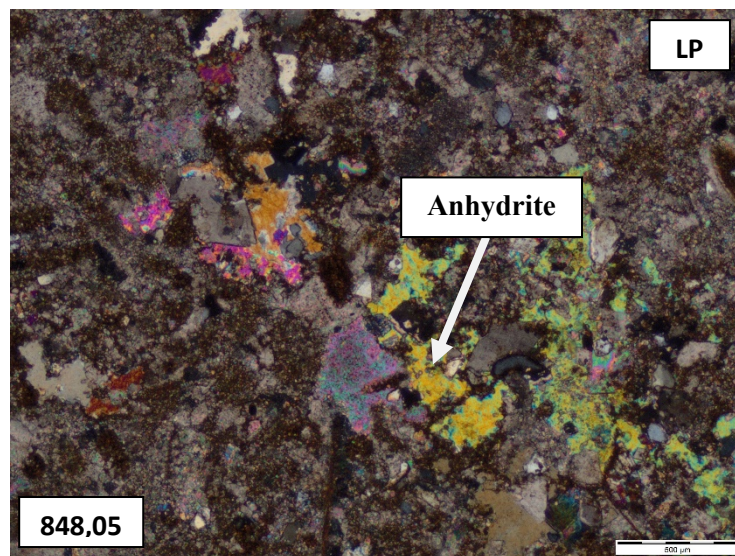


Photo 3 : Puits ALR-1, X5.

Photo montrant un Calcaire packstone à dolomie et anhydrite.

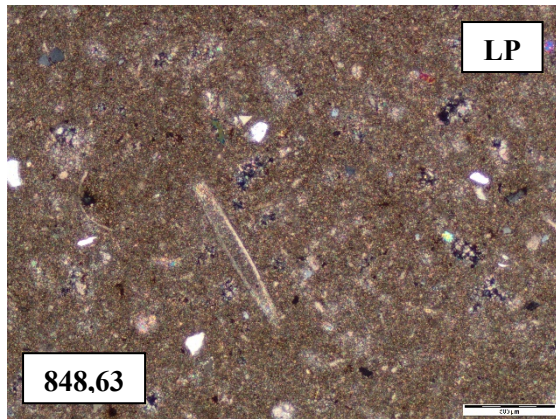


Photo 4 : Puits ALR-1, X5.

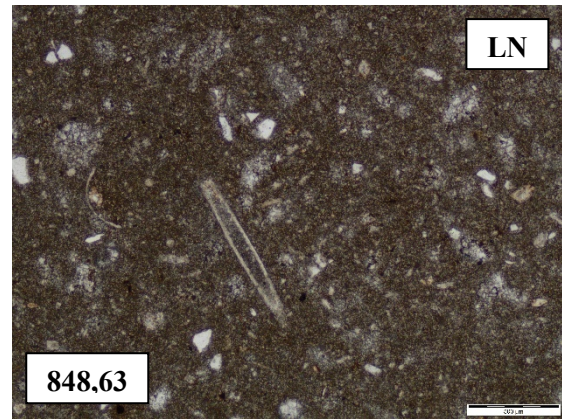


Photo 5 : Puits ALR-1, X5.

Photos montrant un Calcaire wackstone à bioclastes.

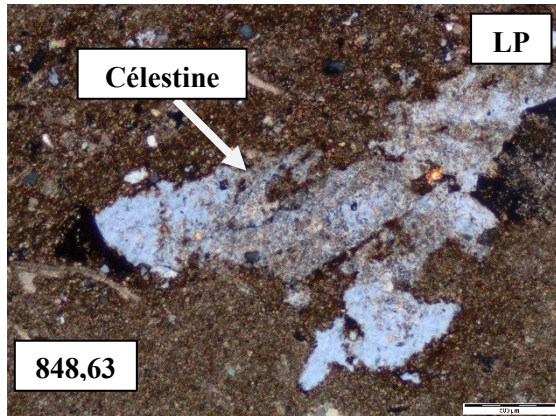


Photo 6 : Puits ALR-1, X5.

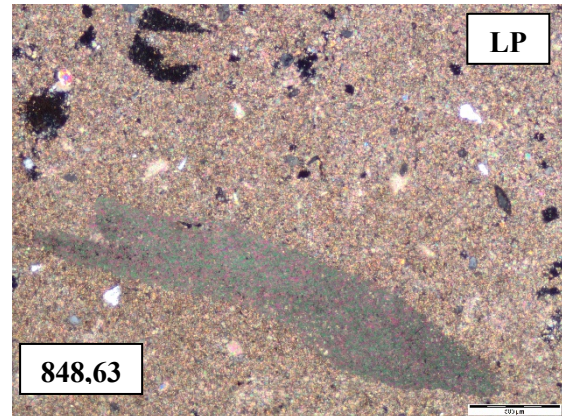


Photo 7 : Puits ALR-1, X5.

Bioclaste recristallisé.

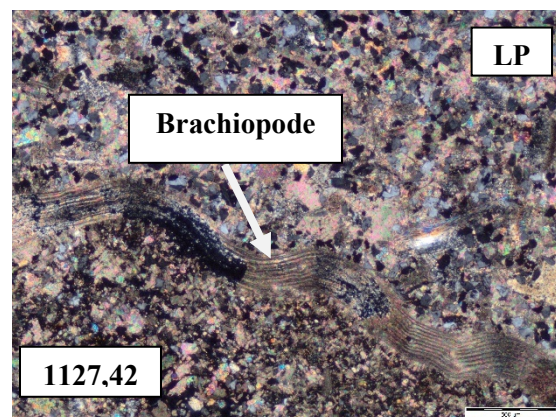


Photo 8 : Puits ALR-1, X5.

Photo montrant des pellesoïdes avec un remplissage par un matériel plus fin.

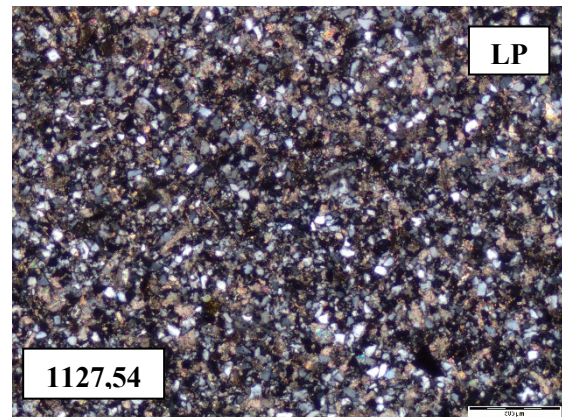


Photo 9 : Puits ALR-1, X5.

Calcaire gréseux.

à grainstone.

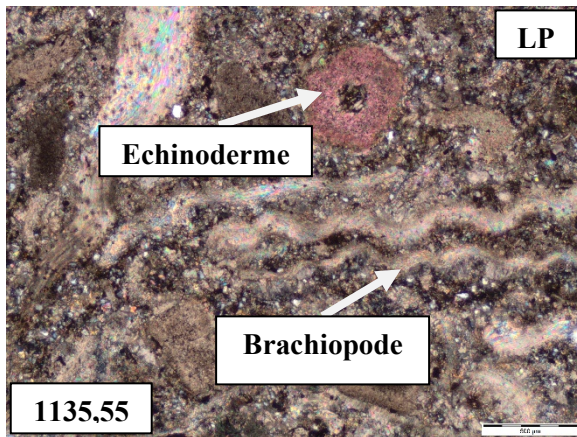


Photo 10 : Puits ALR-1, X5.

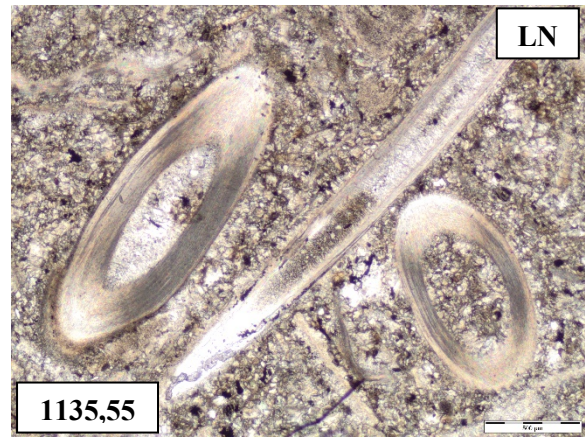


Photo 11 : Puits ALR-1, X5.

Photos montrant un Calcaire packstone à échinodermes et brachiopodes.

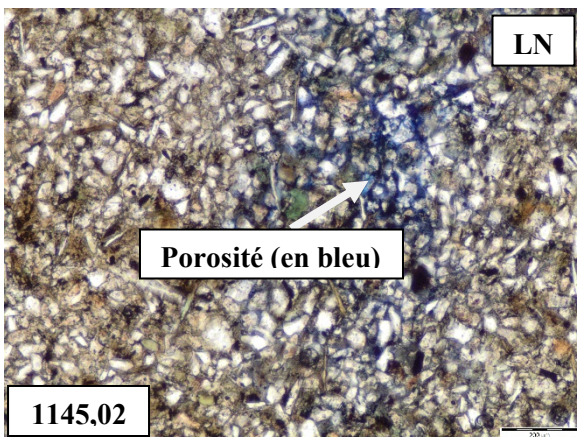


Photo 12 : Puits ALR-1, X2.

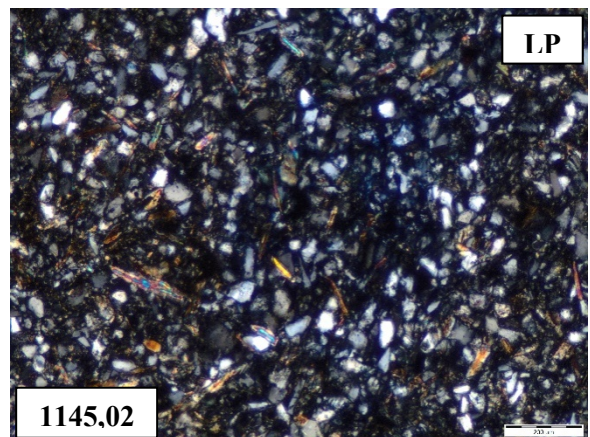


Photo 13 : Puits ALR-1, X2.

Photos montrant un grés à cimentation argileuse et porosité en trace.

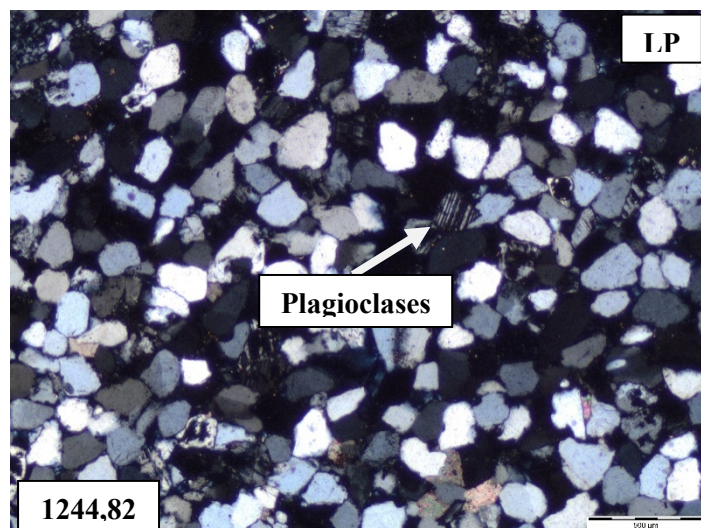


Photo 14 : Puits ALR-1, X5.

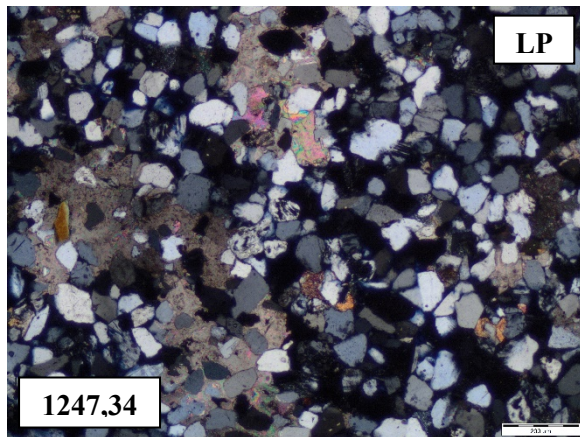


Photo 15 : Puits ALR-1, X2.

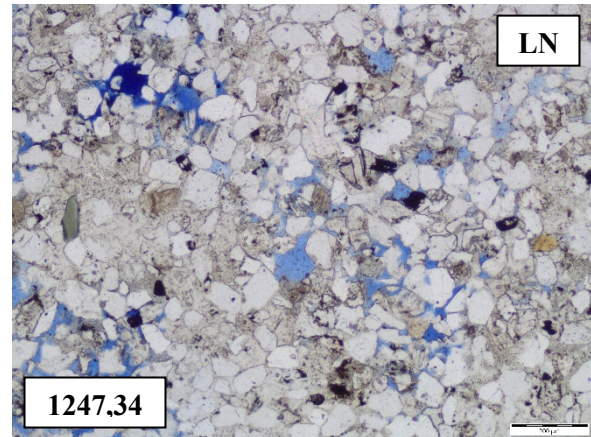


Photo 16 : Puits ALR-1, X2.

Photos montrant un grès carbonaté.

V. Conclusion

Après la description au microscope polarisant des lames minces, on arrive aux observations suivantes :

Similitude relative des faciès entre les deux puits, en effet les microfaciès présentent les mêmes constituants, seul le pourcentage des éléments figurés ainsi que la granulométrie et la morphoscopie des grains varient.

1. Les échantillons de la carotte du puits ALE-1 prélevés à des côtes correspondant à un âge silico-clastique selon la description réalisée précédemment, montrent les caractéristiques suivants :
 - Le réservoir ALE-1 est caractérisé par une fraction détritique fine à très fine et rarement moyenne et une morphoscopie sub-anguleuse jointive dans le puits, ce qui indique que ce matériel a subi un transport assez long.
 - Le cortège minéralogique est formé de 63% à 80% de quartz, le reste est composé d'argile (Chlorite, Kaolinite et Illite), de feldspaths et des minéraux lourds qui sont en trace.
 - Le ciment est argileux et carbonaté parfois siliceux dans l'ensemble. la Pyrite, la Sidérite et l'Anhydrite peuvent exister en très faible proportion dans les pores de dissolution.
 - Selon les résultats d'analyses minéralogiques par diffractométrie des rayons X (voir l'annexe), le minéral argileux le plus dominant est la Chlorite, car on la retrouve dans tous les microfaciès avec des pourcentages variables.
2. Les échantillons des carottes du puits ALR-1 prélevés à des côtes correspondant à des âges carbonaté et silico-clastique selon la description réalisée précédemment, montrent les caractéristiques :
 - Présence des débris d'organismes dans des intervalles silteux.
 - Présence de bioclastes fragmentés de structure interne fibreuse dans un ciment argileux.
 - L'ensemble de ces observations servira à l'étude des phénomènes diagénétiques.

Chapitre IV : Etude diagénétique

I. Introduction

La description de 18 lames minces au microscope polarisant ont permis de déterminer des modifications diagénétiques variées ; certaines se sont manifestées précocement après le dépôt du sédiment et d'autres plus tard au cours de l'enfouissement.

Ce chapitre est axé sur la détermination des principaux phénomènes diagénétiques observés que nous exposerons en détail. Nous tenterons ensuite d'établir une chronologie des phénomènes en fonction des événements géodynamiques qui ont marqué la région.

La séquence diagénétique ainsi établie, fera l'objet d'une comparaison entre les deux puits étudiés.

Enfin, nous préciserons les propriétés pétrophysiques des deux puits étudiés, ainsi que l'influence de la diagenèse sur les qualités réservoirs.

II. Méthode d'étude

L'étude des phénomènes diagénétiques est basée essentiellement sur les observations microscopiques qui consistent à :

- Déterminer les minéraux authigènes.
- Etudier les relations entre les grains et les ciments.
- Identifier les phases de cimentation, de dissolution et de remplacement des minéraux.
- Déterminer l'ordre chronologique de leur mise en place.

III. Rappels sur la diagenèse

III.1 Notion de diagenèse

La diagenèse est l'ensemble des processus physico-chimiques qui affectent un sédiment pendant, après son dépôt et avant son métamorphisme (Pettijohn et al. 1987). On distingue en général, deux stades de diagenèse :

- **Un stade précoce (éodiagenèse)** : qui se manifeste après le dépôt du sédiment.
- **Un stade tardif (mésodiagenèse)** : qui affecte le sédiment au cours de l'enfouissement. Grâce à des phénomènes de compaction, il se produit alors des phénomènes de cristallisation, de dissolution, de recristallisation minéralogique et des remplacements des minéraux. (Fig.IV.1)

Chapitre IV : Etude diagénétique

- Dans le cas des grès par exemple, le sédiment d'origine est représenté par les grains de sable.

L'accumulation de couches successives de sable au fond de l'eau mène à une augmentation progressive de la pression. Sous l'effet de cette augmentation de pression, l'eau présente entre les grains a tendance à être chassée alors que les minéraux qu'elle contient précipitent, formant un ciment naturel entre les grains de sable. (Fig.IV.2)

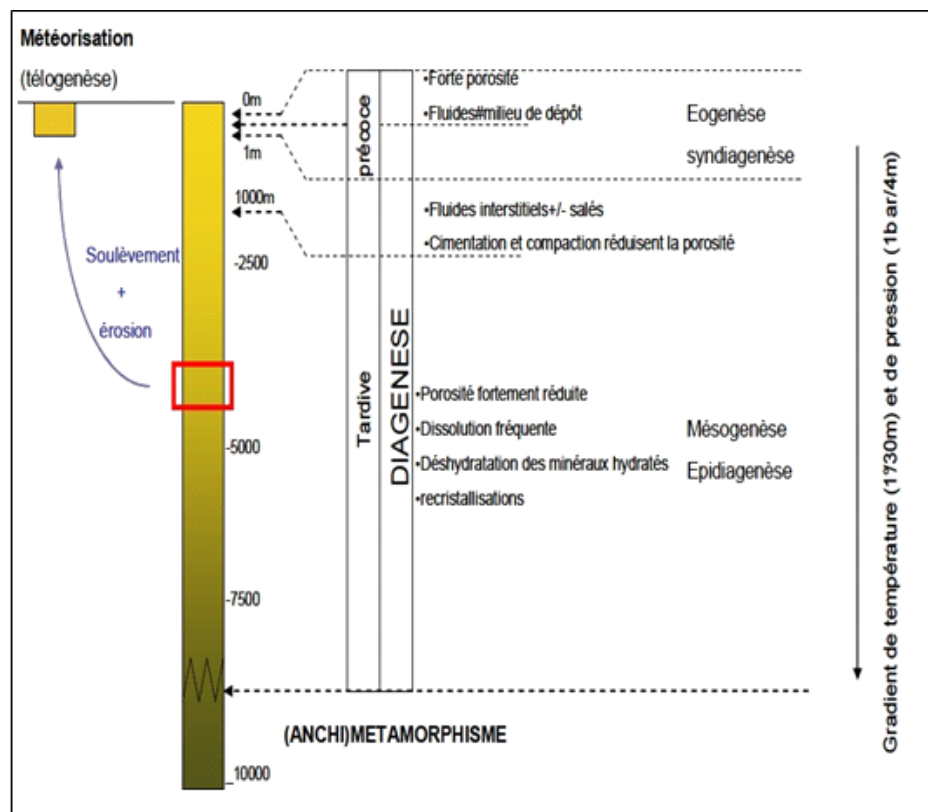


Figure IV.1 : Les différents stades de la diagenèse en fonction de la pression et de la température (Cojan et Renard 2006).

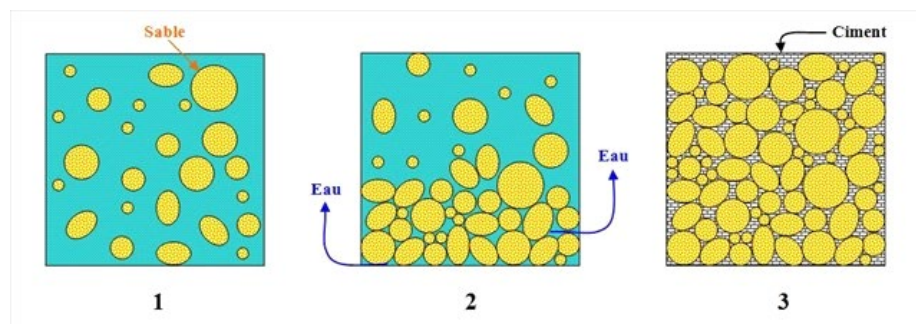


Figure IV.2: Les différents stades de la diagenèse des grès.

III.2 Les principaux mécanismes de la diagenèse

De nombreux paramètres impliqués dans les transformations diagénétiques, résultent de la grande diversité et complexité des évolutions observées. On peut distinguer les processus suivants :

- L'activité bactérienne essentiellement limitée à la diagenèse précoce,
- Les mécanismes physiques, dominants dans les premiers stades de la compaction,
- Les transformations chimiques qui traduisent les interactions entre les fluides interstitiels et les particules.

III.2.1 La compaction

Le tassement d'une couche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents correspond à la compaction. Ce mécanisme conduit à l'établissement d'un assemblage plus compact des particules par l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle dans les premiers décimètres d'enfouissement, et ensuite par déformation et dissolution des particules. La compaction comprend donc une première phase au cours de laquelle les mécanismes physiques dominent (compaction physique) qui se traduit par un réarrangement des particules et une réduction de volume rocheux au détriment des vides originaux, donc par la diminution de la porosité initiale. (Fig.IV.3)

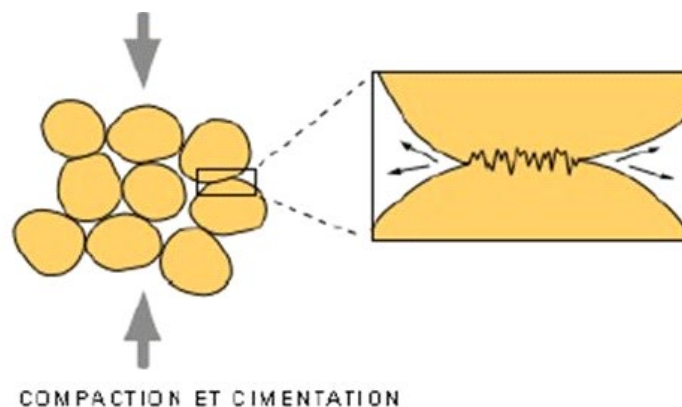


Figure IV.3 : Schéma montrant la compaction entre les particules.

Lorsque les possibilités de réarrangement simple sont épuisées, on observe alors la déformation ou la fragmentation des particules. Les transformations chimiques que sont la dissolution/précipitation (compaction chimique) se développent ensuite.

Les profondeurs auxquelles la compaction mécanique laisse place à la compaction chimique dépendent essentiellement de la granulométrie des sédiments, mais aussi de la composition chimique des particules. (Fig.IV.4)

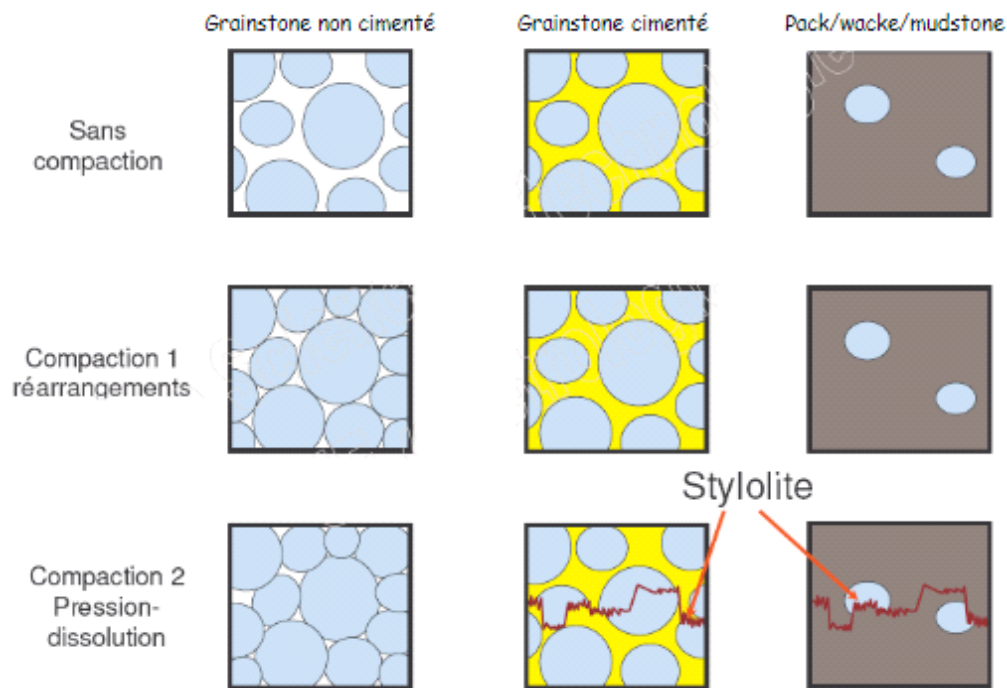


Figure IV.4 : Schéma montrant la croissance de la compaction avec l'enfouissement.

III.2.2 La cimentation

La précipitation correspond à la cristallisation de solides à partir d'une solution aqueuse (Fig.IV.5), elle contribue à la réduction de la porosité par cimentation des pores et à la transformation des sédiments meubles en roches dures.

Les minéraux diagénétiques les plus fréquents sont les carbonates, les silicates, les minéraux ferrifères. On distingue assez facilement les cristaux secondaires qui se sont développés dans les pores, de ceux dont la croissance s'est faite au détriment d'un matériel préexistant. Les inclusions fluides de ces minéraux diagénétiques constituent d'excellents témoins des paramètres de leur milieu de précipitation (température, composition chimique des fluides interstitiels) (Burleyet Worden ; 2003).

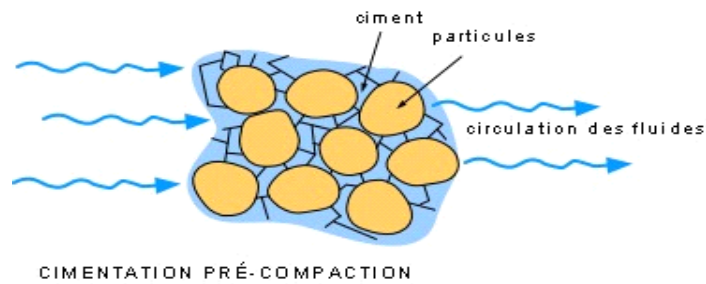


Figure IV.5 : Schéma montrant la cimentation entre les particules.

III.2.3 La dissolution

La dissolution, par de nombreux aspects, peut être considérée comme la réaction inverse de la précipitation. Elle contribue largement à la croissance de nouveaux minéraux grâce au renouvellement des éléments en solution. Les phénomènes de dissolution liés à l'action d'eaux météoriques acides chargées en CO₂ sont particulièrement importants, car ils créent des réseaux poreux secondaires qui peuvent augmenter considérablement le potentiel réservoir d'une roche (Fig.IV.6) (Burley et Worden ; 2003).

La pression-dissolution conduit à une dissolution sélective sur les points de contact des particules soumis à la contrainte maximale. Dans les cas les plus favorables, les effets de la pression-dissolution conduisent à une réduction appréciable de la porosité.

Les traces laissées par ce type de réaction sont :

- Les interpénétrations des grains. Cet engrenage des grains est la cause première de réduction de la porosité.
- Les stylolithes correspondent à une surface de dissolution formée d'un ensemble de colonnettes.

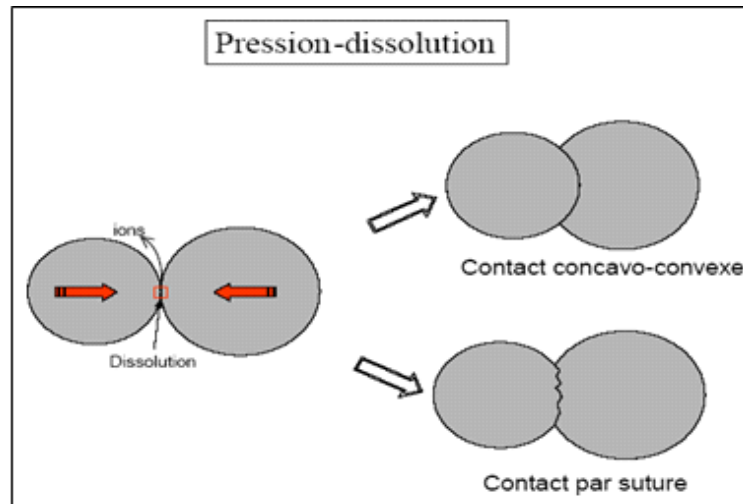


Figure IV.6 : Schéma montrant la pression-dissolution entre les particules.

III.2.4 La recristallisation

Dans ce cas, on n'observe pas de changement dans la composition chimique des minéraux mais, une évolution, sous les conditions de pression et température données, vers une stabilité plus grande, donc une énergie libre plus faible.

L'exemple le plus connu est celui de la recristallisation de la silice. L'opale, forme amorphe de la silice constitue le premier précipité qui se transforme en opale et enfin en quartz, allant vers une plus grande stabilité (Burley et Worden ; 2003).

III.2.5 La transformation

C'est le résultat du remplacement d'un minéral par son polymorphe. Le cas le plus fréquent est celui de l'aragonite qui se transforme en calcite (Fig.IV.7) (Burley et Worden ; 2003).

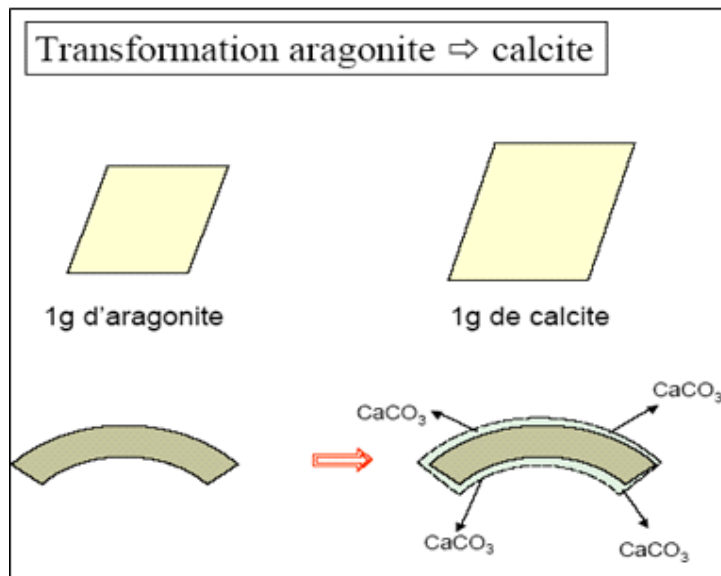


Figure IV.7 : Schéma montrant le mécanisme de transformation.

III.2.6 Le remplacement minéralogique

C'est le processus par lequel un nouveau minéral prend la place d'un autre. La dolomitisation, la pyritisation et la silicification appartiennent à cette catégorie, à laquelle se rattache également la transformation du gypse en anhydrite et de la smectite en illite (Burley et Worden ; 2003).

III.2.7 Les fluides

Ils jouent un rôle important dans toutes ces réactions. Les fluides immobiles réagissent avec les minéraux dans un système fermé. L'évolution de leur composition est en fonction des transformations diagénétiques. Bien que, les écoulements fluides permettent un renouvellement des réactifs mais entraînent également les produits de la réaction. Dans ce système ouvert, la composition des fluides ne reflète pas directement l'évolution diagénétique (Burley et Worden ; 2003).

III.3 Les phases de la diagenèse

Les nombreux chercheurs ayant étudié les phénomènes diagénétiques ont reconnu trois principales phases diagénétiques : la diagenèse précoce (éo-diagenèse), la diagenèse profonde (mésodiagenèse) et la phase finale d'émergence (télodiagenèse).

III.3.1 Eodiagenèse (diagenèse précoce)

Cette phase correspond à l'intervalle de temps s'écoulant entre le dépôt final et le début de l'enfouissement effectif. Elle affecte la partie supérieure des sédiments, où la chimie des eaux interstitielles est fondamentalement contrôlée par l'environnement de surface. Mais elle peut aussi affecter des roches sédimentaires anciennes enfouies qui, au cours de leur histoire ont été exposées à la surface à la faveur de mouvements tectoniques de surrection. Les sédiments sont alors soumis à un lessivage plus ou moins intense. Cette phase est également le siège d'extrêmes variations de pH et du potentiel d'oxydo-réduction (Fig.IV.8.A). La limite maximale de l'éodiagenèse se trouve à une profondeur d'environ 1 à 2Km avec un gradient géothermique entre 30° et 70° C (Burley et Worden ; 2003).

III.3.2 Mésodiagenèse (diagenèse d'enfouissement)

Cette phase désigne la période post-dépositionnelle, comprise entre le début de l'enfouissement et le début de processus diagénétiques liés à une émergence. Elle correspond à l'intervalle de profondeur où agissent les phénomènes liés à la compaction et à la maturation thermique de la matière organique. Elle affecte plusieurs centaines à milliers de mètres de sédiments, et conduit en général à une réduction importante de la porosité (Burley et Worden ; 2003). Ainsi, la pression et température dépendent des taux de sédimentation et de subsidence qui reflètent le contexte géodynamique et affecte tous deux le gradient géothermique (Fig.IV.8.B).

III.3.3 Télodiagenèse (diagenèse tardive)

Cette phase s'applique à la période durant laquelle les roches, ayant préalablement été enfouies, sont influencées par les processus diagénétiques associés à l'érosion.

La télodiagenèse est caractérisée par la modification des eaux interstitielles, à la suite de la pénétration des eaux météoriques, et par la réintroduction de conditions oxydantes (Fig.IV.8.C). Elle affecte généralement une tranche peu épaisse près de la surface du sol (Burley et Worden ; 2003).

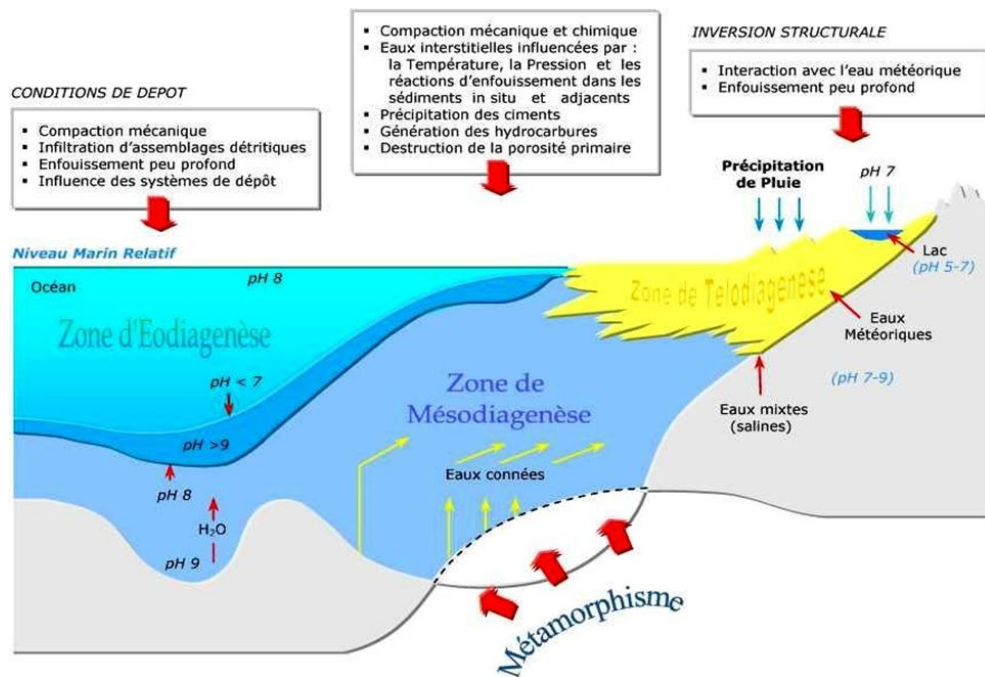


Figure IV.8 : Profil idéalisé d'une marge continentale montrant les sites sédimentaires marins et les trois phases de diagenèse : (A) diffusion durant l'éodiagenèse, (B) mouvement de fluides ascendants durant la méso-diagenèse, (C) mouvement de fluides descendants durant la télo-diagenèse.

IV. Phénomènes diagénétiques ayant affecté les puits ALE-1 et ALR-1

Les réservoirs carbonifères d'Illizi, ont été soumis à des conditions de pression et de température extrêmes engendrant d'intenses processus physico-chimiques de diagenèse. Dans le même temps, ces réservoirs subissent d'importantes transformations de diagenèse, principalement des cimentations et/ou dissolutions minérales, dont l'intensité s'accroît globalement avec la température au fur et à mesure de l'enfouissement. Les principaux phénomènes diagénétiques inventoriés et ayant affecté les dépôts silico-clastiques et carbonatés sont :

IV.1 Diagenèse des dépôts silico-clastiques

IV.1.1 La cimentation siliceuse

La cimentation siliceuse est représentée plus dans les réservoirs silico-clastiques du bassin d'Illizi avec des taux qui peuvent atteindre 10% (puits ALE-1). Cette présence s'explique par le fait que les grains détritiques de quartz agissent à la fois comme la principale source de silice durant l'enfouissement, et comme substrat à la croissance du dit ciment. Cette

silicification se développe sous différentes morphologies. La plus courante, d'après les résultats des analyses pétrographiques est la surcroissance de quartz formant un ciment syntaxial en continuité optique (auréole) avec le grain détritique. On retrouve également cette silice en ciment intergranulaire.

Les sources possibles de cette silice sont diverses, elle peut être due à la pression et dissolution des grains de quartz autrement dit la dissolution du quartz aux points de contact entre les grains, due à la circulation des eaux météoriques généralement riches en silice dans des contextes proches de la surface ou bien suite à la dissolution de tests de fossiles siliceux tels que les diatomés ou les spicules d'éponges qui intervient très tôt dans l'histoire d'enfouissement des sédiments. La dégradation sous climat très humide, de certaines argiles, comme attapulgite, peut fournir aussi une certaine quantité de silice en solution.

IV.1.2 La cimentation argileuse

Dans les sédiments silico-clastiques étudiés, le ciment argileux, dominé pratiquement par ordre d'importance par de la Chlorite, l'Illite et la Kaolinite, présente des teneurs pouvant atteindre 40% du volume total de la roche et confirmé par les résultats des analyses de diffractométrie DRX.

La Chlorite est l'argile la plus répandue dans tous les échantillons des puits étudiés. Elle se présente souvent en grain « coating » enrobant les grains de quartz de contour plus ou moins régulier. La formation de la Chlorite est précoce, elle provient de la transformation des micas noirs tel que la Biotite. D'autres types de Chlorite ont été observés soit sous forme d'un ciment intergranulaire ou bien sous forme d'oolithes chloriteuses.

Après la Chlorite, le ciment le plus important est l'Illite, elle se développe généralement à des températures supérieures à 70-80°, à partir des eaux interstitielles riches en potassium (Worden et Burely, 2003), associé à la transformation des micas et des feldspaths potassiques.

En fin la Kaolinite, moins abondante que la Chlorite et l'Illite (Voir tableaux DRX en annexes). Elle est généralement issue de la dissolution des feldspaths potassiques et de la dégradation des micas. Elle se présente sous forme de petits cristaux ou vermicules remplissant les espaces poreux.

IV.1.3 La cimentation carbonatée

Les carbonates dans les grès carbonifères d'Ilizi sont représentés par les trois types à savoir la Dolomite, la Calcite et la Sidérite. Leur proportion varie d'un puits à un autre et peut atteindre jusqu'à 50%. Ces carbonates se présentent généralement soit sous forme de petites plages éparses avec des pourcentages assez faibles ou bien sous forme de grandes plages à texture poecilitique.

La sidérite est présente soit sous forme de petits cristaux irréguliers de rhomboèdre associés à des oxydes de fer ou bien sous forme de plages diffuses.

IV.1.4 La cimentation sulfatée

L'anhydrite est présente presque dans tous les échantillons des puits étudiés. Elle se présente soit sous forme de petites plages éparses, soit en ciment poecilitique, obturant l'espace intergranulaire.

Un autre minéral sulfaté fait son apparition dans les dépôts gréseux, il s'agit de la Barytine. Sa teneur est très faible, ne dépassant pas les 1%. Elle se présente en plages irrégulières.

Il est à noter que la cimentation sulfatée est néfaste pour les qualités réservoirs.

IV.1.5 La cimentation pyriteuse, ferrugineuse et bitumineuse

La pyrite authigène est présente en faible quantité, ne dépassant pas 5%, dans les niveaux gréseux du réservoir carbonifère. Elle est observée dans les pores intergranulaires entre les grains de quartz. Elle est souvent associée à la matière organique.

Les oxydes de fer, présentant un taux entre 1 et 8%, sont associés généralement à l'argile. Quant au bitume, ce dernier, ne dépassant pas 2%, se présente généralement comme ciment intergranulaire obturant les pores ou bien sous forme de grains de petite taille, de forme plus ou moins arrondis, correspondant probablement à des pollens.

IV.1.6 La dissolution des feldspaths

Dans les puits étudiés, deux types de dissolution ont été rencontrés, d'une part on a la dissolution des éléments détritiques tels que les feldspaths, suite à leurs déstabilisations après le dépôt en raison d'un déséquilibre avec les conditions de température et de chimie du fluide diagénétique, et d'autre part la dissolution des ciments authigènes comme les argiles, les carbonates et la silice secondaire. Cette dissolution peut être partielle ou totale.

IV.2 Diagenèse des dépôts carbonatés

IV.2.1 La compaction

Dans les échantillons des dépôts carbonatés étudiés, la compaction se manifeste par l'apparition des indices de pression-dissolution ponctuels indiqués par la présence des stylolithes de faible amplitude souvent tapissés par une argile riche en matière organique, des microfissures entraînant parfois la fissuration ou la fragmentation de certains éléments biogéniques et non biogéniques tels que les oolithes et enfin l'interpénétration des éléments durs et tendres.

IV.2.2 La cimentation

La plupart des ciments observés dans les échantillons des puits étudiés sont constitués de microsparite et de sparite. L'accroissement de ces ciments entraîne par endroits, la diminution ou la disparition de la porosité. Ces cimentations se présentent en plusieurs types, soit :

- En calcite épitaxiale ou syntaxiale en continuité du réseau optique avec les plaques d'Echinodermes.
- Une calcite en frange ou « en dents de chien ».
- Une cimentation par des cristaux de sparite formant une mosaïque équigranulaire.
- Une cimentation drusique où les premiers cristaux sont petits, ensuite leur taille croît au cours du temps vers le centre de la cavité.

IV.2.3 La recristallisation

Elle se traduit soit par l'effacement partiel ou total de la structure des bioclastes ou bien la phase de liaison.

D'autres processus diagénétiques ont été enregistrés tels que :

- La présence de petites plages irrégulières de pyrite dans les espaces intergranulaires avec un taux assez moyen 10% (puits **ALR-1**, cote 1135,55m).
- Le développement de l'oxyde de fer jusqu'à 10%, (puits **ALR-1**, cote 842,15m).
- La présence d'une proportion assez élevée du ciment anhydritique (18%), et d'une très faible sidéritisation (ne dépassant pas 2%), (voir tableaux résultats d'analyses pétrographiques en annexes).

IV.3 Les caractéristiques réservoirs

Dans le bassin d'Ilizi, le milieu poreux est très variable vu l'hétérogénéité des dépôts silico-clastiques et carbonatés et des ciments authigènes.

La porosité a été rencontrée le plus dans les dépôts silico-clastique.

D'après les résultats des analyses pétrographiques deux types de porosité ont été observée, la porosité primaire intergranulaire préservé dans certains échantillons par la présence d'un très fin film argileux «grain coating» autour des grains de quartz qui à priori semble empêcher l'ancrage du quartz de nourrissage et la porosité secondaire assez dominante issu de la dissolution de certains minéraux instables tels que les feldspaths et des ciments authigènes comme les argiles et les carbonates.

Par ailleurs, les pores de certains niveaux gréseux sont relativement isolés et faiblement connectés vu le taux élevé des différents ciments cités précédemment et pour d'autres niveaux, une certaine connectivité a été observée.

IV.4 Chronologie des processus diagénétiques

Les résultats des analyses pétrographiques et diagénétiques du Carbonifère du bassin d'Ilizi, ont permis d'élaborer une chronologie des processus diagénétiques (Fig.IV.9) depuis la phase diagénétique précoce jusqu'à la phase tardive.

- **Diagenèse précoce** : Cette phase correspond au domaine de l'éogénèse, elle est contrôlée par l'environnement de dépôts (Berner, 1980 ; Chapelle, 1993). Ce domaine est dit ouvert puisque le fluide interstitiel est contrôlé par le milieu extérieur. Il comprend :
- La mise en place des composants détritiques (quartz, feldspaths, micas, fragments lithiques, etc...).
- Infiltration des argiles détritiques (Kaolinite, Illite-montmorillonite et Chlorite).
- Mise en place du ciment siliceux primaire, syntaxiale de nourrissage.
- Développement de la Chlorite en grains coating.
- Dissolution des minéraux instables tels que les feldspaths alcalins et la néoformation de larges plages de Kaolinite.

- **Diagenèse tardive ou d'enfouissement** : Elle correspond au domaine fermé ou à ouverture restreinte, où la chimie du fluide est contrôlée principalement par les réactions avec les roches encaissantes. Elle est caractérisée par :
- Précipitation du ciment siliceux secondaire intergranulaire suite à l'enfouissement (pression et température) et l'enrichissement en SiO_2 .
- Néof ormation de l' Illite à partir de la transformation des micas (Muscovite).
- Indice de pression-dissolution (stylolithisation).
- Altération des micas noirs en Chlorite intergranulaire.
- Dissolution des ciments authigènes.
- Précipitation de la Calcite.
- Précipitation des carbonates, de l'Anhydrite et de la Baryte suite à la circulation des eaux riches en Ca et Ba.
- Développement des oxydes de fer.
- Précipitation de la Sidérite.
- Précipitation de la Pyrite et le développement de la Dolomite avant l'arrivée des hydrocarbures.

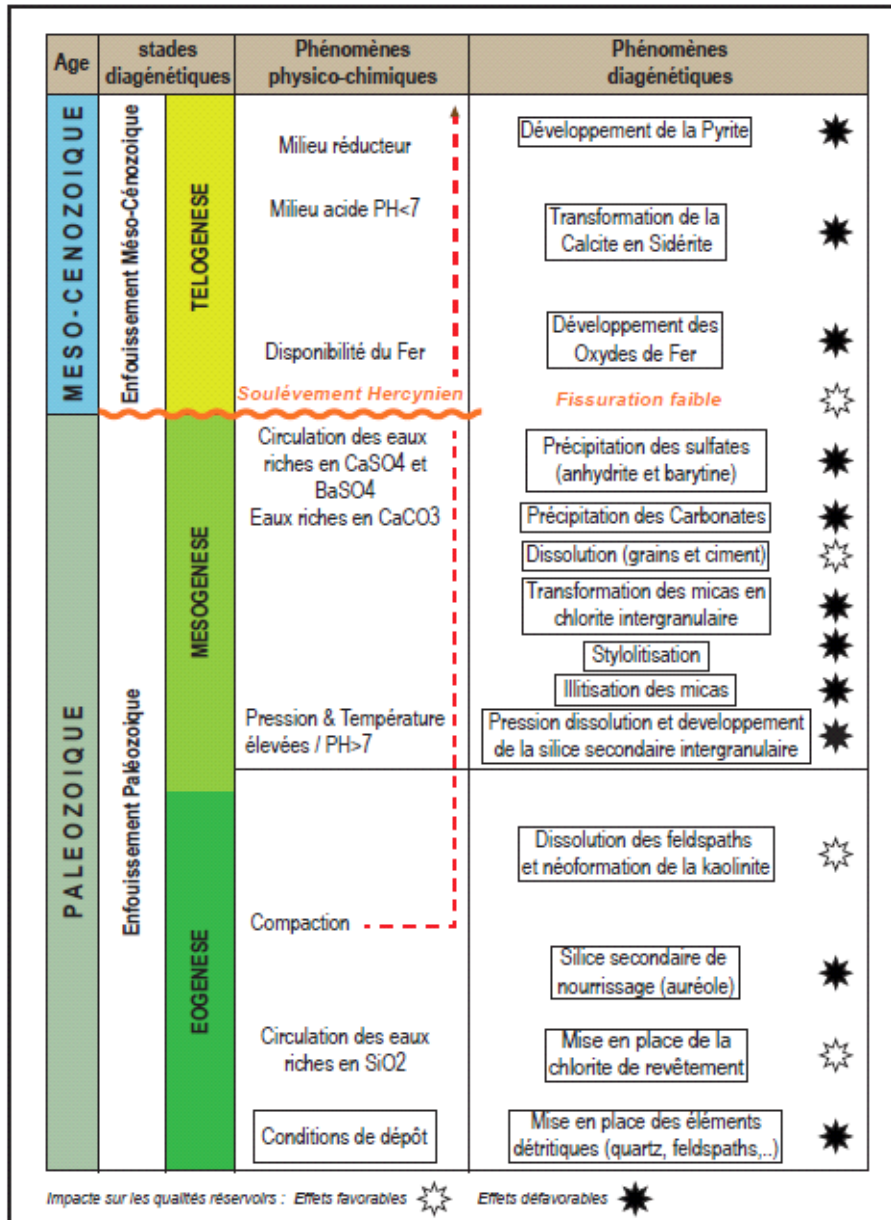


Figure IV.9 : Séquence diagénétiques des réservoirs carbonifères du bassin d’Illizi.

V. Conclusion

Les résultats diagénétiques nous ont aidés à tracer l'histoire diagénétique définie et explicitée ci-dessus. L'ordre chronologique des phénomènes diagénétiques montre qu'après dépôt et divers phases de cimentation et de transformation, un très faible processus de dissolution a affecté les grains et ciments siliceux engendrant des traces de porosité de dissolution. Ce phénomène de dissolution est inhibé par le développement important du ciment chloriteux frangeant.

En revanche, la précipitation et le développement des différents ciments ont amplement engendré les qualités réservoirs notamment les ciments argileux et carbonaté.

Le réseau poreux dans les différents niveaux est faible. Ce réseau poreux est matérialisé par la porosité primaire intergranulaire. Néanmoins, la porosité secondaire de dissolution représente une très faible partie de la porosité totale.

Chapitre V : Conclusion et recommandations

Conclusion générale

A la lumière des résultats obtenus dans ce travail pluridisciplinaire, chaque analyse a permis de tirer les conclusions suivantes :

- L'étude sédimentologique de la région du Sud-Ouest du bassin d'Illizi nous a permis de conclure que la paléogéographie de cette région correspondrait à un milieu fluvial à influence de la marée au Strunien, évoluant à un milieu marin carbonaté au Namurien, ensuite à un milieu deltaïque au Viséen et au final un milieu marin de plate-forme carbonatée au Westphalien.
- D'après les résultats de l'analyse pétrographique, le réservoir carbonifère de la région sud-ouest du bassin d'Illizi est constitué d'un faciès dominant gréseux composé de grains de quartz, de micas, de feldspaths et accessoirement des minéraux lourds et des passages carbonatés.
- L'étude diagénétique montre que les paramètres réservoirs sont contrôlés par trois ciments prépondérants qui sont : l'argile, la silice et les carbonates et accessoirement des ciments pyriteux et ferrugineux. La silice se présente sous forme de nourrissage. L'argile est souvent associée à la dolomie ce qui réduit substantiellement les paramètres réservoirs dans cette région.

Toutefois, notre travail n'a porté que sur une région très limitée, deux puits du Sud-Ouest du bassin d'Illizi. Il pourrait être complété et poursuivi sous différents aspects. Il serait pertinent d'étendre cette étude sur tout le bassin pour pouvoir mieux comprendre son évolution et la reconstitution des paléo-environnements.

Références
Bibliographiques

- ❖ **ABIZAR. J., et AOUDJEGHOUT. A., 2016** : La géo-mécanique au service de la fracturation hydraulique : exemple des réservoirs compacts de l'Ordovicien (Bassin d'Illizi, Algérie)., Sonatrach UMMTO. 166p. 77fig. 21t.
- ❖ **ADAMS. A. E., MACKENZIE. W. S., et al., traduit de l'anglais par MICHEL. J. P., 1994** : Atlas des roches sédimentaires., Masson Editeur, 104p.
- ❖ **ALAIN. F., RAOULT. J. F., 2010** : Dictionnaire de Géologie, 7e Edition.
- ❖ **AMRANE. A., et AMROUCHE. F., 1996** : Caractérisation d'un modèle de synclise, exemple du bassin d'Illizi au Permo-Carbonifère, mémoire d'ingénieur IST-USTHB.
- ❖ **AIOUNA. A., 1975** : Rapport Sonatrach, Synthèse Bibliographique du Bassin d'Illizi (District II).
- ❖ **BEAUCHAMP. J., 2001** : Cours de sédimentologie <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-o.htm>
- ❖ **BEICIP., SONATRACH., 1975** : Etude structurale et cartographique du bassin d'Illizi, rapport de Sonatrach.
- ❖ **BEUF. S., et al., 1971** : Grès du Paléozoïque inférieur au Sahara (LES), Editions technip, Paris,. 484p.
- ❖ **BOUDJEMAA. A., 1987** : Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara nord-oriental (Algérie), thèse de Doctorat en science de l'Université Paris XI-Orsay,. 290p.
- ❖ **BOUDJEMA. D., et OULDMADI. A., 2015** : Etude sédimentologique, pétrographique et diagénétique du Cambrien de Hassi Guettar (Sondages HGA-1, HGA-3, HGA-4)., CRD UMMTO. 160p. 69fig. 5t.
- ❖ **BURLEY. S. D., et WORDEN. R. H., 2003** : Sandstone diagenesis : Recent and ancient.

- ❖ **Centre de Géologie TERRAE GENESIS : CATALOGUE** des LAMES MINCES de Pétrologie pour les établissements d'enseignement du Secondaire.
- ❖ **CHAMLEY. H., 1987** : Sédimentologie, Edition Dunod, coll. Géoscience, Paris. 175p.
- ❖ **CHAOUCHE. A., 1992** : Genèse et mise en place des hydrocarbures dans les bassins de l'erg oriental (Sahara algérien), thèse de Doctorat en Sciences de la Terre., Université de Bordeaux 3., sous la direction de Maurice Gottis.
- ❖ **COJAN. I., RENARD. M., 2021** : Sédimentologie, DUNOD édition (3eme édition), 500p.
- ❖ **DAHMOUNI. K., BOUKADOUM. M., 2016** : Etude pétrographique, sédimentologique et diagénétique du Siegénien et du Gédinien des puits AEH-1 et HBL-1 (Bassin de l'Oued M'ya)., CRD UMMTO. 94p. 33fig. 05t. 46ph.
- ❖ **DELFAUD. J., 1974** : Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt, France. Vol XVI, N°6, 643-650p. 4fig.
- ❖ **DELFAUD. J., 1977** : La dynamique des bassins sédimentaires, bilan d'un colloque Bull., Elf-Aquitaine 1-1. 317-320p.
- ❖ **FABRE. J., 1971** : Structure de l'Algérie saharienne. Eléments pour une carte tectonique. Service géologique, Algérie., Bull n°41. 161-185p. 1 carte.
- ❖ **FABRE. J., 1976** : Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Edition S.N.E.D., Alger., 422p.
- ❖ **FOLLOT. J., 1953** : Le Carbonifère inférieur du Sahara central, *in* le Paléozoïque nord-africain et ses corrélations avec les autres régions du monde. C. R. XIX^e session du congrès géologique international., Alger, 1952, fasc. Sect II. 11-28p. 2fig.
- ❖ **FOUCAULT. A., RAOULT. J. F., 1988** : Dictionnaire de géologie. 3^e édition. Edition Masson, Paris.

- ❖ **KAZI-TANI. N., 1995 :** Analyse géodynamique des bassins sédimentaires. Séminaire – Ateliers jumelés Sonatrach-Géoressources, Juin 1995 (inédit).
- ❖ **LAMRANI. R., et SAM. N., 2016 :** Contribution à la caractérisation d'un réservoir pétrolier et estimation des réserves initialement en place à l'aide de diagraphies différées (Cas : Bassin d'Illizi)., SONATRACH UMMTO. 105p. 51fig. 3tab.
- ❖ **LATRECHE. S., 1982 :** Evolution structurale du bassin d'Illizi (Sahara oriental algérien) au Paléozoïque supérieur., Mémoire de DES, Université Paul Cézanne Aix-en-Provence, Marseille.
- ❖ **LEGRAND-BLAIN. M., 1983 :** Le Carbonifère du Sahara algérien, *in* Lexique stratigraphique international, Afrique de l'Ouest (West Africa). Fabre édition. Pergamon Press. Oxford. 109-117p.
- ❖ **LEGRAND-BLAIN. M., 1985 :** Dynamique des Brachiopodes carbonifères sur la plate-forme carbonatée du Sahara algérien. Paléoenvironnements, paléoblogéographie, évolution. Thèse de Doctorat en sciences. Université de Bordeaux 1. 320p. 47fig. 14pl.
- ❖ **LYS. M., (?) :** Micropaléontologie (Foraminifères) des formations marines du Carbonifère saharien. ?, V2. 37-47p.
- ❖ **MILLOT. G., 1964 :** Géologie des argiles : altération, sédimentologie et géochimie. Masson et Cie édition. Paris. 449p. 75fig. 12plan. 15tabl.
- ❖ **NEDJARI. A., 1996 :** Les cahiers de la géologie. N°1, comment se forment les roches sédimentaires. 31p.
- ❖ **NEDJARI. A., 1998 :** Les cahiers de la géologie. N°2, les roches détritiques. Edition Nedjari. 32p.
- ❖ **NEDJARI. A., AMRANE. A., et AMROUCHE. F., 1998 :** Modalités de fonctionnement d'une synéclise saharienne : l'exemple du bassin intracratonique d'Illizi (SE algérien) au Carbonifère. Bulletin service géologique. Algérie. Vol9. N°1. 33-41p. 4fig.

- ❖ **OUALI. S., 2006** : Etude géothermique du Sud de l'Algérie. Thèse Magister. Université M'hamed Bougarra, Boumerdès.
- ❖ **PELIPENKO. Y., 1980** : Homogénéisation de la stratigraphie des séries paléozoïques sahariennes. (1) Le Carbonifère. Rapport interne (Sonatrach) inédit.
- ❖ **PETER. A., et DANA. S., Ulmer-Scholle** : A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis.
- ❖ **POMEROL. C., et al., 1980** : Stratigraphie et paléogéographie., DOIN Editeurs, Paris., 209p.
- ❖ **SKENDER. M. S., et ARAB. M., 1996** : Synthèse géochimique sur le bassin d'Illizi., Rapport inédit, Sonatrach.
- ❖ **SONATRACH/ROBERTSON., 2000** : Etude sédimentologique, diagénétique et modélisation sismique des niveaux réservoirs du bassin d'Illizi, Algérie.
- ❖ **SONATRACH et TOTAL., 2007** : Recueil des résumés, sixième séminaire de géologie pétrolière, les Dolérites du bassin d'Illizi (Algérie).
- ❖ **XAVIER DEVLEESCHOUWER** : Université Libre de Bruxelles ; cours de sédimentologie (GEOL-F-204) Structures sédimentaires.

Annexe

CORE DESCRIPTION CHART



DLAB - SONATRACH

Project : CARBONIFERE

Field : ILLIZI

Well : ALR-1

Geologist : S.SERBAH

Date : JUILLET 2019

Scale : 1/50ème

Sheet : 12

<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Tabular cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris Plant debris 	<ul style="list-style-type: none"> Algal mats Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Nodule (Pyr., Sid.) Slickensides 	<ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques 	<ul style="list-style-type: none"> Algue Asterosoma = As Arenicolites = Ar Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa 	<p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Planolites = Pl = (P) Rhizocorallium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo 	<p>Terriers:</p> <ul style="list-style-type: none"> Noir Gris Beige <p>Grains:</p> <ul style="list-style-type: none"> Noir Blanc Gris Oolithe Oncoïde <p>Galets: </p>	<p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèche Styloïthe
--	---	--	---	--	--	--	--

● Echantillonnage pétrographie ● Echantillonnage DRX

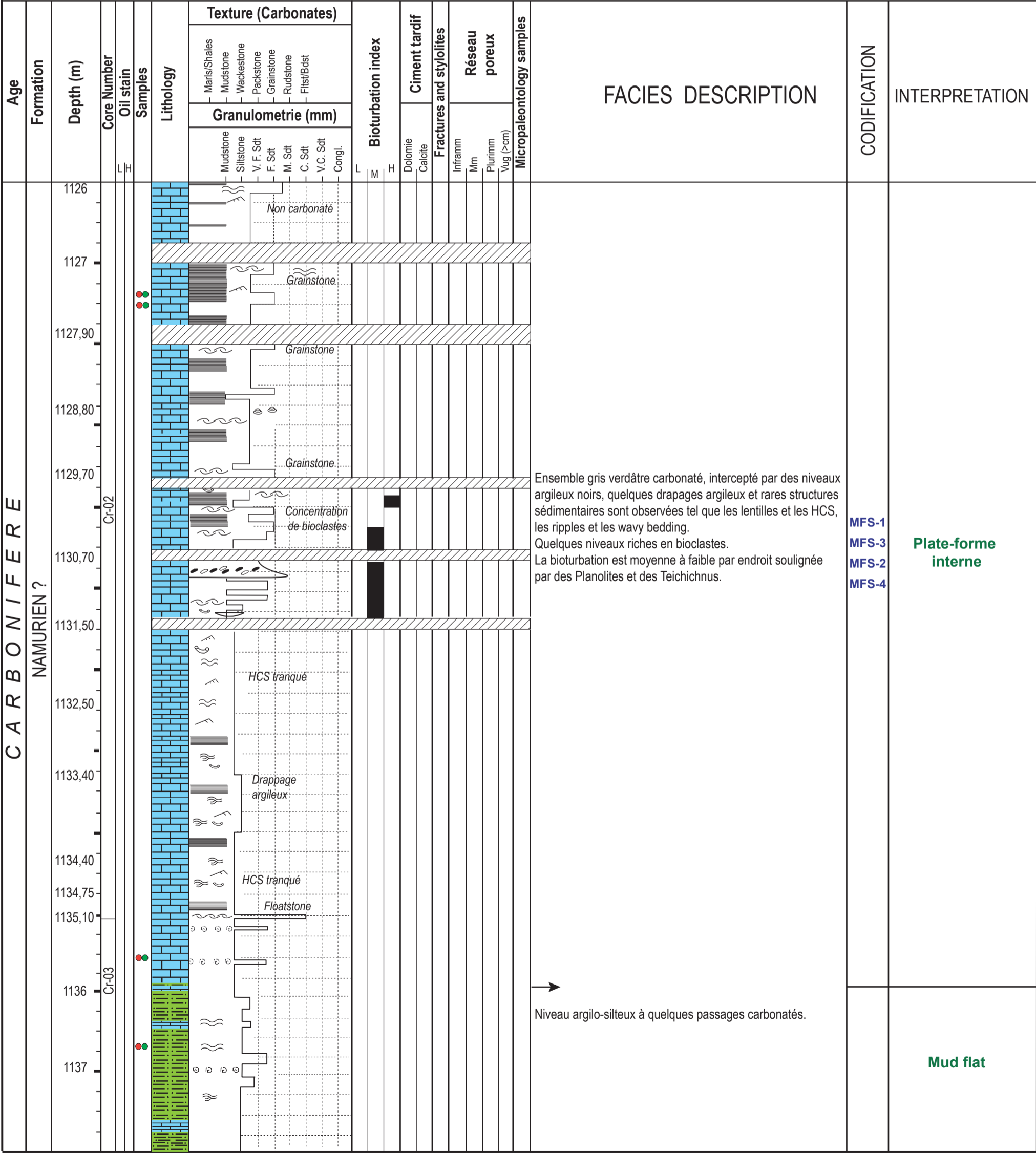


Tableau 03 : Résultats d'analyses minéralogiques par diffractométrie des rayons X du puits ALR-1, 2019.

Puits	N°	Profondeur (m)	Carottes	Minéraux non argileux								Minéraux argileux						Autres					Σ	
				Quartz	Plagioclases	K-Feldspaths	Calcite	Dolomite	Ankerite	Siderite	Total carbonates	Illite - Interstratifiés I/S	Micas	Kaolinite	Chlorite	Smectite	Total argiles et indosés	Pyrite	Geothite	Halite	Anhydrite	Gypse		Celestine
ALR-1	1	842,15	1	1,1	0,4		0,7	76,4				77,1	0,5				0,5		0,8		20,1			100
	2	848,05		4,7	0,6	0,4	52,5	10,5				63,0	0,3				0,3				31,0			100
	3	848,63		6,0		1,0	74,0	6,1				80,1	0,9				0,9				7,4		4,6	100
	4	1127,42	2	15,9	9,2	7,1	64,1				64,1	1,3	0,5	0,9			2,7	0,3			0,4	0,3		100
	5	1127,54		49,2	18,1	7,4	16,0				16,0	0,9	2,5	2,8	2,5		8,7				0,6			100
	6	1135,55	3	11,9	4,4	1,6	76,0	0,8			76,8	1,0	0,5	1,4	1,7		4,6	0,7						100
	7	1136,70		3,4	0,6	0,4	91,8	1,2			93,0	0,3		0,6		0,9	0,5				1,2			100
	8	1145,02	4	51,6	16,4	6,0					0,0	2,5	6,8	4,2	12,5		26,0							100
	9	1161,84	5	70,2	16,9	5,5	1,1				1,1	1,8		0,9	2,5		5,2				1,1			100
	10	1224,44	7	57,6	25,8	7,2	3,5				3,5	0,9		1,8	2,0		4,7				1,2			100
	11	1226,77	8	53,6	19,2	7,4	11,0				11,0	0,8		6,8	0,8		8,4				0,4			100
	12	1244,82		81,9	8,7	2,3	3,2				3,2	0,5		2,2	0,7		3,4				0,5			100
	13	1247,34	9	59,9	14,2	8,5	11,8				11,8	0,5		4,6			5,1				0,5			100
	14	1272,67		34,5	22,8	19,2	17,4				17,4	0,7		3,6	1,1		5,4				0,7			100
	15	1506,30	11	26,8	27,1	9,4	22,6				22,6		2,9	5,9	4,8		13,6				0,5			100

Tableau 04 : Résultats d'analyses minéralogiques par diffractométrie des rayons X du puits ALE-1, 2019.

Puits	N°	Profondeur (m)	Carottes	Minéraux non argileux								Minéraux argileux					Autres				Σ		
				Quartz	Plagioclases	K-Feldspaths	Calcite	Dolomite	Ankerite	Siderite	Total carbonates	Illite - Interstratifiés I/S	Micas	Kaolinite	Chlorite	Smectite	Total argiles et indosés	Pyrite	Hématite	Halite		Apatite	
ALE-1	1	2311,60	2	95,5	1,1		1,4					1,4			0,5	0,9		1,4	0,6				100
	2	2312,60		93,4	2,8						0,0	0,9		1,1	1,8		3,8						100
	3	2312,98		98,1	0,6			0,5				0,5			0,2	0,6		0,8					