

N° D'ordre : / Faculté/UMBB /2018

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA BOUMERDES



Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du diplôme de

MASTER

Filière : Hydrocarbures

Option : Géologie pétrolière

Présenté par

TOUTAOUI

Abdelfetah

Thème

Etude Pétrographique et diagénétique du Siegénien Argilo-Gréseux du Bassin de Berkine (bloc 405a). Influence de la chlorite frangeante sur la qualité du réservoir.

Devant le jury :

K. Zellouf	MC-B	UMBB	Président
A. Derridj	MC-B	UMBB	Promotrice
A. Kecir	MA-A	UMBB	Examinatrice

Dédicace

A mes chers parents.

A mes sœurs.

A Sara.

A mon cousin Mehdi.

A toute ma famille.

A tous mes amis.

A tous ceux qui me sont chers et qui j'ai omis

de citer.

Cette humble dédicace ne saurait exprimer ma

grande gratitude.

Sommaire

Remerciements

Liste des figures

Introduction générale

Chapitre I : Etat de connaissance

I- Historique du bassin	Page 03
II- Contexte géographique du bassin de Berkine	Page 03
III- Contexte géologique	Page 04
IV- Cadre structural	Page 05
IV.1. Les principaux éléments structuraux	Page 05
IV.2. Événements tectoniques	Page 06
V- La stratigraphie	Page 10
V.1. Le socle	Page 10
V.2. Le paléozoïque	Page 10
V.3. Le Mésozoïque	Page 12
V.4. Le Cénozoïque	Page 14
VI- Système pétrolier	Page 18
VI.1. Les Roches mères	Page 18
VI.2. Les Roches réservoirs	Page 18
VI.3. Les types de pièges	Page 20
VI.4. Les Roches couvertures	Page 20
VII- Localisation de la zone d'étude	Page 22

Chapitre II : Etude pétrographique

I. Introduction	Page 23
II. Méthodologie	Page 24
III. Etude pétrographique	Page 25
IV. Analyse pétrographique des puits étudiés	Page 27
IV.1. Les constituants détritiques	Page 27
IV.2. Les ciments et les liants	Page 35
IV.3. Le réseau poreux	Page 42

Chapitre III : Etude diagénétique

I- Introduction	Page 43
-----------------------	---------

II-	Rappels sur la diagénèse	Page 43
II.1.	Définition de a diagénèse	Page 43
II.2.	Les environnements diagenétiques	Page 44
II.3.	Les phases diagenétiques	Page 44
III-	Les principaux mécanismes de la diagénèse	Page 46
III.1.	La compaction	Page 46
III.2.	La cimentation	Page 49
III.3.	La dissolution	Page 56
III.4.	L'altération des micas et des feldspaths	Page 57
III.5.	Développement de la pyrite et des oxydes de fer	Page 58
III.6.	La fissuration	Page 60
III.7.	Le remplacement	Page 61
III.8.	La corrosion	Page 61
IV-	Chronologie des phénomènes diagénétiques	Page 64
<i>Chapitre IV : Influence du revêtement chloriteux sur le réservoir</i>		
I-	Introduction	Page 65
II-	Structure cristalline de la chlorite	Page 66
III-	Origines du revêtement chloriteux	Page 67
IV-	Occurrence du ciment chloriteux	Page 70
V-	Facteurs contrôlant la formation du revêtement chloriteux	Page 74
V.1.	Le milieu de dépôt	Page 74
V.2.	L'origine des sédiments	Page 74
V.3.	Environnement diagénétique	Page 75
VI-	Impact du revêtement chloriteux sur le réservoir	Page 75
VII-	Conclusion	Page 78
Conclusion générale		Page 79
Références bibliographiques		
Annexes		

Remerciements

Je remercie avant tout Dieu le tout puissant de m'avoir donné la force, le courage, la patience et la volonté de ne jamais renoncer, et d'aller jusqu'au bout de ce modeste travail.

Je remercie mes chers parents de m'avoir soutenu et encouragés, de m'avoir transmis la pertinence et la persévérance, je les remercie d'avoir cru en moi, et tout cela depuis toujours.

Je remercie tous mes enseignants qui m'ont transmis leur précieux savoir et leur sagesse, en particulier Mme DERRIDJ, MC(B) à la faculté des hydrocarbures et de la chimie de Boumerdes, ma bienveillante promotrice qui a accepté de me prendre sous son aile et à partager avec moi son expérience dans le domaine de la pétrographie et surtout d'avoir été patiente avec moi et présente à tout moment, qui malgré la surcharge de son travail, a su me consacrer de son temps, de son savoir et m'a guidé tout au long de ce travail.

Je remercie Mr SAIGHI du département sédimentologie de la direction de géologie et mon encadreur à la division technologie et développement Sonatrach qui m'a proposé ce sujet, et qui a mis à ma disposition tous les moyens nécessaires pour aboutir à la réalisation de ce mémoire.

Un remerciement particulier à tout le personnel de la DTD, en particulier Mr KADI le chef de département sédimentologie de la direction de géologie, Mme SELMANI, Mme MIMOUNI, et Mr KHAOUA, ainsi que tous les autres, qui ont été d'une précieuse aide lors de mon étude pétrographique, de m'avoir procurés soutien et encouragement pour mener à bien mon projet.

Je remercie Mr ZELLOUF, MC(B) à l'UMBB (FHC), qui a bien voulu juger ce travail et de présider le jury. Et Mme KECIR, MA(A) à l'UMBB (FHC) qui a bien voulu examiner ce travail. Je les remercie vivement pour tout l'enseignement qu'ils m'ont prodigués pendant mon cursus (master en géologie pétrolière).

Que tous, trouvent ici l'expression de ma plus profonde gratitude.

Merci.

Liste des figures

Fig.I.1 : Limite de la région d'étude (d'après WEC, 2005).	Page 03
Fig.I.2 : Carte de situation du bassin de Berkine. (SONATRACH, 2003).	Page 04
Fig.I.3 : Les éléments structuraux du bassin de Berkine, (SONATRACH, 2000)	Page 05
Fig.I.4 : Les différentes phases de déformations affectant le bassin de Berkine (Boudjema 1987)	Page 09
Fig.I.5 : Coupe géologique régionale montrant la structure des différents bassins de la plateforme Saharienne (WEC 2007).	Page 14
Fig.I.6 : Colonne stratigraphique du Bassin de Berkine. (WEC 2007)	Page 15
Fig.I.7 : Coupe géologique Nord-Sud du Sahara Oriental (document SONATRACH).	Page 17
Fig.1.8 : Pièges et migration dans le bassin de Berkine (WEC 2007).	Page 21
Fig.I.9 : Carte de situation des puits étudiés et de la zone d'étude dans le bassin de berkine.	Page 22
Fig.II.1 : Classification des grès du Dévonien inférieur dans les 5 puits selon Folk	Page 26
Fig.II.2 : photo en lumière polarisée montrant les passés de silt dans un grès du puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.	Page 27
Figure II.3: Photo en lumière polarisée montrant différents types de contact des grains de quartz, à la côte 4249,80 m du puits AHMSW-2	Page 28
Figure II.4: Photo en lumière polarisée montrant le contact flottant entre les grains de quartz, à la côte 4158 m du puits MLE-1	Page 28
Figure II.5: Photo en lumière polarisée montrant un microcline et un plagioclase à 4101,4 m de profondeur dans le puits MLSW-1	Page 29
Fig.II.6 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence une muscovite dans le puits MLSW-1 à la côte 4096,30m.	Page 30
Fig.II.7 : photo en lumière polarisée et naturelle montrant une biotite dans le puits MLE-1 à la côte 4149,40m.	Page 30
Fig.II.8 : photo en lumière polarisée et naturelle montrant une tourmaline et un zircon à la côte 4156,60m du puits AHMSW-2.	Page 31
Fig.II.9 : photo en lumière naturelle et réfléchie montrant le leucoxène dans le puits MLSW-1 à la côte 4090,55m.	Page 32

Fig.II.10 : photo en lumière naturelle et polarisée montrant un quartz polycristalin dans le puits MLSW-1 à la côte 4105,5m.	Page 32
Fig.II.11 : photo en lumière naturelle et polarisée montrant un claste argileux dans le puits MLSW-1 à la côte 4095,15m.	Page 33
Fig.II.12 : photo en lumière naturelle et réfléchiée montrant la matière organique dans le puits MLE-1 à la côte 4152,50m.	Page 33
Fig.II.13 : photo en lumière réfléchiée et naturelle montrant la pyrite dans le puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.	Page 34
Fig.II.14 : photo en lumière naturelle et réfléchiée mettant en évidence les oxydes de fer dans le puits MLSW-1 à la côte 4095,15m.	Page 34
Fig.II.15 : photo en lumière naturelle montrant une oolithe dans le puits MLE-1 à la côte 4150,40m.	Page 35
Fig.II.16 : photo en lumière polarisée montrant la silice de nourrissage dans le grain de quartz à la côte 4318,70m du puits NAHE-1.	Page 36
Fig.II.17 : photo en lumière polarisée montrant la silice intergranulaire dans le puits LEW-1 à la côte 4342,65	Page 36
Fig.II.18 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le ciment chloriteux dans le puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.	Page 38
Fig.II.19 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence le ciment illiteux dans le puits AHMSW-2 à la côte 4152,60m.	Page 39
Fig.II.20 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence la kaolinite dans le puits MLSW-1 à la côte 4101,4m.	Page 39
Fig.II.21 : photo en lumière naturelle et en lumière polarisée mettant en évidence le ciment carbonatépoecilitique dans le puits AHMSW-2 à la côte 4152,60m.	Page 40
Fig.II.22 : photo en lumière naturelle et réfléchiée mettant en évidence le ciment pyriteux dans le puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.	Page 41
Fig.II.23 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence le ciment sulfaté à 4105,5m de profondeur au sein du puits MLSW-1.	Page 41
Fig.II.24 : photo en lumière naturelle mettant en évidence un pore primaire préservé par un revêtement chloriteux dans le puits LEW-1 à la côte 4351m.	Page 42
Figure III.1 : Les différents stades de la diagenèse en fonction de la pression et la température (Cojan et Renard 2006)	Page 45

Fig.III.2 : photo mettant en évidence la déformation dans les feldspaths et une muscovite en lumière polarisée et naturelle au puits MLSW-1 à la côte 4101,4m et au puits MLE-1 à la côte 4152,50m respectivement.	Page 45
Fig.III.3 : photo mettant en évidence l'orientation préférentielle des micas dans un grès du puits LEW-1 à la côte 4370,45m en lumière polarisée et en lumière naturelle.	Page 47
Fig.III.4 : photo montrant différents types de craquelures dans les grains de quartz, en lumière polarisée à gauche et en lumière naturelle à droite. Puits LEW-1 côte 4354,95m et Puits MLE-1 côte 4150,40m respectivement.	Page 48
Fig.III.5 : photo en lumière naturelle montrant un joint stylolithique fracturant des grains de quartz du puits MLE-1 à la côte 4261m	Page 48
Fig.III.6 : photo en lumière polarisée mettant en évidence la silice intergranulaire à la côte 4342,65m du puits LEW-1.	Page 50
Fig.III.7 : photo en lumière polarisée mettant en évidence la silice de nourrissage à la côte 4096,30m du puits	Page 50
Fig.III.8 : photo mettant en évidence le phénomène de revêtement chloritique discontinue dans un grain de quartz à la côte 4342,65m du puits LEW-1 en lumière polarisée et naturelle respectivement.	Page 51
Fig.III.9 : photo mettant en évidence le phénomène de continued chlorite grain coating à la côte 4342,65m du puits LEW-1.	Page 52
Fig.III.10 : photo mettant en évidence le phénomène de pore-lining chlorite préservant la porosité primaire du puits LEW-1 à la côte 4351m.	Page 52
Fig.III.11 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence l'illite dans le puits MLSW-1 à la côte 4101,4m.	Page 53
Fig.III.12 : photo en lumière polarsiée montrant la kaolinite dans le puits MLSW-1 à la côte 4101,4.	Page 54
Fig.III.13 : photo en lumière réfléchiée à gauche et lumière naturelle à droite, mettant en évidence le développement d'un ciment sidéritique au puits LEW-1 côte 4361,65m.	Page 55
Fig.III.14 : photo en lumière polarisée analysée mettant en évidence la calcite remplaçant les grains de quartz dans le puits MLSW-1 à la côte 4105,5m.	Page 55
Fig.III.15 : photo en lumière naturelle et polarisée analysée mettant en évidence la dolomie dans le puits AHMSW-2 à la côte 4152,60m.	Page 56

Fig.III.16 : photos mettant en évidence le phénomène de dissolution dans les grains de quartz à gauche et la biotite à droite au niveau du puits LEW-1 à la côte 4161,5m et 4171m respectivement.	Page 57
Fig.III.17 : photo en lumière polarisée montrant le phénomène d'illitisation de la muscovite au puits MLSW-1 à la côte 4096,30m.	Page 57
Fig.III.18 : photo en lumière naturelle mettant en évidence une biotite en plein altération en chlorite à 4157,40m de profondeur au puits AHMSW-2.	Page 57
Fig.III.19 : photo en lumière polarisée montrant un feldspath en plein altération en kaolinite à 4147,30m au puits MLE-1.	Page 58
Fig.III.20 : photo montrant le développement de plage d'oxyde de fer en lumière réfléchiée dans le puits AHMSW-2 à la côte 4156,60m.	Page 59
Fig.III.21 : photo en lumière naturelle, polarisée et réfléchiée montrant le développement de plage d'oxyde de fer lié à des argiles ferrugineuse contenant de la pyrite et des minéraux lourds dans le puits MLSW-1 à la côte 4095,15m.	Page 59
Fig.III.22 : photo en lumière naturelle mettant en évidence une fissure ouverte favorisant la création de la porosité secondaire (porosité de fissuration) dans le puits NAHE-1 à la côte 4223m.	Page 60
Fig.III.23 : photo en lumière naturelle et polarisée mettant en évidence une fissure colmatée par des argiles associées à des micas blancs dans le puits NAHE-1 à la côte 4318,70m.	Page 60
Fig.III.24 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence la coexistence de 3 ciments, le ciment argileux et carbonaté en voie de remplacement par le ciment sulfaté dans le puits MLE-1 côte 4158m.	Page 61
Fig.III.25 : photo en lumière polarisée analysée et naturelle mettant en évidence le phénomène de corrosion par les carbonates dans les grains de quartz à la côte 4147,30m du puits MLE-1.	Page 62
Fig.III.26 : séquence diagénétique du Dévonien inférieur du bassin de Berkine.	Page 63
Fig.IV.1 : Structure cristalline de la chlorite (Grim et al, 1960)	Page 66
Fig.IV.2 : processus de formation du revêtement chloriteux (Billault et al, 2003).	Page 69
Fig.IV.3 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le revêtement chloriteux dans le puits NAHE-1 à la côte 4330,50m.	Page 70
Fig.IV.4 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le revêtement chloriteux du puits LEW-1 côte 4351m.	Page 71

Fig.IV.5 : morphologie du revêtement chloriteux (Billault et al, 2003)	Page 71
Fig.IV.6 : photo en lumière naturelle et polarisée montrant un remplissage de pore par la chlorite et une porosité de dissolution au puits LEW-1 côte 4356,3m.	Page 72
Fig.IV.7 : images MEB mettant en évidence différents types de revêtement chloriteux (Peng, 2009)	Page 72
Fig.IV.8 : photo en lumière naturelle et lumière polarisée analysée montrant l'hydrolyse de la biotite mis en évidence par la dissipation complète du pléochroïsme et le changement des teintes de biréfringence. Puits LEW-1 côte 4351m.	Page 73
Fig.IV.9 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le développement de rosette de chlorite. Puits LEW-1 côte 4351m.	Page 73
Fig.IV.10 : log pétrographique indiquant la relation entre la porosité et le ciment argileux du puits LEW-1.	Page 77
Fig.IV.11 : log pétrographique indiquant la relation entre la porosité et le ciment argileux du puits NAHE-1.	Page 77

Introduction générale

Introduction générale

Les premiers travaux de recherche pétrolière en Algérie remontent au début du 20^{em} siècle avec les géologues explorateurs français, Kilian(1925) ou italiens, Desio (1936) et Rossi (1939). Ces précurseurs établirent les bases de la connaissance des bassins d'Illizi et de Berkine , entre autres.

La dépression de Berkine est une zone particulièrement intéressantes pour l'exploration pétrolière; mais d'accès beaucoup plus difficile, tant en surface à cause de son ennoyage sous l'épaisse couverture dunaire du grand Erg oriental, qu'en subsurface par suite de la puissante série mésozoïque et plus particulièrement le Trias salifère et anhydritique.

Les premières reconnaissances sismiques effectuées par les compagnies pétrolières durant les années 60 ont permis l'implantation de certain nombre de forage dont HAID-(HAD-1), réaliser en 1964 au centre de la dépression. Bien que profond (côte finale 4802m) il atteignit que le Dévonien et ne permet pas d'évaluer l'épaisseur de la couverture. En 1962, fut déclenchée une prospection par aéromagnétisme qui prit fin en 1971, année au cours de laquelle fut réaliser le forage de Rhourde Yacoub (RY-1) en bordure nord-est du bassin sondé jusqu'au Dévonien.

Ce n'est qu'en 1978 que fut lancée une seconde campagne géophysique (gravimétrie) ayant pour objectif le balayage presque totale de cette dépression; cette mission ne fut démarrée qu'en 1980.

Compte tenu de la forte croissance de la demande en énergie dans le monde en général, et en Algérie en particulier, la Sonatrach s'est engagée, avec ses partenaires, à non seulement procéder à une exploration systématique, mais aussi à développer et à améliorer la production des champs existants.

A cet effet, le bassin de Berkine constitue un des objectifs promoteurs c'est dans ce contexte que la Division Technologie et Développement/Sonatrach nous a proposé le sujet **«Etude pétrographique et diagénétique du Siegénien argileux-gréseux du bassin de berkine (bloc 405a). Influence de la chlorite frangeante sur la qualité du réservoir»**.

Dans cette optique nous avons essayé de résoudre une problématique qui est d'actualité. En effet, la chlorite a été observée dans de nombreuses roches du réservoir de Berkine. Cependant la qualité du réservoir pouvait être bonne et parfois médiocre. Nous avons pour cela essayé de décrire les grès de notre zone d'étude à travers :

- Une étude pétrographique de 45 lames minces sur des grès ou la cristallisation de la chlorite (sous différentes formes) constitue la problématique de ce mémoire.
- Une étude diagénétique qui nous a permis de reconstituer l'histoire de la succession des différents processus qui ont affecté le réservoir
- Une approche sur l'influence du revêtement chloriteux qui nous a permis de décrire quelques découvertes encourageantes pour l'exploration.

Nous avons également effectué une recherche bibliographique pour faire la synthèse des connaissances sur cette région.

*Chapitre I : cadre
géographique et géologique
du bassin de Berkine*

III- Contexte géologique :

C'est un bassin intracratonique qui s'est constitué dès le Paléozoïque sur la marge nord de la plateforme Saharienne (Busson, 1971a, b), d'une superficie globale de 102 395 km². Les limites géologiques du bassin de Berkine (Fig.I.2) sont représentées comme suit :

- Au Nord, par la bordure sud de la vôte de Dahar.
- A l'Est, par le bassin de Syrte entre la Tunisie et la Libye ou il porte le nom de bassin de Ghadames, avec une série de faille de direction NO-SE.
- Au Sud, par le môle d'Ahara qui le sépare du bassin d'Illizi.
- A l'ouest, par le môle d'Amguid El Biod-Hassi Messaoud.

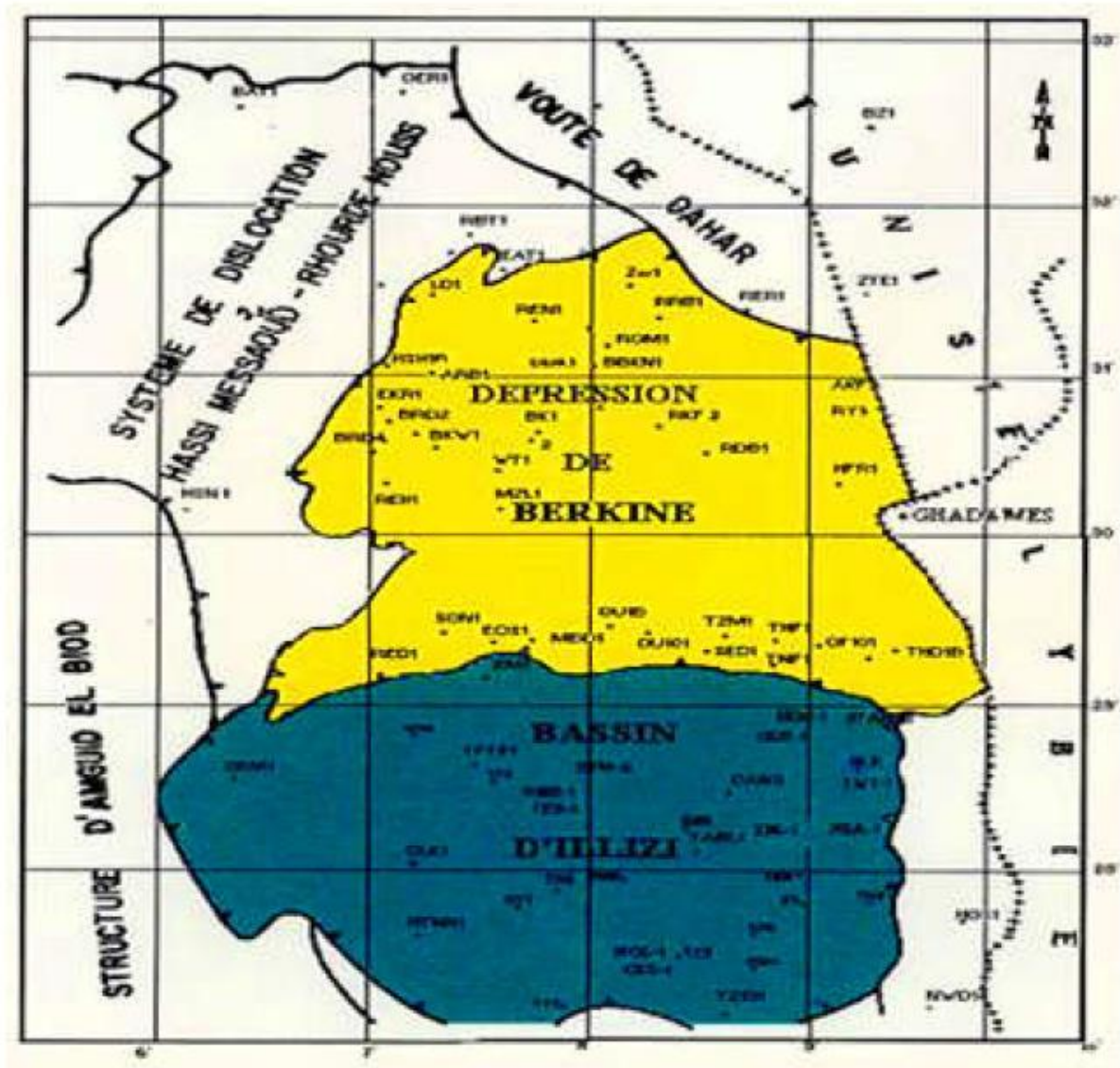


Fig.I.2 : Carte de situation du bassin de Berkine. (SONATRACH, 2003).

IV- Cadre structural :

IV.1- Les principaux éléments structuraux

Parmi les principaux éléments structuraux qui délimitent le bassin de Berkine (Fig.I.3) et qui affectent son évolution géologique, on citera :

- le môle de Dahar-Naffusah (vôte de Telemzane) au Nord.
- le flanc occidental du bassin de syrte (Lybie) à l'Est.
- le môle d'Ahara au Sud.
- le môle d'Amguid El Abiod à l'Ouest.

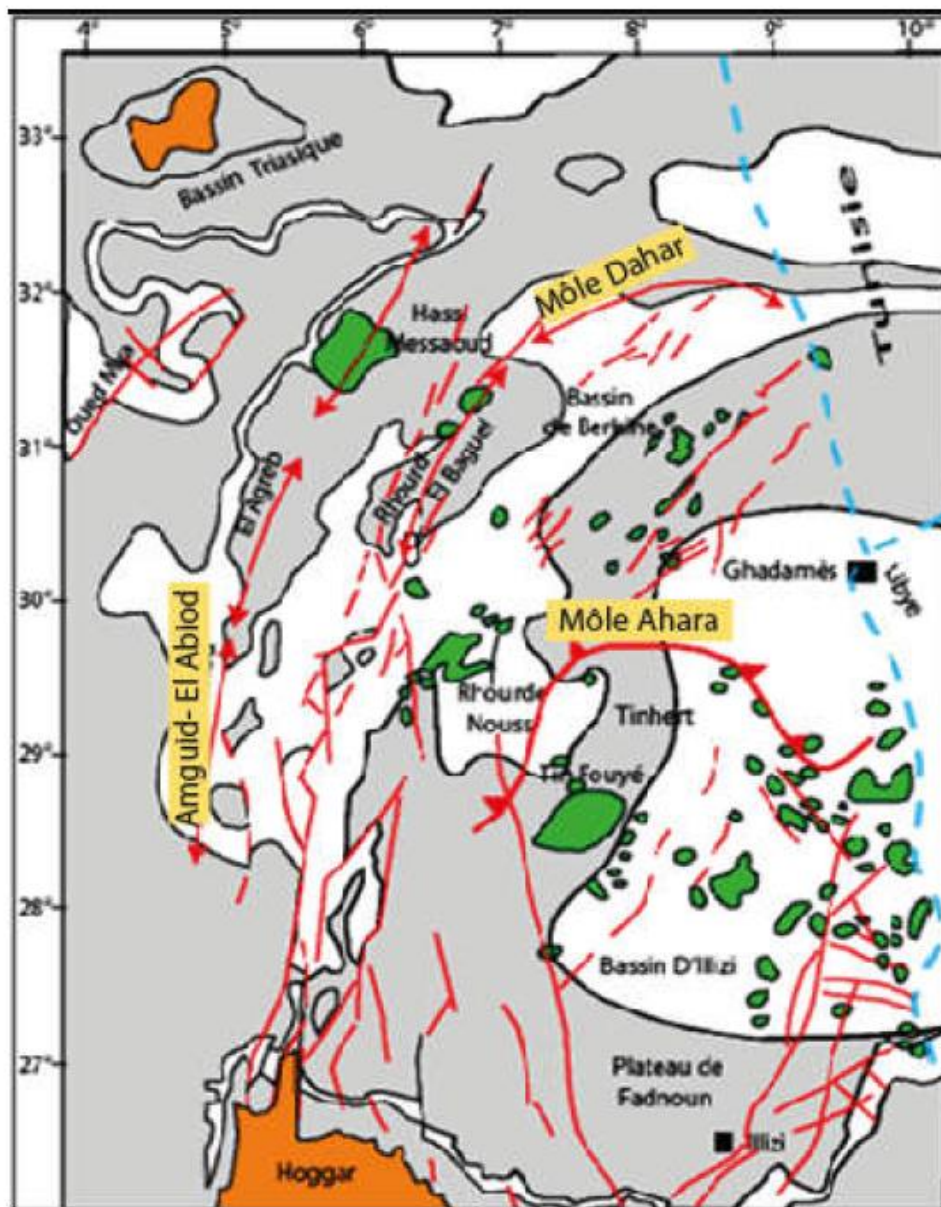


Fig.I.3 : Les éléments structuraux du bassin de Berkine, (SONATRACH, 2000)

Les éléments structuraux du bassin de Berkine changent d'une zone à une autre, et montrent un domaine Ouest très structuré où les accidents présentent des rejets très importants. En allant au centre et à l'Est du bassin, les structures deviennent moins importantes, avec une remontée monoclinale prononcée vers le Sud (WEC, 2007).

La couverture sédimentaire est affectée par des structures qui sont associées à des failles profondes.

Deux directions structurales prédominent, ainsi que des orientations d'importance secondaire ont été également mises en évidence (WEC, 2007) :

- **Direction subméridienne** : les failles subméridiennes sont caractérisées par un rejet assez important, pouvant atteindre 2000m (faille de Ramade, Hassi Chergui / GassiTouil).
- **Direction Nord-Est Sud-Ouest** : ce sont des failles NE-SW caractérisées par une composante de décrochement avec ramification, les structures associés sont des blocs basculés ; évoluant de N30 à N60 et interférant avec le système d'accidents subméridiens dans l'Ouest du bassin.

Ajoutées à ces directions de failles, d'après BEICIP 1991, trois autres directions secondaires de failles ont été observées :

- **Direction N70°** : se présente dans la région de RhourdeNous, au niveau de la structure de Touil et dans la région de Menzel Lejmet. (dont les puits feront l'objet d'étude de ce mémoire)
- **Direction subéquatorial** : se manifeste au Sud-Est du môle d'Ahara.
- **Direction N150°** : se présente au Nord Est du bassin de Berkine au niveau des régions de : Keskessa, BirRebâa, Zemlet el-Arbi et BirBerkine Nord-Zemlet en Naga.

IV.2- Événements tectoniques

L'évolution structurale du bassin se résume en trois étapes principales (Echikh, K in Macgregor, D.s et al. 1998 et Abdellah, H. Mouaici, R. IFP 1999) :

- Réactivation des failles panafricaines d'où la formation d'un bassin Paléozoïque subsidiant.
- Durant la phase Hercynienne le bassin subit un soulèvement puis une érosion intense.

- Surimposition d'un bassin Mésozoïque et basculement Nord-Ouest ainsi qu'une migration du SE vers le NW du dépôt centre.

Selon Boudjema (1987) et Beicip (1975) l'évolution structurale de la plate-forme Saharienne est guidée par d'importantes phases tectoniques (**Fig.I.4**), parmi elles on citera :

- **La phase panafricaine** : D'après J.M.L BERTRAND et R.CABY (1978) cette phase est la conséquence de la collision continentale entre le craton Ouest africain rigide et le craton Est africain plus plastique, d'où la formation de grands accidents subméridiens verticaux pouvant correspondre à des décrochements qui apparaissent sur tout le substratum précambrien, ces derniers sont décalés par un réseau de failles conjuguées NE-SW et NW-SE, avec une contrainte maximale orientée E-W (Boudjema 1987)
- **La distension cambro-ordovicienne** : Elle est soulignée par la formation d'une pédiplaine appelé infra-tassilienne légèrement inclinée vers le Nord (S. Beuf et al, 1971 Boudjema 1987), puis par une instabilité tectonique qui affecte les séries Cambro-Ordoviciennes marquées par des variations d'épaisseurs et de faciès (Boudjema, 1987).
- **La phase taconique (Caradoc – Ashgillien)** : c'est une phase qui est due aux mouvements compressifs le long des accidents subméridiens et forme des plis à axes N-S (Boudjema 1987)
- **La phase calédonienne (fin Silurien – début Dévonien)** : Il en résulte un soulèvement général (Craig et al, 2006) suivi d'une période d'érosion, de nivellement des structures (Boudjema, 1987) et de dépôts détritiques.
- **Les mouvements Hercyniens précoces (Tournaisien-Viséen inférieur)** : ce sont des mouvements compressifs NE-SW, avec une direction de serrage N40° (Boudjema 1987).
- **Les mouvements Hercyniens tardifs (Carbonifère supérieur – Permien)** : ils sont caractérisés par un raccourcissement régional de direction NW-SE, qui par la suite provoque le basculement du bassin de Berkine vers le Sud-Est ainsi que le soulèvement des môles d'Amguid El Biod et du Dahar(Echikh 1998)

- **La phase de rifting continental (Trias-Lias) :** c'est une phase qui résulte des mouvements intenses orientés NW-SE au début, puis NE-SW et qui résultent de l'ouverture de la Téthys, de l'Atlantique et à la dislocation de la Pangée.
- **La phase autrichienne (crétacé inférieur) :** c'est une phase qui résulte d'une compression Est Ouest qui a causé une inversion structurale et est liée à une rotation sénestre de l'Afrique engendrant l'ouverture de l'Atlantique sud.
- **La phase pyrénéenne (Eocene supérieur) :** elle est due à une compression, résultant de la convergence de la plaque européenne, et affecte les accidents NE-SW ce qui implique la formation de nombreux anticlinaux.
- **La phase alpine :** elle est liée à la collision Afrique-Eurasie, qui est liée à la formation de la chaîne alpine comprenant trois phases compressives.

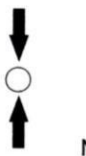
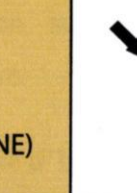
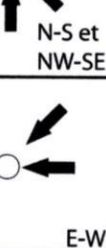
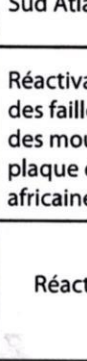
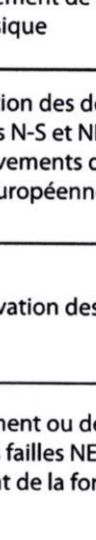
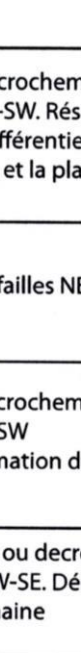

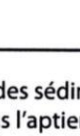

Période max d'activité	Direction de la contrainte	Effet sur le système de failles	Effet sur la sédimentation
Post-villafranchienne (L. ALPIN)	 N-S	Basculement et inversion de bloc. Période final de compression dans le domaine atlasique.	Souèvement du Hoggar. Basculement du bloc d'El Borma.
MIOCENE	N-S et NW-SE	Episode de compression majeur dans le domaine atlasique	Sédimentation prédominante de flysch au Nord
EOCENE (PYRENEENNE)	 N-S et NW-SE	Début de chevauchement au Nord résultant de la convergence de la plaque européenne. Decrochement de la faille Sud Atlasique	
CRETACE INF (autrichienne)	 E-W	Réactivation des décrochements des failles N-S et NE-SW. Résultat des mouvements différentiels de la plaque européenne et la plaque africaine.	Erosion des sédiments du L. Cret. sous l'aptien ls. (l'arche d'El Biod et Illizi) effet léger sur le bassin de Ghadames)
TRIAS-LIAS Rifting (Dislocation de la pangea)	 NW-SE	Réactivation des failles NE-SW	Control de la sédimentation par les failles entrainant une variation rapide d'épaisseur le long des failles NE-SW
CARBONIFERE SUP à PERMIEN (HERCYNIE PRINCIPALE)	 N120	Inversement ou décrochement le long des failles NE-SW (résultant de la formation de la pongéa)	Erosion sur les axes NE-SW
WISEEN (HERCYNIE PRECOCE)	 N040	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NW-SE. Début de la formation de la chaîne varisque.	Erosion sur Tihemboka et soulèvement de l'Ougarta.
FRASNIEN			
CALIDONNIENNE Siluro-Dévinienne	 E-W	Mouvement inverse le long des failles N-S	
TACONIC Caradoc-Ashgilien		Mouvement inverse le long des failles N-S résultant. Formation de structures N-S.	Souèvement du bouclier Réguibat et Touareg. Erosion le long des zones hautes d'orientations N-S et E-W (Mole d'Ahara)
COMBRO-ORDOVICIENNE	 NW-SE	Mouvement normal le long des failles N-S	Les variations de l'épaisseur sont contrôlées par la faille. Basculement NW de la plate forme saharienne. Volcanisme
PANAFRICAINE	 E-W	Tectonique cassante créant des failles et des fractures conjuguées NW-SE et NE-SW	Compartiment du craton du sahara central

Fig.I.4 : Les différentes phases de déformations affectant le bassin de Berkine (Boudjema 1987)

V- La stratigraphie :

Le bassin de Berkine est le bassin le plus profond de la synéclyse Est-algérienne ; le mur du Paléozoïque se trouve à plus de 6500m dans le centre du bassin. Le remplissage sédimentaire de celui-ci (**Fig.I.5**) est formé de séries Paléozoïques, érodées parfois jusqu'au Silurien. Celles du Mésozoïque reposent en discordance sur les formations Paléozoïques et sont recouvertes à leur tour en discordance par un épandage détritique tertiaire. Les études géologiques et géophysiques ont permis d'établir un log stratigraphique type. (**Fig.I.6**)

V.1. Le socle

Le socle composé de roches précambriennes sur lesquelles reposent en discordance les formations Paléozoïques, qui en constitue donc le substratum.

V.2. Le paléozoïque

Le Paléozoïque comprend: le Cambrien, l'Ordovicien, le Silurien, le Dévonien, et le Carbonifère avec une épaisseur relativement importante allant de 1000 m à 2000 m.(H.Rachid 1985).

2.1. Le Cambrien :

Correspond à la formation des grès de Hassi Messaoud montrant trois termes, à granoclassement décroissant. Il débute à la base par des grès grossiers conglomératiques, mal classés, feldspathiques et argileux, cette sédimentation est de type deltaïque. Cette série est surmontée de grès à grains moyens à grossiers, mal classés, très argileux à nombreuses passées d'argiles. La série se termine par des grès à grains fins à grossiers, anisométriques, quartzitique avec des intercalations d'argiles. Selon (**Whiteman, 1971**).

2.2. Le Cambro-Ordovicien :

Le passage du Cambrien à l'Ordovicien est marqué par une zone de transition appelé « Cambro Ordovicien » qui est composé de deux ensembles. Un ensemble basal constitué d'une alternance de grès fins à moyen admettant des passées d'argiles, de silts à glauconites et des tigillites et un ensemble sommital constitué d'une alternance d'argiles de silt et de grès fins à glauconites appelée zone des alternances.

2.3. L'Ordovicien :

Il est essentiellement détritique, épais d'environ 250m il est subdivisé en 8 formations :

- Les argiles noires d'El Gassi, carbonatées et glauconieuses contenant une faune planctonique et indiquant un milieu marin distal.
- Les grès d'El Atchane et parfois des conglomérats contenant des graptolithes du milieu marin profond.
- Les grès quartzitiques compacts de Hamra.
- Les grès quartzitiques d'Ouargla à grains fins à moyens.
- Les argiles noires d'Azzel, micacées.
- Les grès d'Oued Saret à grains fins à moyens pouvant être quartzitiques, argileux dolomitiques ou micacés et admettant des intercalations d'argiles.
- Les argiles noires silteuses et microconglomératiques à galets de quartz, d'origine marin profond.
- Les grès de Ramade constitués à la base de grès quartzitiques et de fines passées d'argiles surmontés par des grès quartzitiques de la dalle de M'Kratta.

2.4. Le Silurien :

Il se subdivise en quatre formations, qui sont de bas en haut (Chaouche.A 1992)

- Les argiles à graptolites :

Cette formation correspond sur le terrain à la formation de OuedImerhou, elle est constitué essentiellement par des argiles marines noires à graptolites.

- La zone de passage :

Elle est connue sous le nom de « formation de l'Attafaitafa », elle correspond à la sous-unité 'M' du réservoir F6

- L'unité M1 : cette unité est constituée par des argiles silteuses, indurés à quelques passés carbonatés à la base.
- L'unité M2 : elle est constituée essentiellement par des argiles silteuses avec des passés de grès.

-La barre inférieure (sous unité A du réservoir F6) :

- L'unité A1 : elle est constituée par des grès fins à moyens, bien consolidés à ciment argileux.
- L'unité A2 : elle comporte des niveaux de grès fin, silteux à passés argileuses à la base.

-Le talus à tigillites (sous unité B du réservoir F6) :

- L'unité B1 : elle est constituée par une succession de grès quartzitiques compact et d'argile noire.
- L'unité B2 : elle est représentée par une alternance de grès quartzitiques et des argiles micacées.

2.5. Le Dévonien :

Il est érodé sur une grande partie du bassin de Berkine, excepté au Nord-Ouest du bassin où il est préservé entièrement (**Boudjema, 1987**). Reposant parfois sur le Silurien en discordance angulaire (**Legrand, 1959**), il comprend de bas en haut :

- Dévonien inférieur constitué d'argiles gréseuses.
- Dévonien moyen représenté par une série argilo-carbonatée constituées d'argiles grises indurées, de marnes et de quelques passées gréseuses (**Boudjema, 1987**).
- Dévonien supérieur formé d'argiles grises, noires à brunes foncées et d'intercalations de calcaires argilo-gréseux.

2.6. Le Carbonifère :

Il est formé de calcaires et d'alternances de grès clairs et d'argiles traduisant une évolution d'un milieu lagunaire à continental. L'épaisseur du Carbonifère varie de 900 à 1050 m (**Coquel et Massa, 1993 ; Legrand, 1985**)

V.3. Le Mésozoïque

Il repose en discordance (Hercynienne) sur le Paléozoïque, il est composé par des dépôts essentiellement évaporitiques et argilo-gréseux qui sont très importants du fait qu'ils constituent de bons réservoirs.

Il est subdivisé en :

3.1. Le Trias :

Il est représenté par des dépôts argilo-gréseux et évaporitiques, il est subdivisé en 3 niveaux :

- Le Trias argilo-gréseux inférieur (TAGI) : la base de la série est formée en général de conglomérat rouge à brun et des grès grossier à moyens, au sommet il est représenté par une alternance de grès et d'argile.
- Le Trias carbonaté : c'est un ensemble argilo gréseux.
- Le Trias argilo gréseux supérieur (TAGS) : il est constitué par des grès blancs fins à moyen parfois grossiers à ciment argileux avec des intercalations d'argile rouge et gris verdâtre.

La série supérieure est surmontée par un membre argileux, généralement de faible épaisseur qui se termine parfois par un banc d'anhydrite ou de dolomie de résistivité élevé. Ce membre argileux, qui est d'ailleurs un excellent marqueur pour les corrélations diagraphiques dans le Trias. L'épaisseur du Trias est d'environ 160m.

3.2. Le Jurassique :

Il est subdivisé en trois unités lithologiques qui sont de bas en haut :

- Le Lias à Dogger lagunaire (Zarzaitine moyen) : cette série est formé à la base par des argiles de couleur brun rouge et de grès verdâtre parfois tendre, surmonté par les sels massifs de couleur blanc et enfin l'horizon B (dolomitique).
- Le Dogger argileux (Zarzaitine supérieur) : est formé par une alternance d'argile versicolore parfois silteuse et de sable moyen à grossier avec des traces de pyrite et de lignite.
- Le Malm : dans le Sahara oriental, le Malm est une série à dominance argileuse avec des couches dures (dolomie et anhydrite).

3.3. Le Crétacé :

Il est subdivisé en huit unités lithologiques qui sont de bas en haut :

- Le Barrémien est composé de grès blancs à gris clairs, fins à grossiers à intercalations d'argiles brunes rouges à gris vertes, sableuses et carbonatées.
- L'Aptien est constitué de calcaires blancs micro-cristallins, argileux montrant des passées de dolomies et d'argiles gris vertes-carbonatés.
- L'Albien comprend des grès gris à blancs fins à moyen, parfois grossiers argileux peu consolidés.
- Le Cénomani est composé d'une alternance d'argile gris-vertes, de sels blancs et des calcaires blancs.

- Le Turonien est constitué de calcaires blancs, gris et argileux à intercalations de marnes.
- Le Sénonien comprend des sels massifs à intercalations d'argiles et d'alternances de calcaires parfois dolomitiques, blancs à beiges, de dolomies gris-calcaires à beiges et d'anhydrites blanches (**Boudjema, 1987**)

V.4. Le Cénozoïque

Le Mio-pliocène qui repose en discordance sur le Crétacé supérieur est représenté par du sable blanc, jaune ocre ou rosâtre, fin à moyen parfois grossier, avec du calcaire gréseux blanc localement jaunâtre et de fins niveaux d'argiles gris sombre.

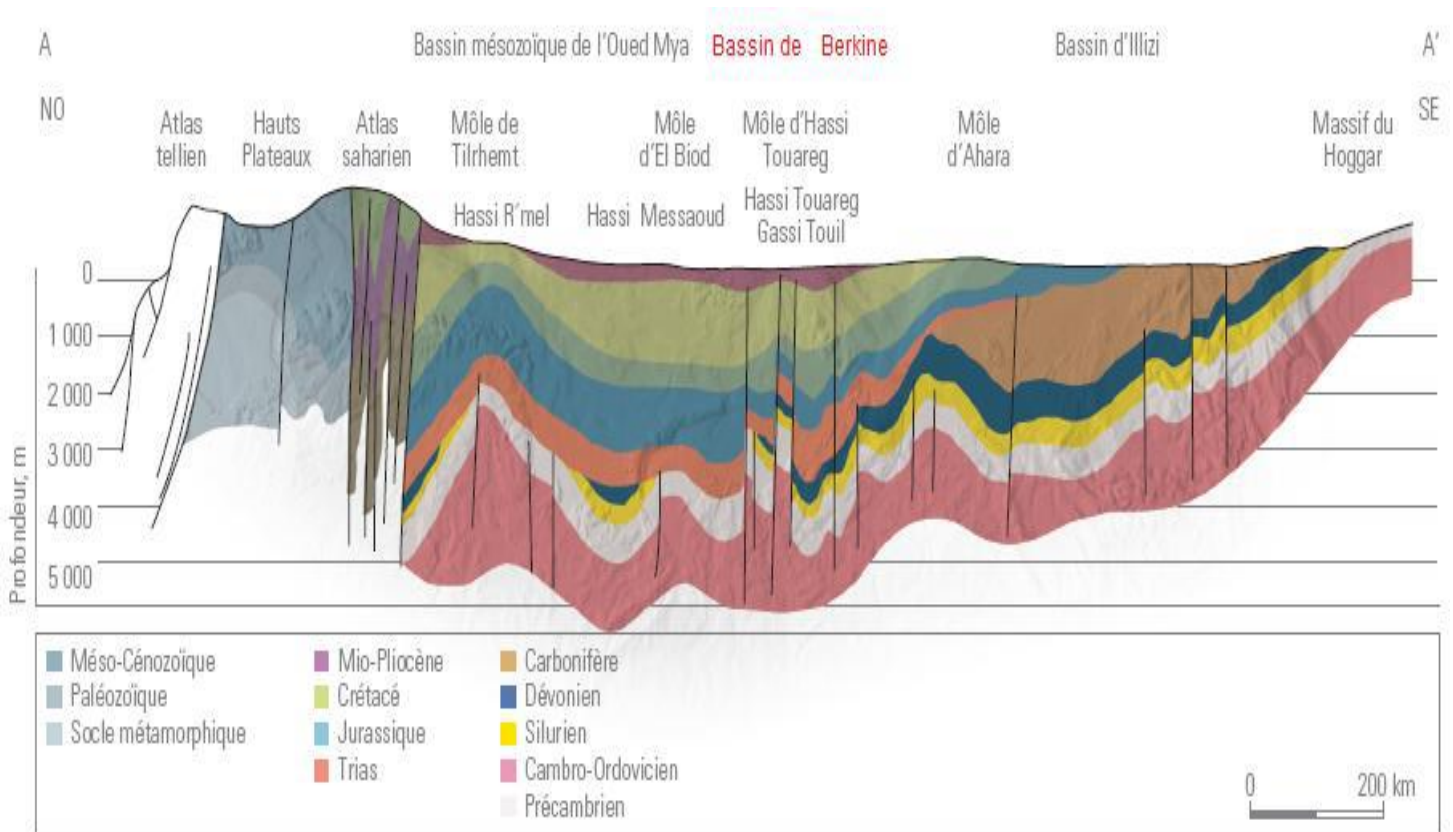


Fig.I.5 : Coupe géologique régionale montrant la structure des différents bassins de la plateforme Saharienne (WEC 2007).

Âge		Lithologie	Formation	Evénements tectoniques	Environnement de dépôt	
Tertiaire						
Crétacé	supérieur			Alpine (Pyrénéen) Non conf.	Dépression cont. intérieure+ fracturation	Marin-limité-lagunaire alternés ouverts
	inférieur			Autrichien Non conf.		Fluvio-lacustre continental
Jurassique	supérieur				Dépression continentale intérieure. Compression	Laguno-marin limité
	moyen		Horizon 'B'			Lagunaire continental
	inférieur		S1-S2 S3 Argileux S4 Tags Carbonate Tagi			
Trias	supérieur				Rift	
	moyen					
	inférieur					
Permien	supérieur					
Carbonifère	supérieur		F	Hercynien Non conf.	Dépression continentale intérieure	Fluvio-lacustre marin-continental peu profond
	inférieur		E D C B A F2			
Dévonien	supérieur			Frasnien Non conf.	Dépression continentale intérieure	Continental marin peu profond
	inférieur		F3 F4-F5 F6			
Silurien	supérieur		B2 B1	Caledonien Non conf.	Dépression continentale intérieure	Marin peu profond limité
	moyen		A2 A1 M2 M1			
	inférieur		Argiles			
Ordovicien	supérieur		Argil. Microgl.	Taconien Non conf.	Rift	Fluvial/glacial
	moyen		Grès O. Saret Argil. d'Azzel			
	inférieur		Grès de Ouargla-Quartzites de Hamra Grès d'El Atchane Argiles d'El Gassi Zone d'alternance			
Cambrien						
Précambrien				Panafricain Non conf.		

Fig.I.6 : Colonne stratigraphique du Bassin de Berkine. (WEC 2007)

- **Description de la coupe géologique :**

Afin de montrer la structure en profondeur et l'aspect structural du bassin de Berkine une coupe orientée Nord-Sud a été faite (**Fig.I.7**), depuis le bassin de Berkine au Nord, passant par le Grand Erg Oriental, le plateau de Tinrhert, le plateau de Tadjentourt (bassin d'Illizi), jusqu'au Tassili des Ajjers au Sud.

La succession des dépôts Paléozoïques et Mézosoïques au niveau du bassin de Berkine atteint les 5500m de profondeur

Lors de la phase hercynienne, le Paléozoïque et sous l'influence d'une tectonique intense, la partie NE du bassin de Berkine a subi un soulèvement puis une érosion des formations dévoniennes et il ne restera que le Dévonien inférieur (Gédinien) partiellement érodé ainsi que le Dévonien moyen. Au niveau de ce bassin une inversion structurale prend place et entraîne le basculement des séries Paléozoïques vers le Nord-Ouest. Ces dernières seront surmontées par des dépôts allant du Trias jusqu'à l'Eocène et au-dessus se développent les dunes actuelles.

On retrouve en sondage cette succession mais pas à l'affleurement. Le Trias est en contact direct avec les roches mères du Silurien inférieur et du Dévonien supérieur (Frasnien) qui sont des argiles noires (black shales).

Sur cette coupe, au niveau d'In Amenas (Zarzaitine inférieur) dans le bassin d'Illizi, seul le Trias affleure et sera donc l'équivalent du trias en subsurface dans le bassin de Berkine. On note aussi, au-dessus du Trias, les biseaux transgressifs du Lias, Dogger et du Malm.

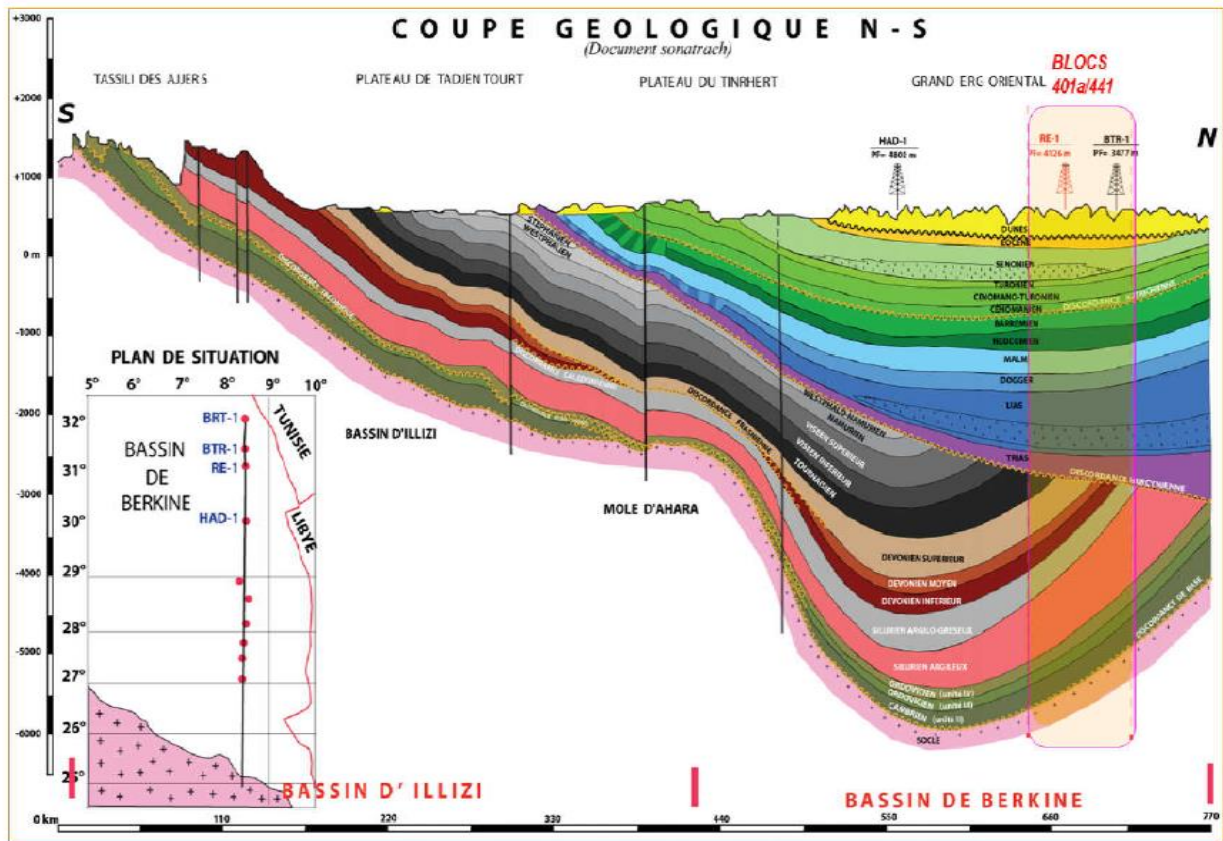


Fig.I.7 :Coupe géologique Nord-Sud du Sahara Oriental (document SONATRACH).

VI- Système pétrolier :

VI. 1- Les Roches mères

Les deux roches mères principales reconnues sur l'ensemble du bassin correspondent au développement des séries argileuses noires, riches en matière organique, d'origine marine, marquant le début de la période de transgression lors du Silurien et du Frasnien. Leur extensions dans le bassin de Berkine dépendent du degré d'érosion durant la phase Hercynienne. La roche mère Silurienne, d'extension régionale, constitue le principal générateur d'hydrocarbures dans la région. La roche mère Frasnienne a une extension plus limitée et se localise dans la partie centrale du bassin.

VI. 2- Les Roches réservoirs

2.1. Le Trias

2.1.1. Le TAGS (Trias Argilo-Gréseux supérieur)

Le TAGS, excellent réservoir, constitue le principal objectif pétrolier dans la région de RhourdeNous– RhourdeChouff –Hassi Chergui-GassiTouil – RhourdeAdra- Brides.

2.1.2 Le Trias carbonaté:

Il présente peu d'intérêt. Les principaux résultats pétroliers sont obtenus dans la région de RhourdeNous et Hassi Chergui.

2.1.3 Le TAGI (Trias Argilo-gréseux inférieur)

Le TAGI constitue la série basale du Mésozoïque. Il est caractérisé par des dépôts de type fluvial se développant sur l'ensemble du bassin.

Le TAGI présente deux séquences principales :

- Le TAGI inférieur, ou série de comblement, dont les extensions et épaisseurs sont régies par la paléotopographie post-hercynienne.
- Le TAGI moyen à supérieur ou domine une « chenalisation » de type méandrique à anastomosé, les séquences terminales du TAGI supérieur dans les parties centrale et NE du bassin de Berkine sont marquées par le début d'une période transgressive marine de la base du Trias carbonaté.

2.2 Le Carbonifère

D'âge Strunien à Viséen, les réservoirs du Carbonifère se présentent sous la forme d'intervalles gréseux compris dans des séquences argilo-gréseuses liées à un environnement de dépôt marin peu profond.

2.3 Le Dévonien inférieur

Les réservoirs du Dévonien inférieur ont représentés par deux séquences essentielles du Gedinnien, où prédomine une série de grès massif de type fluviatile (post-calédonien) d'une épaisseur moyenne de l'ordre de 200 m, et du Siegénien transgressif qui présente des passages gréseux, correspondant à des réservoirs de type cordon littoral et deltaïque. La répartition des faciès du Dévonien inférieur est aussi marquée par les influences des reliefs majeurs d'Amguid-Messaoud et des provenances détritiques du SE vers le bassin de Berkine. Ces grès à bonnes caractéristiques pétrophysiques sont reconnus à gaz à condensat et huile légère dans la zone de MLSE et MLE dont les puits feront l'objet de l'étude dans ce mémoire.

2.4 Le Silurien

Généralement bien développé dans la partie Sud du bassin où les passages gréseux deviennent de plus en plus importants en raison des proximités des sources nourricières Tassilienne et du Hoggar. La formation gréseuse (Unité F6) a montrée des accumulations d'hydrocarbures. Cette formation a présenté un bon réservoir au niveau de certains puits, où l'épaisseur des grès nets varie entre 10 à 25m. Vers l'Est, l'épaisseur des grès diminue et l'unité devient plus argileuse marquée par de faibles porosités.

2.5 L'Ordovicien

Les quartzites de Hamra et les grès de Ouargla constituent les deux principaux réservoirs de l'Ordovicien. Ils sont essentiellement reconnus à ce jour comme potentiels dans la zone de la dépression Sud-est triasique (gaz et huile à Hamra et RhourdeNouss, huile à Nezla) et dans la dépression de Dahar (huile sur le gisement de Semhari) sur les extensions de l'axe structural de Rhourde El Baguel.

2.6 Le Cambrien

Les réservoirs du Cambrien sont représentés par trois unités R1 (Ri, Ra), R2, R3. Les meilleurs réservoirs sont rencontrés aux niveaux des grès du "Ri" et du "Ra", qui sont généralement quartzitiques. Les grès du Cambrien sont productifs d'huile à Rhourde El Baguel, Ain

Romanaet Damrane. Les réservoirs cambro-ordoviciens reconnus à ce jour se situent sur les bordures nord et ouest du bassin de Berkine

VI. 3- Les Roches couvertures

Les couvertures paléozoïques sont représentées par les argiles ordoviciennes (essentiellement par les argiles d'El Gassi et les argiles d'Azzel) et par les argiles devono-carbonifère qui se développent sur de grandes épaisseurs. Les couvertures mésozoïque sont assurées par les évaporites Trais/Lias et par les argiles intra Triasique.

VI. 4- Les types de pièges

Les pièges sont de deux types : structuraux et stratigraphiques :

- Les pièges structuraux sont liés aux phases compressives stratigraphiques hercyniennes et autrichiennes, donnant des structures comme RKF Ourhoud et RhourdeNous.
- Les pièges stratigraphiques sont des biseaux sous discordance, contre faille, ou des lentilles gréseuses associées aux extensions des facies du Trias et du carbonifère. Ces pièges sont principalement Trias et localement du Dévonien inférieur et Carbonifère.

Les pièges sous discordance se trouvent dans la partie nord-ouest du bassin ou le dévonien inférieur est biseauté sous les roches éruptives ou sous le trias. Les lentilles gréseuses du trias carbonaté peuvent former des pièges stratigraphiques locaux si elles se trouvent sur le chemin de migration des hydrocarbures.

VI. 5- La génération et la migration des hydrocarbures :

La génération des hydrocarbures est liée directement aux événements tectoniques, (enfouissement, soulèvement de la roche mère).

La migration des hydrocarbures se fait selon plusieurs façons :

- Migration directe contact direct avec les roches réservoir.
- Migration à longues distance du centre du bassin vers les parties Nord et Ouest.
- Migration verticale : assuré par les failles.

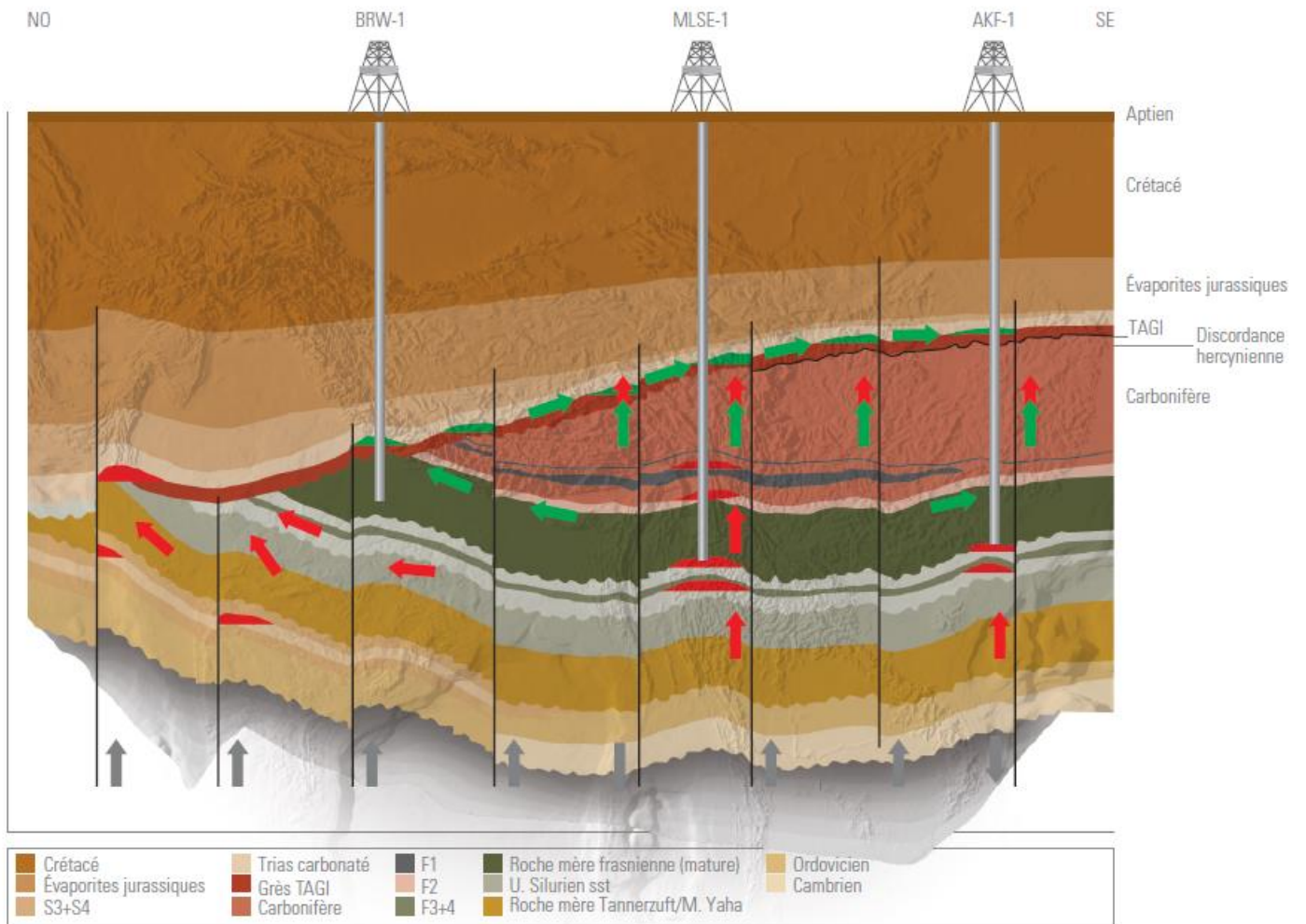


Fig.1.8 : Pièges et migration des hydrocarbures dans le bassin de Berkine (WEC 2007).

VII- Localisation de la zone d'étude :

Les puits MLE-1 (Menzel Ledjmet est) et MLSW-1 (Menzel Ledjmet sud-ouest) ainsi que les puits AHMSW-2 (Ait Hamouda sud-ouest) sont situés dans le périmètre Menzel Ledjmet (bloc 405a) du bassin de berkine, à 220 km au Sud-Est de Hassi Messaoud et sont en production depuis 2013.

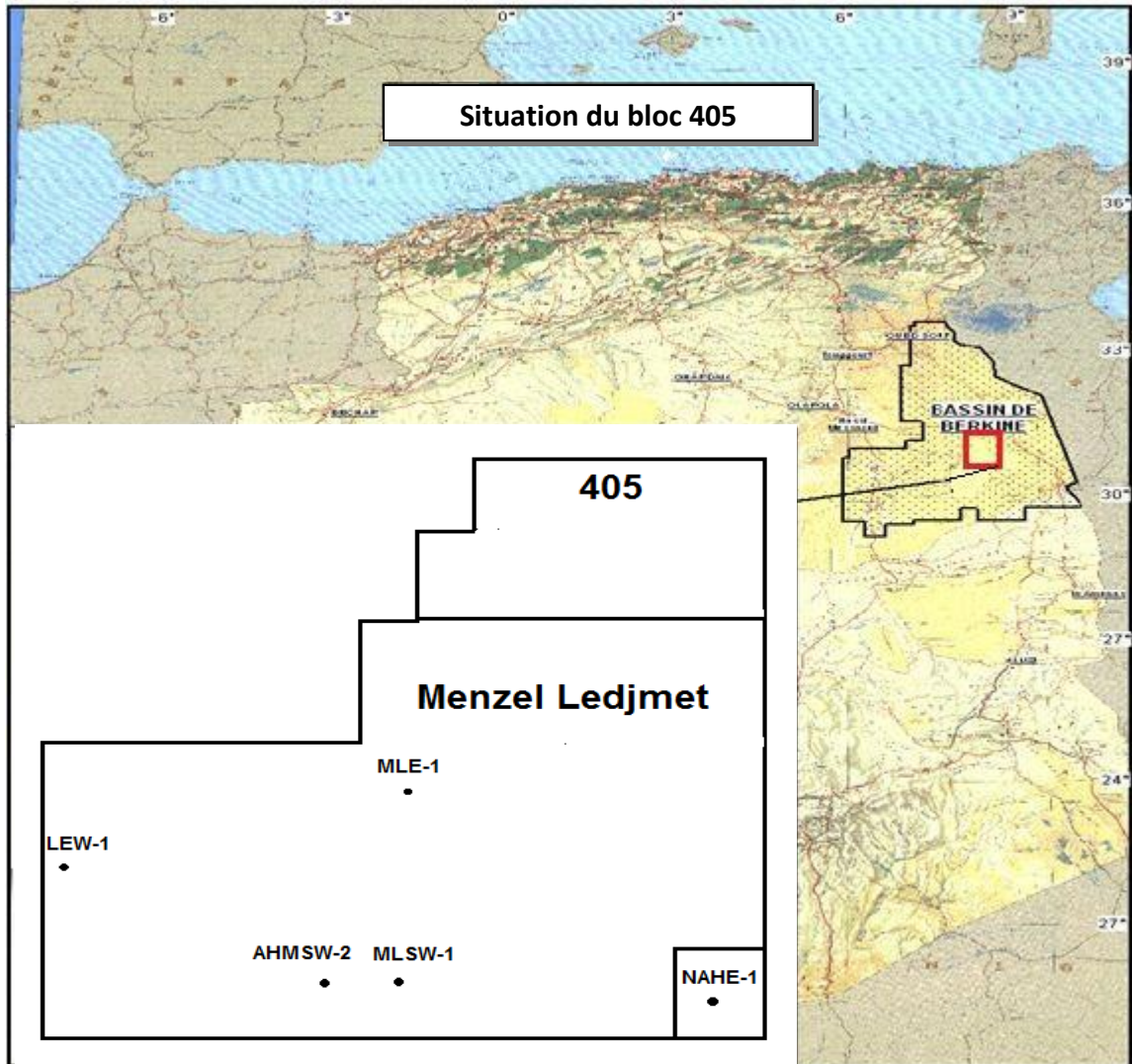


Fig.I.9 : Carte de situation des puits étudiés et de la zone d'étude dans le bassin de berkine. (Document Sonatrach modifié)

*Chapitre II : Etude
pétrographique*

I. Introduction :

L'étude pétrographique réalisée dans ce chapitre a pour but la caractérisation de la composition minéralogique et texturale des roches d'une part, et la mise en évidence des phénomènes diagénétiques qui couvrent les modifications chimiques qu'elles ont subies au cours de leur histoire géologique, d'autre part.

Il s'agit d'une étude quantitative et qualitative réalisée sur **45** lames minces analysées au microscope optique polarisant en lumière transmise ou réfléchie avec prise de photo à l'aide d'un appareil approprié. Cette dernière est complétée par une analyse aux rayons X des échantillons prélevés à des profondeurs variées au sein des cinq sondages à savoir P1,P2,P3,P4, et P5.

La préparation des lames minces utilisées pour l'étude pétrographique a été réalisée au niveau du laboratoire de préparation des lames minces DTD-SONATRACH. Les plaques minces sont imprégnées du bleu de Mytilène pour mieux apprécier la porosité.

La méthodologie utilisée pour aboutir à cette étude détaillée de ces trois puits est basée sur :

- Une analysé pétrographique au microscope optique qui permet de :
 - Reconnaître les constituants et les ciments.
 - Déterminer la granulométrie par estimation de la taille du grain le plus fréquent et du plus gros grains.
 - L'appréciation du classement et de la morphoscopie des grains de quartz ainsi que les types de contacts entre les grains.
 - Faire une estimation de la porosité.
 - L'évaluation en pourcentages des différents constituants (ciments et éléments figurés).
 - La détermination de la texture et le nom de la roche.
 - Recenser les différents phénomènes diagénétiques au sein de chaque lame.
 - Des photographies de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA), en lumière polarisée analysée (LPA), et en lumière réfléchie pour les minéraux opaques permettent de préciser ou de confirmer la nature de certaines phases minérales, (réalisées lors mon stage au niveau de la DTD/BOUMERDES/SONATRACH, par mes soins).

- L'analyse radio cristallographique (fait par les soins des ingénieurs de SONATRACH) nous a permis d'inventorier les différents types d'argiles existant au sein de la fraction argileuses.

II. Méthodologie

Pour faire la description pétrographique des 5 puits étudiés, un échantillonnage sélectif a été effectué. Au total quarante-cinq (45) échantillons destinés à la réalisation de l'étude pétrographique et diffractométrie au rayons X ont été prélevés. (Tableau I)

La préparation des lames minces utilisées pour l'étude pétrographique a été réalisée au niveau du laboratoire de préparation géologique /DTD-SONATRACH/BOUMERDES.

Les plaques minces sont imprégnées du bleu de Mytilène pour mieux apprécier la porosité.

Puits	Nombre de lames minces	Nombre de DRX
NAHE-1	6	2
MLE-1	8	2
MLSW-1	9	4
AHMSW-2	7	3
LEW-1	15	5
Total	45	16

Tableau II.1 : Liste des échantillons prélevé des sondages étudiés.

Quarante-cinq (45) lames minces ont fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée sous microscope optique polarisant, afin de reconnaître :

- La taille des grains de quartz (moyen et maximum).
- La morphoscopie des grains de quartz.
- Le classement des grains de quartz.
- Le pourcentage des composantes détritiques et diagénétiques.
- L'estimation de la porosité.
- Les phénomènes diagénétiques et leur chronologie.

Parallèlement à l'analyse pétrographique, une analyse minéralogique par diffraction aux rayons Xa été effectuée sur seize (16) échantillons finement broyés afin de déterminer la nature du cortège argileux.

Les résultats des analyses précités sont consignés dans les tableaux et logs pétrographiques en annexe.

III. Etude pétrographique :

Selon la classification de Folk 1974, les grès rencontrés dans les puits étudiés sont des grès subarkosiques à Quartzarénite, avec parfois quelques sublitharénite dans le puit LEW-1. **(Fig.II.I)**

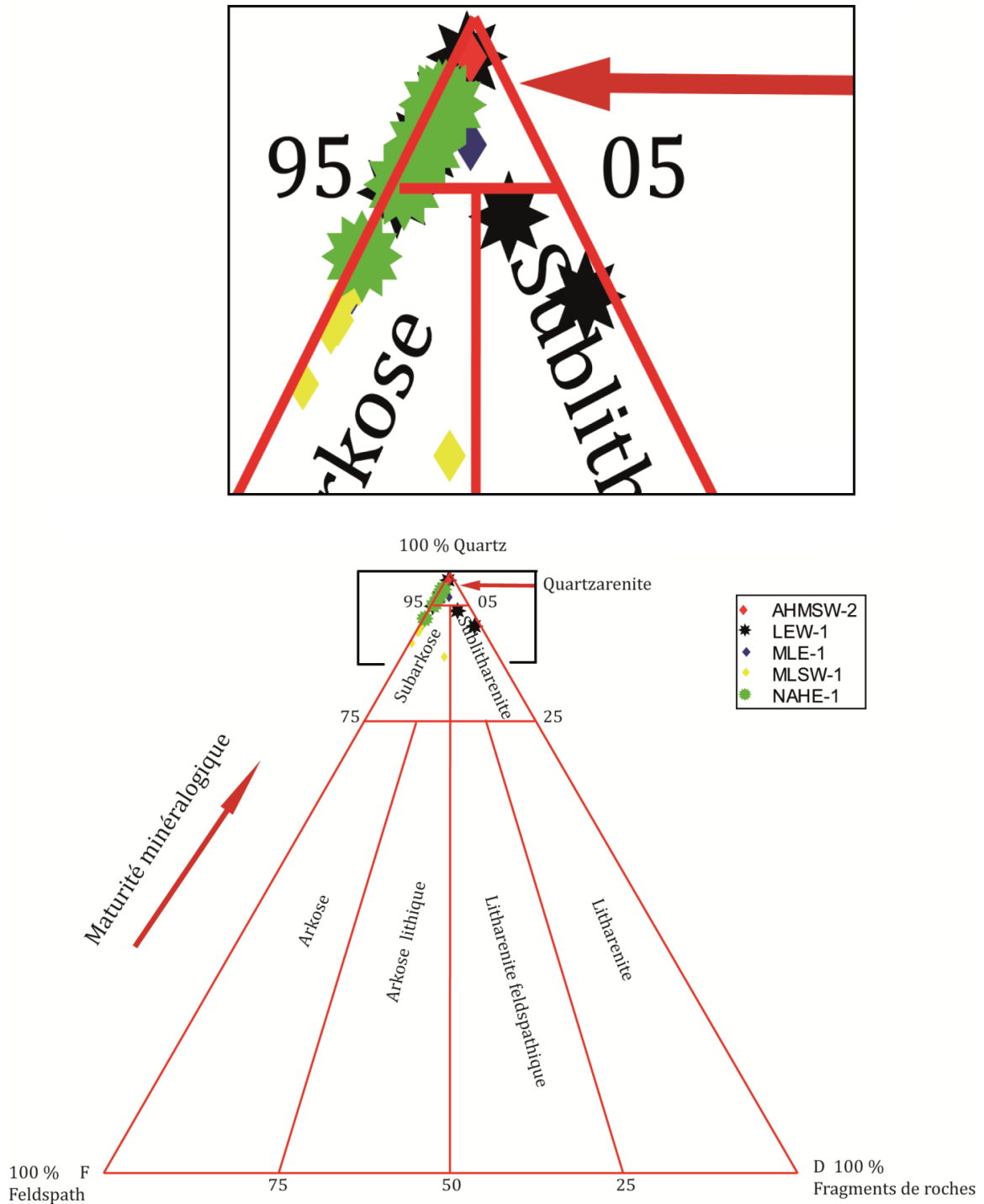


Fig.II.1 : Classification des grès du Dévonien inférieur dans les 5 puits selon Folk

La majorité des grès sont constitués par des grains sub-anguleux à sub-arrondis, moyennement à bien classés. La taille des grains varie du très fin à fin et rarement moyen avec occasionnellement des passés de silt. (Fig.II.2)

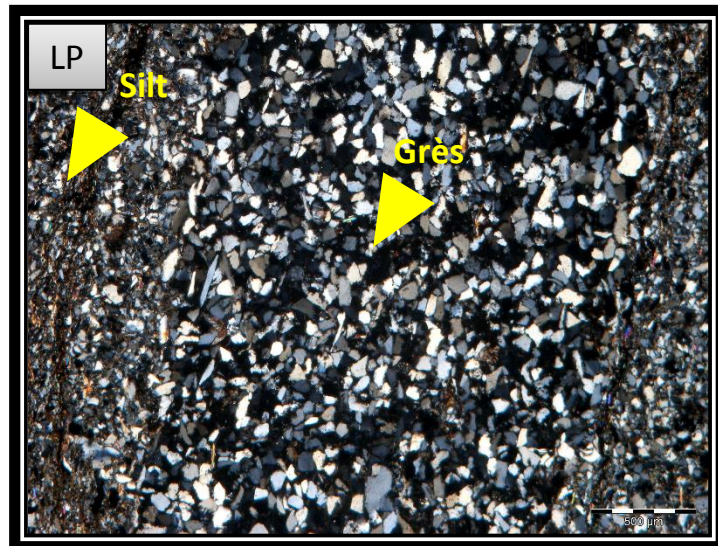


Fig.II.2 : photo en lumière polarisée montrant les passés de silt dans un grès du puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.

IV. Analyse pétrographique des puits étudiés :

IV. 1- Les constituants détritiques

- **Le quartz :**

En raison de sa résistance à l'altération, c'est l'élément détritique majeur avec des proportions assez élevées variant entre 60% et 80%. Les grains vont du très fins à moyen avec des diamètres variant entre 0.09 et 0.5mm. Les observations faites sur l'ensemble des lames minces montrent que les grains de quartz sont bien à moyennement classés, avec une morphoscopie sub-anguleuse à sub-arrondie. Le contact entre les grains est dans la majeure partie des cas droit, ponctuel et concavoconvexe, (**Fig.II.3**) il est rarement suturé et parfois flottant. (**Fig.II.4**)

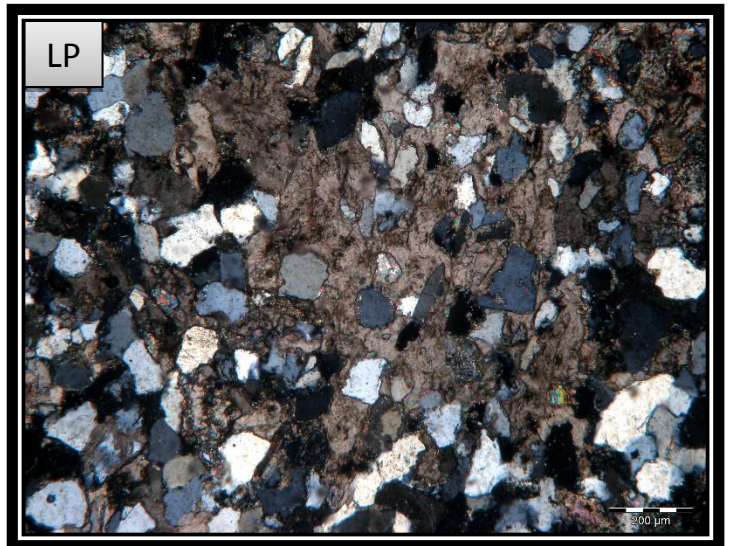
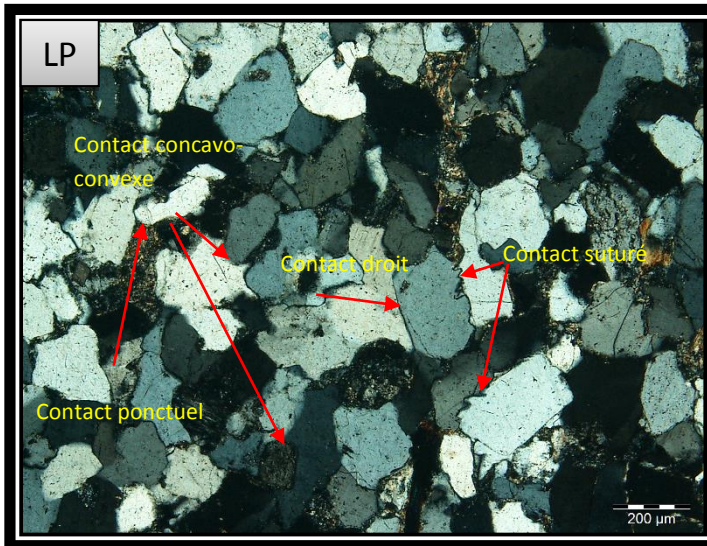


Figure II.3: Photo en lumière polarisée montrant différents types de contact des grains de quartz, à la côte 4249,80 m du puits AHMSW-2

Figure II.4: Photo en lumière polarisée montrant le contact flottant entre les grains de quartz, à la côte 4158 m du puits MLE-1

- Les feldspaths :

Parmi les minéraux associés au quartz on retrouve les feldspaths, qui sont beaucoup moins stable chimiquement. Ils présentent des clivages et sont moins résistant à l'abrasion mécanique au cours du transport. Notons que le puit MLSW-1 présente une proportion considérable en plagioclases avec des teneurs pouvant atteindre les 8%. Ils sont souvent altérés en kaolinite ou parfois même en damourite (**Fig.II.5**) et donc difficile à distinguer mis à part les plagioclases du fait de leur macles polysynthétiques. Cependant on les rencontres aussi très fréquemment dans le restant des puits mais avec des teneurs plus faible qui n'excède pas les 5%. Les feldspaths observés sont généralement de type microcline et plagioclases.

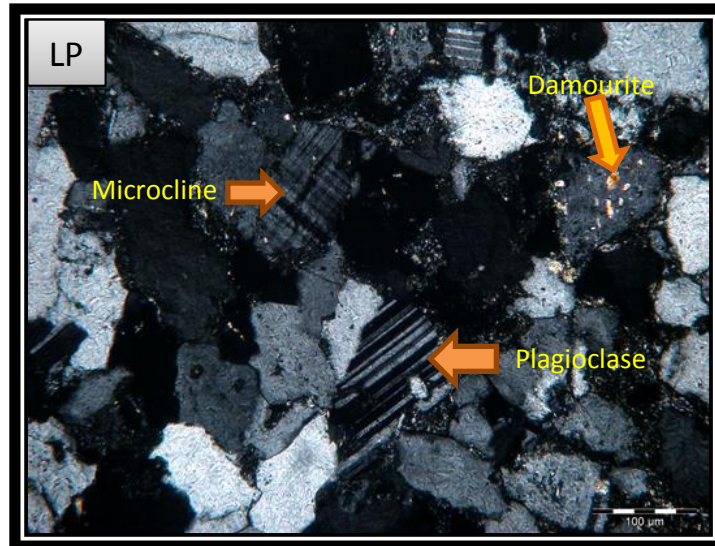


Figure II.5: Photo en lumière polarisée montrant un microcline et un plagioclase à 4101,4 m de profondeur dans le puits MLSW-1

- **Les micas (biotites et muscovites) :**

Ce sont des alumino-silicates dont les cristaux sont généralement de forme hexagonale et montrent un clivage basal parfait qui permet de les débiter en feuillets très minces. Ils sont représentés par des fines paillettes montrant généralement des couleurs de biréfringences vives en LPA. Le groupe des micas est représentatif des phyllosilicates. Ils sont présents dans nos sondages avec un pourcentage assez correcte, dont une fluctuance de 12% dans le puit LEW-1 côte 4370.45. On retrouve généralement la muscovite en plus grand pourcentage par rapport à la biotite du fait de sa stabilité, en forme de baguettes coincées entre les grains de quartz montrant des fois un début d'illitisation à l'extrémité des feuillets (transformation en illite) car ils ne s'altèrent généralement pas, ou très difficilement grâce à une relation chimique très lente et très progressive qui correspond à la perte d'un ion K^+ et on obtient l'illite. La biotite cependant est beaucoup plus altérable que la muscovite, ce qui explique sa rareté dans les sédiments. (néanmoins elle est présente en grande quantité dans les puits où on a vu un développement de chlorite assez poussé qu'on discutera en détail dans les prochains chapitres). Son altération conduit à la formation de chlorite par épigénèse, mais elle peut aussi apparaître par néogénèse, soit entre les plans de clivages, soit dans les espaces poreux.

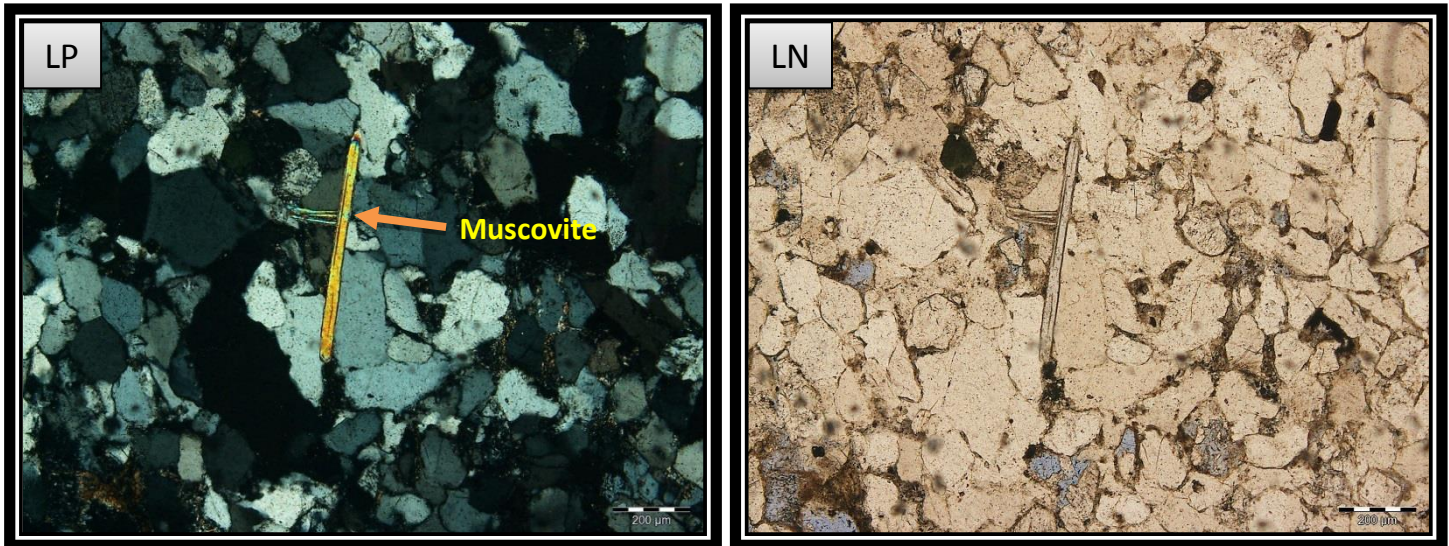


Fig.II.6 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence une muscovite dans le puits MLSW-1 à la côte 4096,30m.

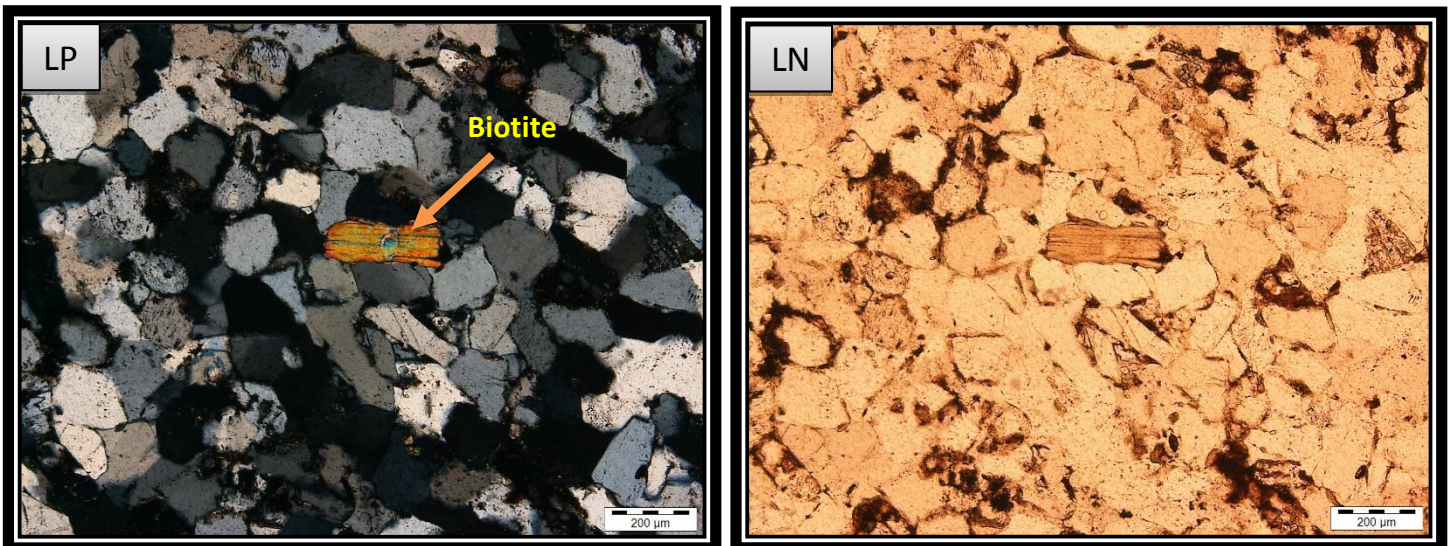


Fig.II.7 : photo en lumière polarisée et naturelle montrant une biotite dans le puits MLE-1 à la côte 4149,40m.

- **Les minéraux lourds :**

La plupart des grès contiennent une petite quantité de minéraux lourds, la majorité de ses minéraux ont une densité supérieur à 2.85g/cm^3 , ils peuvent s'avérer d'une grande importance dans la détermination de la source du sédiment. Ils se divisent en deux groupes à la base de leurs propriétés optiques : les minéraux non opaques tels que la tourmaline et le zircon, et les minéraux opaques tels que le leucoxène. Dans nos sondages, les minéraux lourds ne dépassent pas les 2% et sont représentés par les éléments ultrastables qui sont le zircon zircon (qui présente un très fort relief et des teintes de biréfringence très élevée) la tourmaline (caractérisée par un pléochroïsme inverse) et le leucoxène.

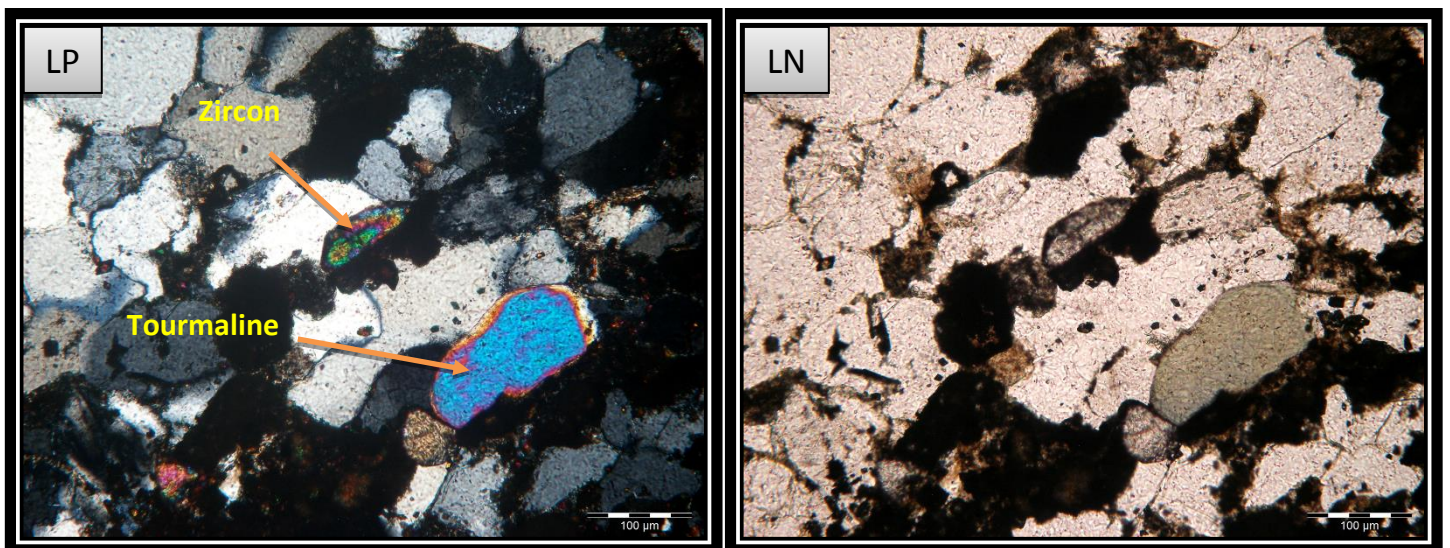


Fig.II.8 : photo en lumière polarisée et naturelle montrant une tourmaline et un zircon à la côte 4156,60m du puits AHMSW-2.

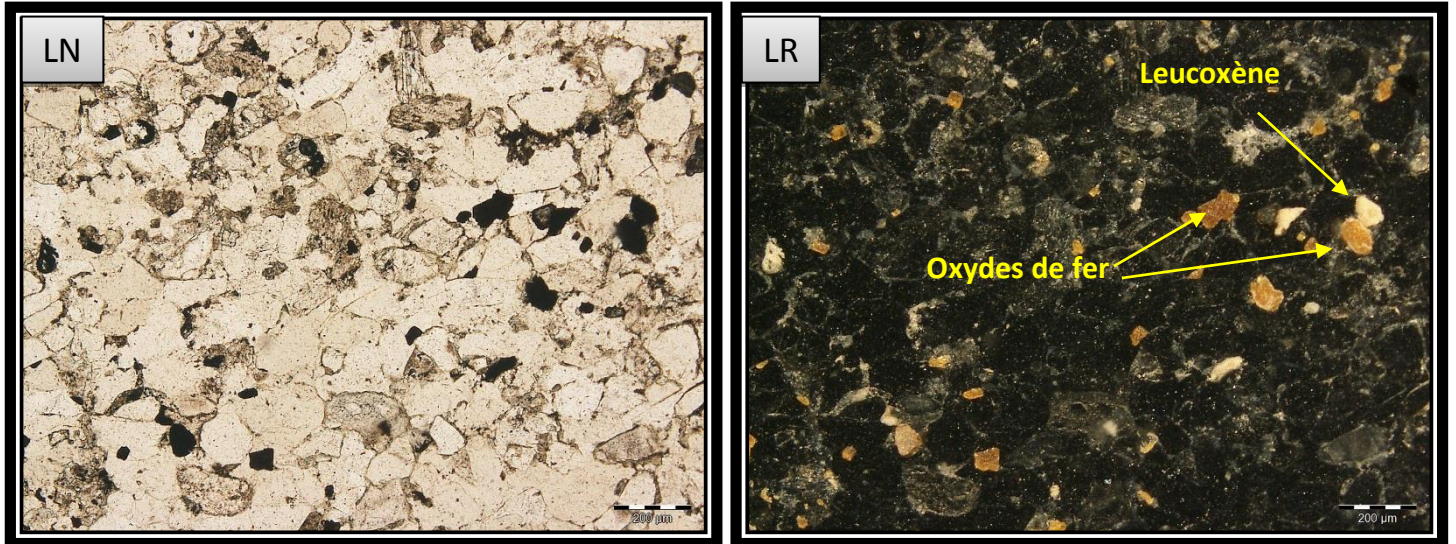


Fig.II.9 : photo en lumière naturelle et réfléchi montrant le leucoxène dans le puits MLSW-1 à la côte 4090,55m.

- **Les fragments de roches :**

Les fragments de roches peuvent être d'origine sédimentaire et parfois volcanique. Les plus abondants étant d'origine sédimentaire, leurs proportions sont assez faible dans nos puits mais peuvent atteindre les 6% dans quelques échantillons du puits LEW-1. Ce sont des lithoclastes de composition essentiellement siliceuse (quartz polycristalin) (**Fig.II.10**) ou argileuse (**Fig.II.11**). Leur taille atteint plusieurs millimètres et leur morphoscopie est exclusivement sub-arrondie. On trouve parfois quelques associations d'autres éléments comme l'oxyde de fer et les plagioclases.

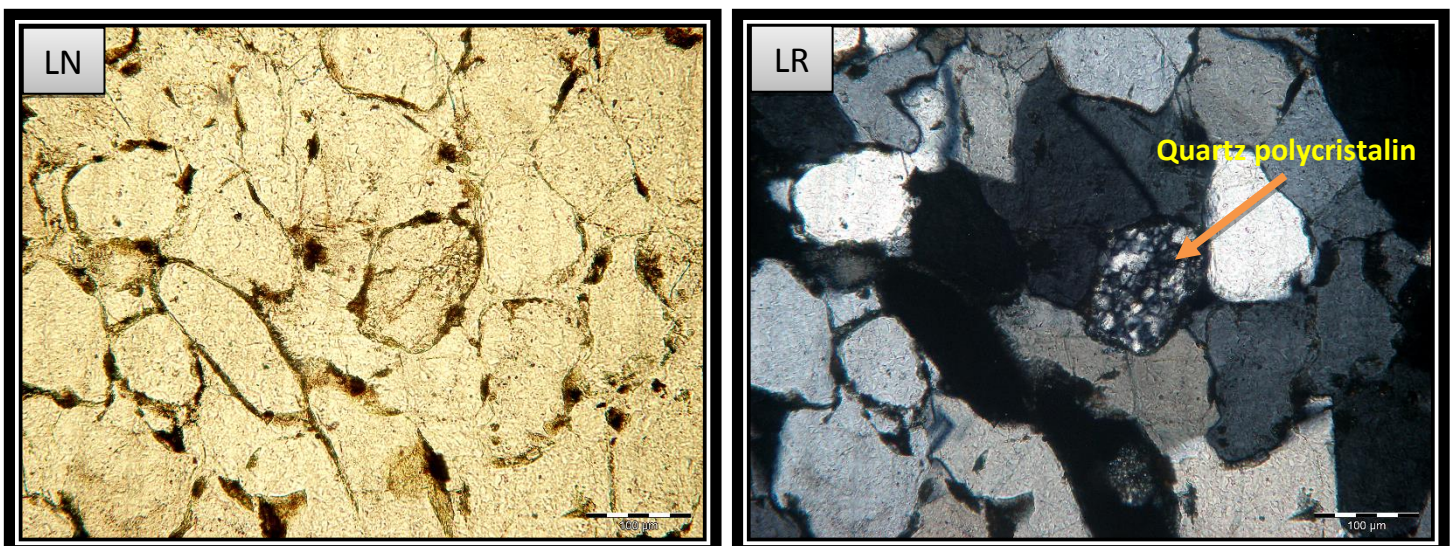


Fig.II.10 : photo en lumière naturelle et polarisée montrant un quartz polycristalin dans le puits MLSW-1 à la côte 4105,5m.

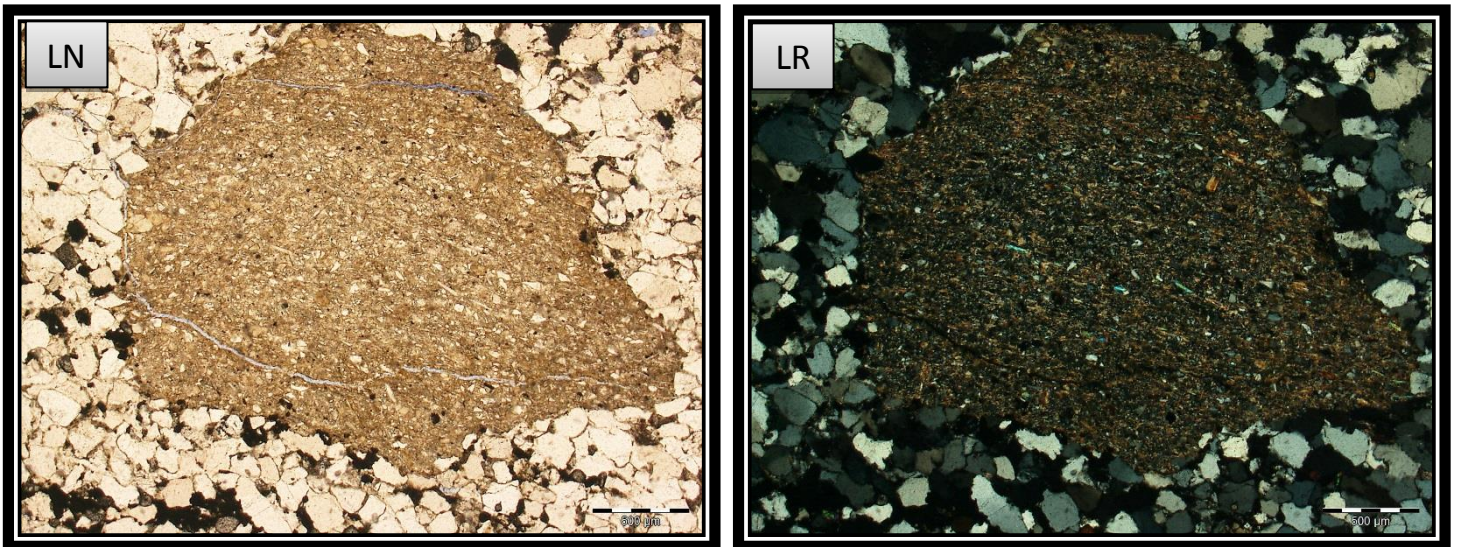


Fig.II.11 : photo en lumière naturelle et polarisée montrant un claste argileux dans le puits MLSW-1 à la côte 4095,15m.

- **Autres éléments :**

Au sein du grès du Dévonien inférieur du bassin de berkine et notamment au niveau des sondages étudiés, certains éléments tels que la matière organiques (**Fig.II.12**), la pyrite (**Fig.II.13**), les oxydes de fer (**Fig.II.14**) ont été observés à la suite de l'étude pétrographique microscopiques des lames minces étudiés.

- **La matière organique :** En lames minces, la matière organique est souvent associée à l'argile, souvent en lamination mais présente que rarement (en trace).

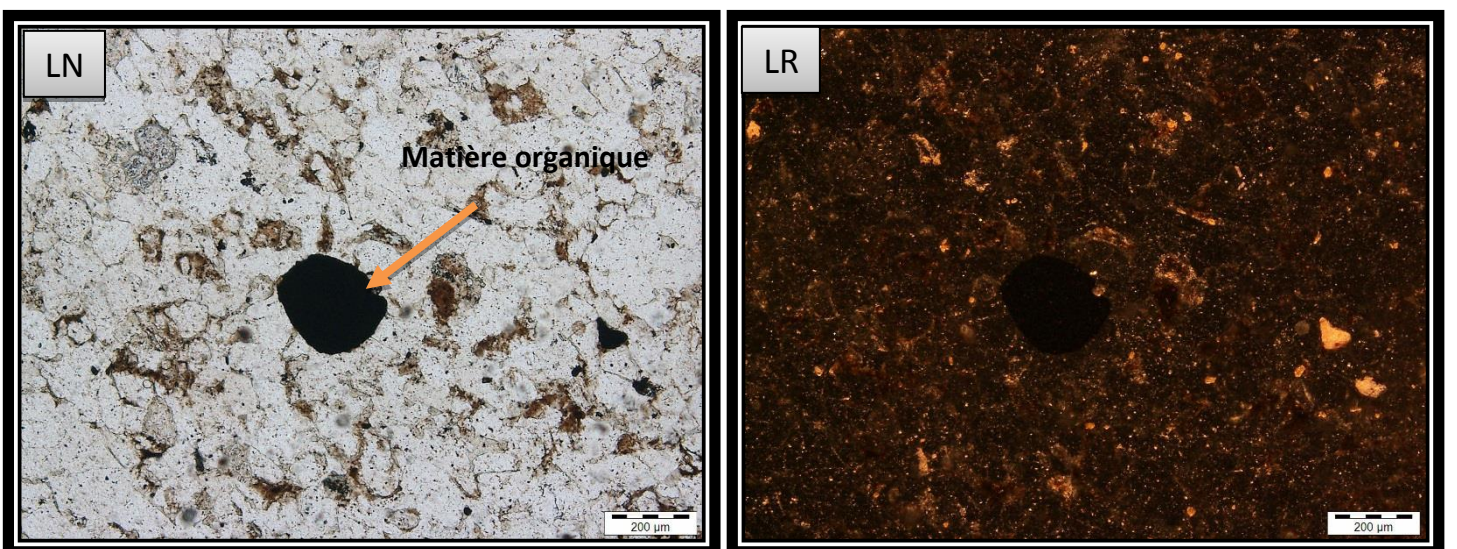


Fig.II.12 : photo en lumière naturelle et réfléchie montrant la matière organique dans le puits MLE-1 à la côte 4152,50m.

- **Les cristaux de pyrite (FeS_2)** : sous forme de cristaux xénomorphes indice de milieux réducteur sa proportion est assez faible.

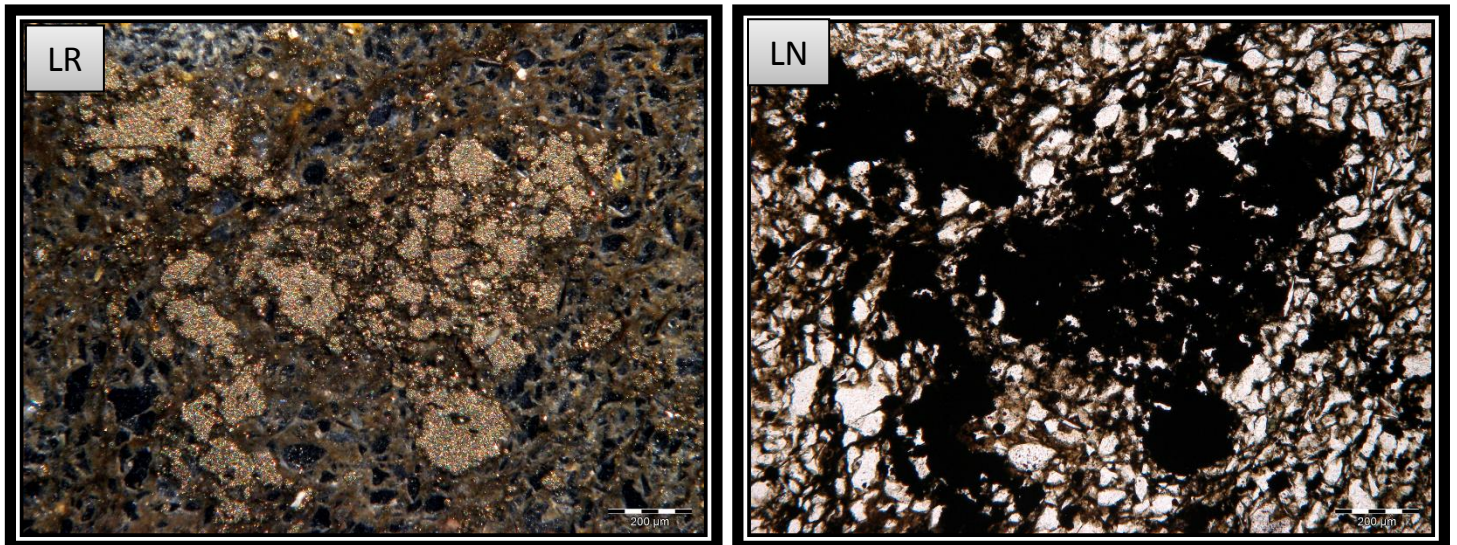


Fig.II.13 : photo en lumière réfléchiée et naturelle montrant la pyrite dans le puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.

- **Les oxydes de fer** : De couleur jaunâtre et une forme xénomorphe, ils présentent une grande stabilité chimique et appartiennent au domaine de la sédimentation marine.

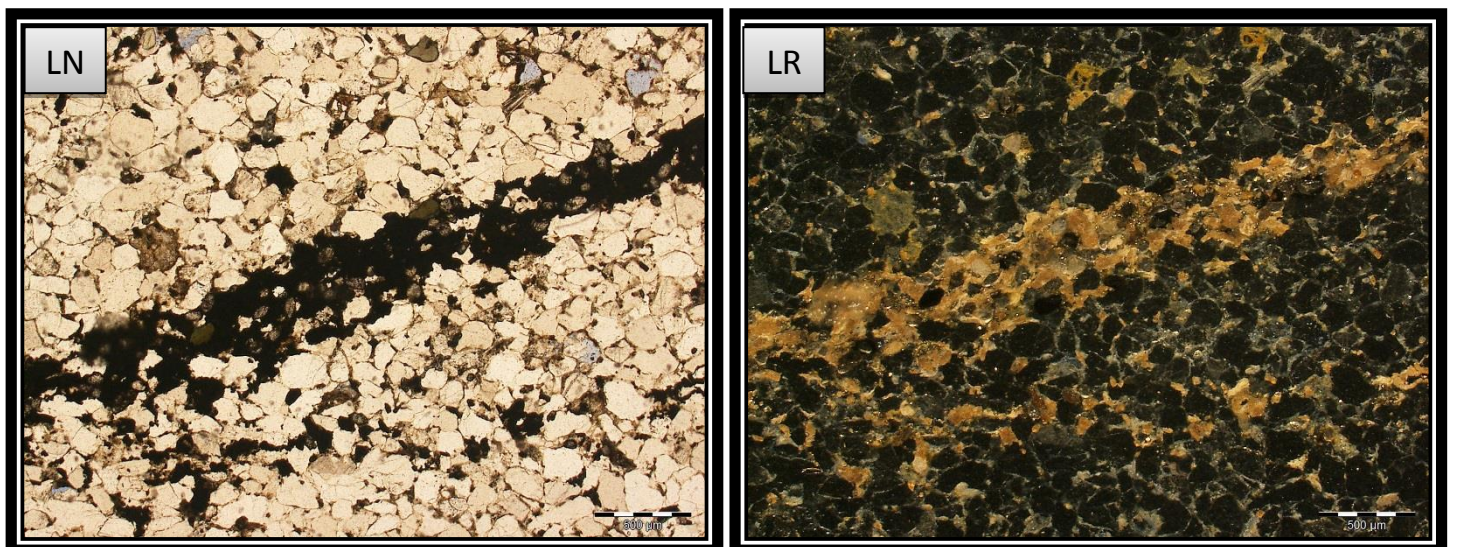


Fig.II.14 : photo en lumière naturelle et réfléchiée mettant en évidence les oxydes de fer dans le puits MLSW-1 à la côte 4095,15m.

- **Les oolithes** : Ce sont des corps sphérique ou ovoïdales composés d'un cortex de nature ferrugineuse qui entoure un noyau. Présente seulement dans un seul sondage dans le puit MLE-1 côte 4150,4m.

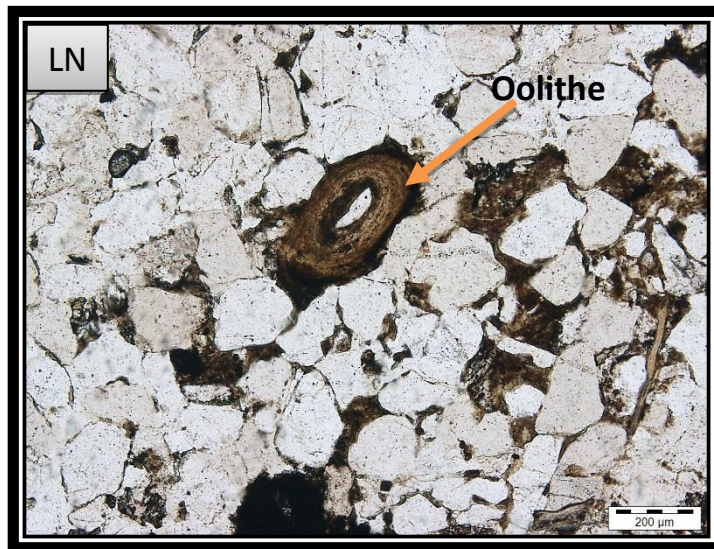


Fig.II.15 : photo en lumière naturelle montrant une oolithe dans le puits MLE-1 à la côte 4150,40m.

IV. 2- Les ciments et les liants

Un ciment est une précipitation secondaire qui résulte d'un processus diagénetique apparu après le dépôt et s'effectue dans les espaces libres ou pores (espace intergranulaire, fractures..etc) et assure ainsi la cohésion des grains à l'intérieur de la roche. L'étude microscopique a montré que le ciment argileux est le plus abondant dans tous les puits étudiés.

2.1- Le ciment siliceux :

Le ciment siliceux est bien développé dans les grès du puits LEW-1 et MLSW-1 ou sa teneur frole les 15%. Il est moins conséquent dans les autres puits ou le ciment argileux est prédominant. Le ciment siliceux se présente sous deux formes principales :

- **La silice de nourrissage** : C'est le procédé le plus fréquent pour la cimentation siliceuse. Elle forme une auréole autour des grains de quartz issue de la surcoissance irrégulière de ces derniers, elle se projette souvent dans l'espace poreux intergranulaire et dégrade totalement son volume. Elle est difficilement discernable si

le grain primaire est lui-même limpide. Par contre, si ce grain présente des inclusions ou bien des impureté soulignant son pourtour, on peut alors distinguer la silhouette du grain primaire.

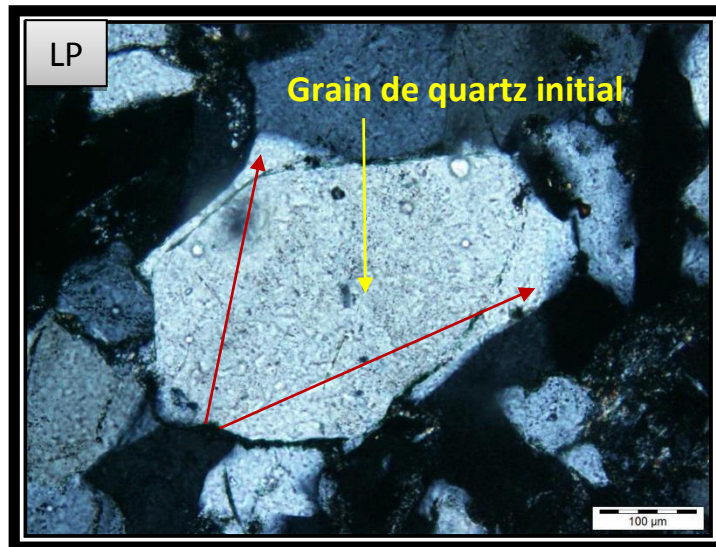


Fig.II.16 : photo en lumière polarisée montrant la silice de nourrissage dans le grain de quartz à la côte 4318,70m du puits NAHE-1.

- **La silice intergranulaire** : Se localisant entre les grains de quartz, elle est le résultat de la pression-dissolution subie par les grains de quartz, son importance dépend du type de contact. Quand la compaction est importante, les contacts sont concavo-convexes à suturés. Elle peut prévenir de la circulation des fluides interstitiels acides et se présente en tant que ciment intergranulaire.

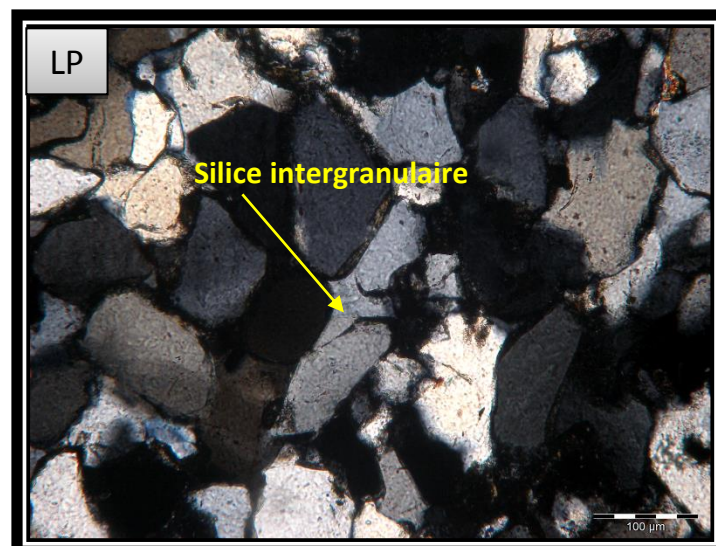


Fig.II.17 : photo en lumière polarisée montrant la silice intergranulaire dans le puits LEW-1 à la côte 4342,65

2.2- Le ciment argileux :

Dans les grès étudiés, l'argile est le ciment le plus représentatif, elle est représentée essentiellement par la chlorite et l'illite avec des pourcentage atteignant les 30% dans certains sondages. Elle est observée dans la majeure partie des échantillons étudiés et se présente en remplissage total ou partiel des pores et dans d'autres cas en tapissage des grains de quartz, respectivement appelé dans la littérature « pore filling » et « grain coating » (**Lanson et al, 2002**). Plusieurs origines possibles peuvent être évoquées :

- Altération des feldspaths en kaolinite puis illitisation de cette dernière en profondeur.
- L'illitisation de la muscovite et des feldspaths en profondeur.

Cependant, comme ils ne peuvent être difficilement discernable au microscope polarisant, ils sont étudiés à l'aide du microscope électronique et par diffraction aux rayons X. Le ciment argileux se présente sous trois formes différentes:

- En amas occupant l'espace intergranulaire.
- En tapissage des stylolithes et sous forme de lamination argileuse.
- En fragments de roche.

Il est à noter que les proportions totales de l'argiles varient entre 1 à 30% avec une moyenne proportionnelle de puits la plus élevée estimé à 22,85% dans le puits AHMSW-2 et la plus faible estimé à 10,55% dans le puits MLSW-1.

Une étude diffractométrique à rayons X exploités à partir du rapport interne DTD/SONATRACH a permis de confirmer l'analyse pétrographique qui a révélé un cortex argileux dominé par la chlorite avec une moyenne générale de 46,33% (estimé par rapport aux 15 échantillons DRX), suivi de près par l'illite avec une moyenne générale de 40%, le pourcentage de kaolinite est relativement faible et n'a pas été répertorié dans les échantillons DRX.

a- La chlorite :

L'analyse des argiles par diffractométrie aux rayons X des échantillons des 5 puits nous a révélé que la fraction argileuse est constituée majoritairement de chlorite, elle constitue 95% du ciment argileux dans les puits NAHE-1 et LEW-1 ou on a occurrence de la chlorite frangeante.

Elle présente deux habitus en tapissant les grains de quartz par des cristaux, soit orientés perpendiculairement à la surface de ces derniers, soit sous forme de cristaux concentriques. Lorsqu'elle est très abondante, elle remplit l'espace poreux « pore-filling chlorite ».



Fig.II.18 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le ciment chloriteux dans le puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.

b- L'illite :

L'analyse des argiles par diffractométrie aux rayons X des échantillons des 5 puits nous a révélé que une bonne partie de la fraction argileuse est constitué d'illite, pouvant atteindre 75% de la totalité du ciment argileux dans le puits MLSW-1. Elle est souvent observé en remplacement des paillettes de muscovites et est souvent un produit d'altération de ces derniers.

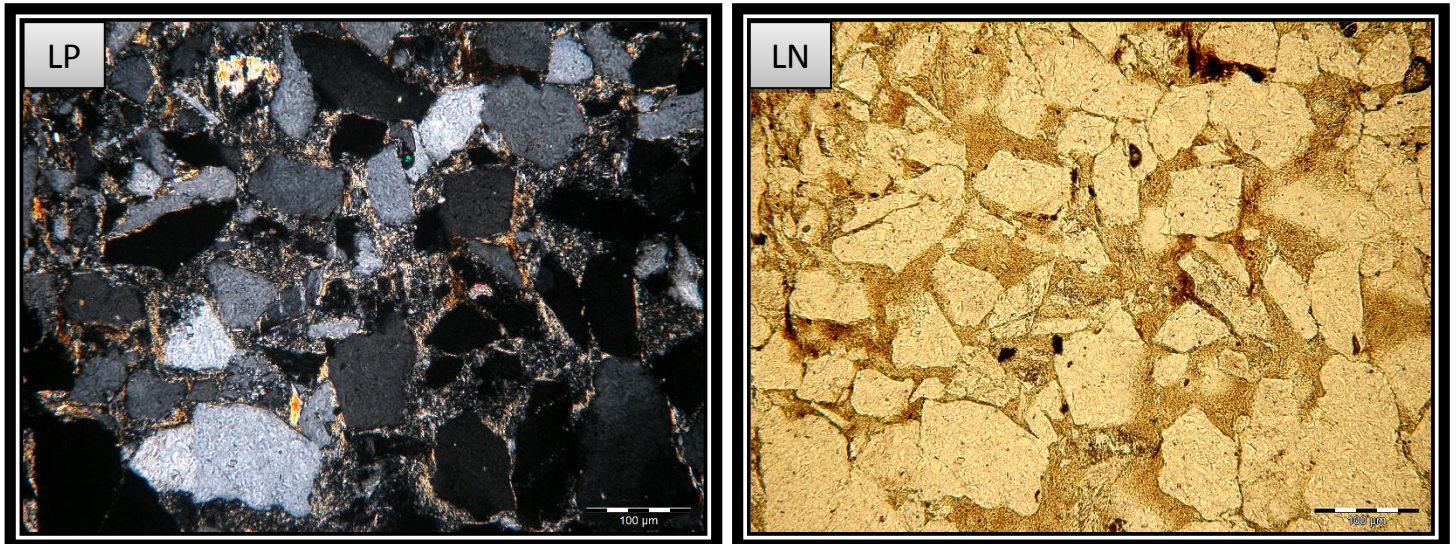


Fig.II.19 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence le ciment illiteux dans le puits AHMSW-2 à la côte 4152,60m.

c- La kaolinite :

L'analyse des argiles par diffractométrie aux rayons X des échantillons des 5 puits nous a révélé que la kaolinite est représenté en faible pourcentage dans tous nos sondages. Etant principalement un produit de l'altération des feldspaths, sa présence est souvent liée à ces derniers. (**Fig.II.20**)

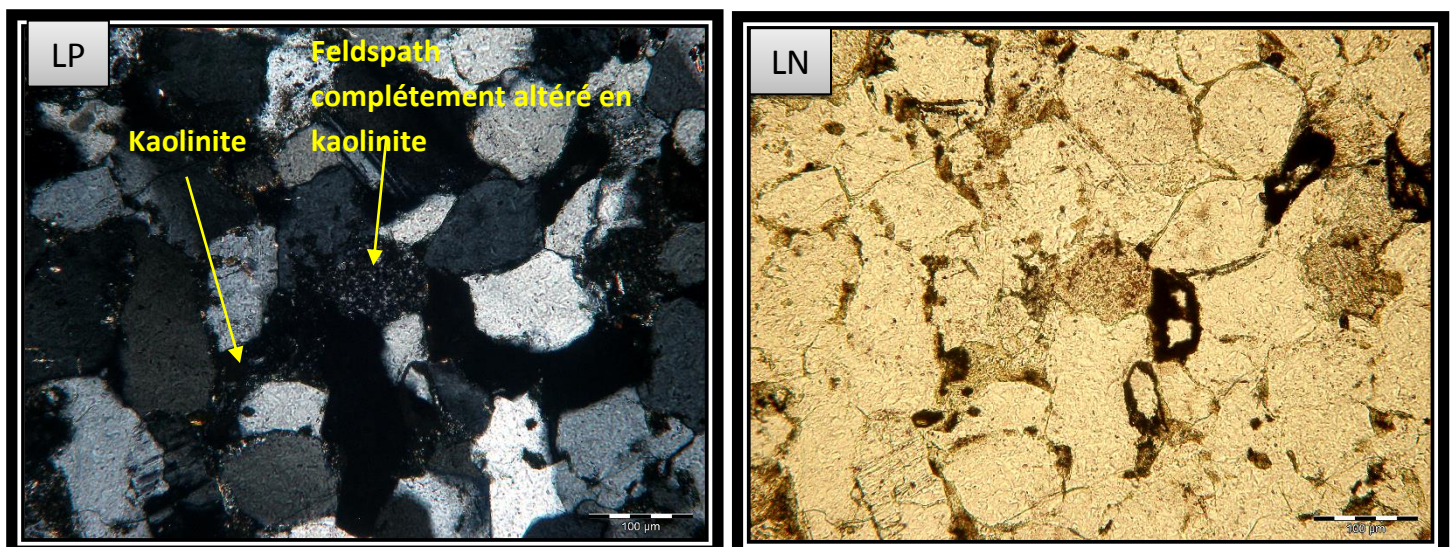


Fig.II.20 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence la kaolinite dans le puits MLSW-1 à la côte 4101,4m.

2.3- Le ciment carbonaté :

Le ciment carbonaté a été observé dans tous les puits étudiés et est le ciment le moins représenté à travers nos 5 sondages. Il est principalement représenté par la calcite (CaCO_3), la dolomite ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$) et la sidérite (FeCO_3). C'est le ciment avec les fluctuations de pourcentages les plus paradoxaux, variant de 1% à 27% dans le puits MLE-1. Sa moyenne proportionnelle la plus élevée dans les puits ne dépasse pas les 5,62% dans le puits MLE-1 et la plus faible est estimée à 0,83% dans le puits NAHE-1.

La dolomite se présente, en général, sous forme de petites plages xénomorphes éparses ou disséminées dans les grès ou encore sous la forme de grandes plages à texture poecilitique (**Fig.II.21**) obstruant presque intégralement l'espace intergranulaire. Toutefois il est souvent difficile de discerner le type de carbonate en lame mince.

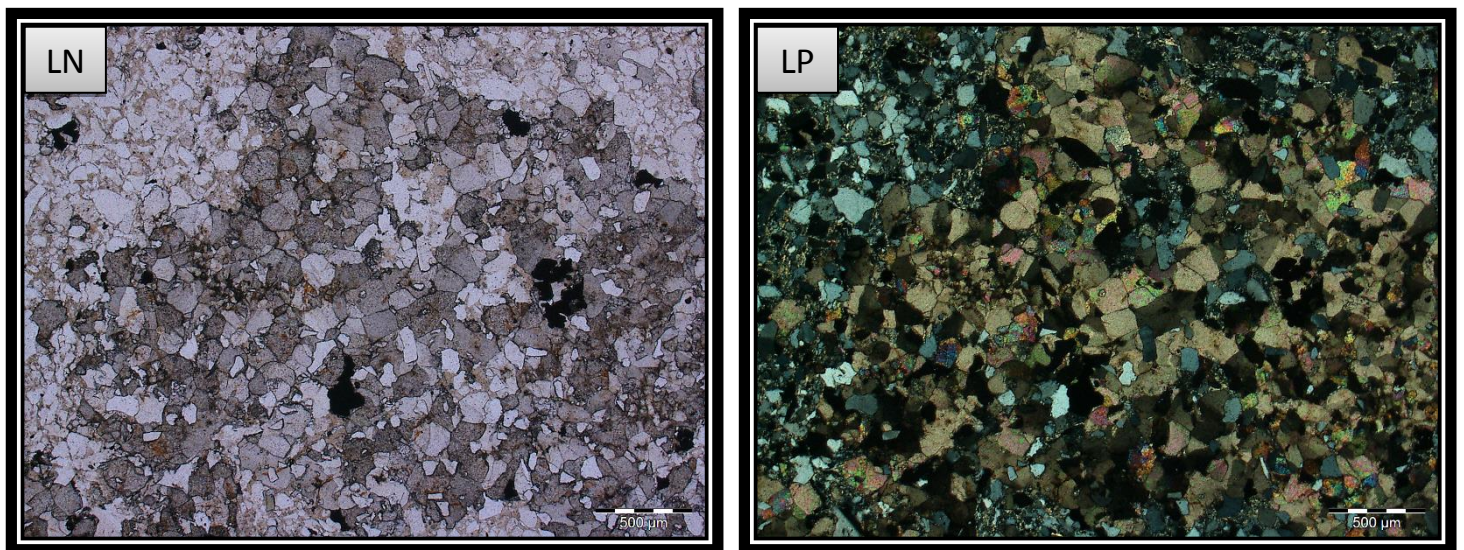


Fig.II.21 : photo en lumière naturelle et en lumière polarisée mettant en évidence le ciment carbonaté poecilitique dans le puits AHMSW-2 à la côte 4152,60m.

3. Autres ciments :

- **Ciment pyriteux** : Ciment accessoire, en lumière réfléchi il apparaît avec un éclat jaune vif métallique, plus au moins en relief, et en lumière naturelle ou polarisée il paraît totalement opaque. La pyrite occupe les espaces intergranulaires, en association avec la matière organique. Son pourcentage est en trace et est un ciment très tardive.

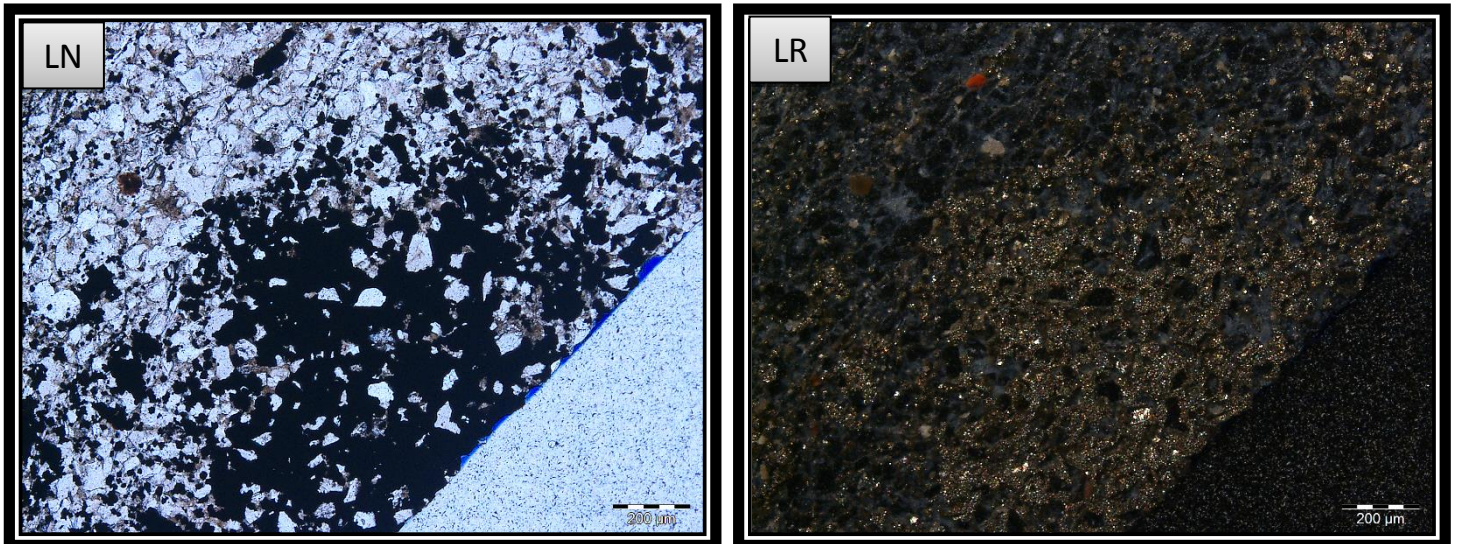


Fig.II.22 : photo en lumière naturelle et réfléchi mettant en évidence le ciment pyriteux dans le puits AHMSW-2 à la côte 4245,55m.

- **Ciment de sulfate:** relativement rares, tel que le ciment anhydritique d'origine évaporitique. L'anhydrite $\text{Ca}(\text{SO}_4)$, ou sulfate de calcium naturel. Elle se rencontre dans les formations sédimentaires de type évaporitique. Elle peut aussi provenir de l'altération hydrothermale de calcaires ou de dolomie, comme dans notre cas. Dans la formation étudiée le ciment anhydritique est rare, mais quand il est présent souvent en altération il se présente en plage.

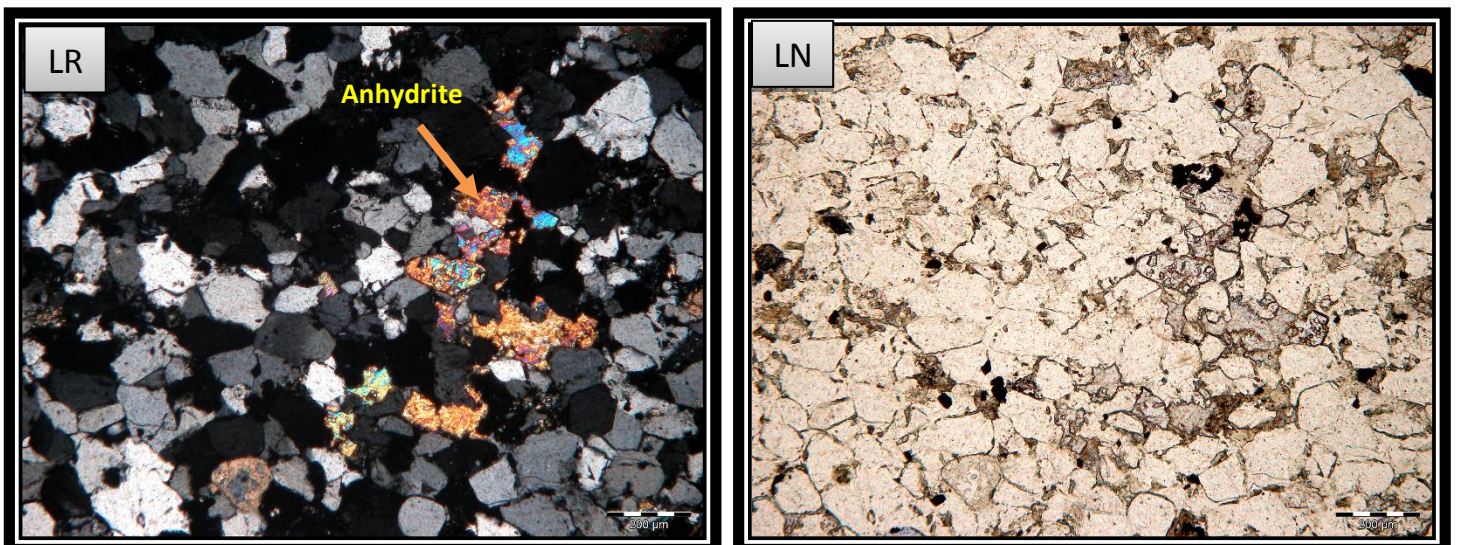


Fig.II.23 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence le ciment sulfaté à 4105,5m de profondeur au sein du puits MLSW-1.

IV. 3- Le réseau poreux

La porosité estimée au microscope optique est relativement faible et ne dépasse pas une moyenne de 2,53% (valeur de la porosité moyenne dans le puits NAHE-1), toutefois, au niveau de certains échantillons, la proportion de la porosité peut atteindre une valeur maximale de 15% (puits LEW-1 côte 4351m), cette fluctuance conséquente de la porosité dans cet échantillon est dû à un revêtement chloriteux dans les grains de quartz qu'on discutera plus tard dans ce mémoire. Le réseau poreux observé est irrégulier, matérialisé par une porosité secondaire fissurale et de dissolution, ainsi qu'une porosité primaire intergranulaire préservé par un revêtement chloriteux.

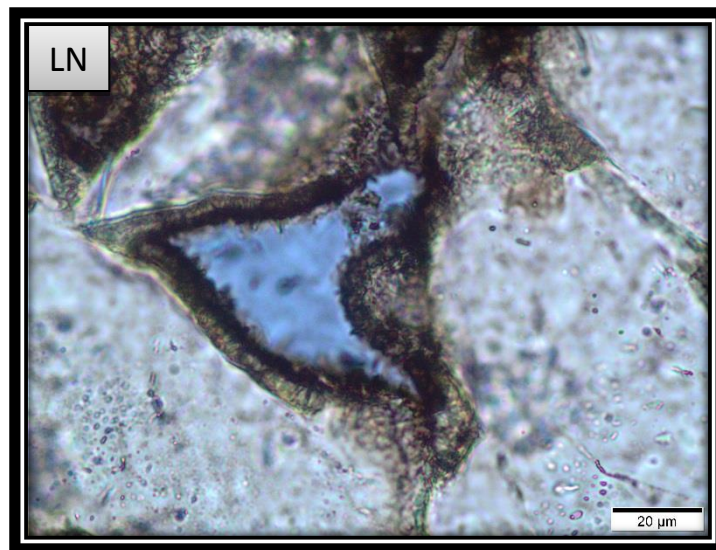


Fig.II.24 : photo en lumière naturelle mettant en évidence un pore primaire préservé par un revêtement chloriteux dans le puits LEW-1 à la côte 4351m.

***Chapitre III : Etude
diagénétique***

I- Introduction :

Les phénomènes diagénétiques modifiant les propriétés originelles des sédiments, il est important de les détecter et d'apprécier l'importance des changements survenus. La reconnaissance des différentes étapes et cycles de la diagenèse permet une meilleure reconstitution de l'histoire géologique d'une roche et donc du bassin dans lequel elle s'est déposée. C'est pour cela que nous essayerons de mettre en évidence les différents phénomènes diagénétiques ayant affecté les grès du silurien argileux gréseux de la région d'étude. Cette étude porte sur :

- L'étude des relations entre les différents grains et ciments.
- La reconnaissance de toutes les structures diagénétiques : stylolites, fractures...
- L'identification des phases de cimentation, de dissolution et de remplacement des minéraux.
- L'établissement d'une séquence diagénétique suivant une chronologie relative en intégrant les différents processus d'évolution des ciments dans un stade précoce ou tardif.

II- Rappels sur la diagenèse :

II-1 Définition de la diagenèse :

La diagenèse est l'ensemble des modifications physiques et chimiques affectant un sédiment après son dépôt à l'exclusion des phénomènes métamorphiques. (*PETTIJOHN et al; 1987*). La limite entre la diagenèse et métamorphisme est donc relativement progressive. Ces modifications sont plus au moins intenses et perceptibles en fonction du type de sédiment mais également de l'environnement. Elles dépendent étroitement de l'évolution et de la pression au cours de l'enfouissement. L'évolution diagénétique permet de maintenir la composition et les conditions physiques des sédiments en équilibre avec le champ de contraintes extérieures. Le produit final possédera une texture et une composition qui dépendra de la provenance des matériaux mais aussi de leur évolution post-dépôt (*Cojan et Renard 2006*).

II-2 Les environnements diagénétiques :

Un environnement diagénétique on peut le définir comme un certain volume de roches dans lequel s'opère une série de transformations dont la nature dépend fondamentalement de la maturité de la roche (teneur en minéraux stables, paramètres texturaux), de son contenu originel en fluides, de la température et de la pression, donc de la profondeur d'enfouissement, et d'éventuelles circulations de fluides.

Les fluides originaux occupant l'espace poreux au moment du dépôt se caractérisent par leur nature, et éventuellement par leur teneur en sels et gaz dissous.

Très rapidement, sous l'effet de l'enfouissement, par suite des interactions avec les minéraux et de l'action des bactéries, leur composition va se modifier, entraînant des changements du PH et du potentiel d'oxydo-réduction.

II-3 Les phases diagénétiques :

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

a) Eodiagenèse (diagenèse précoce) :

Cette phase nommée aussi éogénèse ou syndiagenèse 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. 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**).

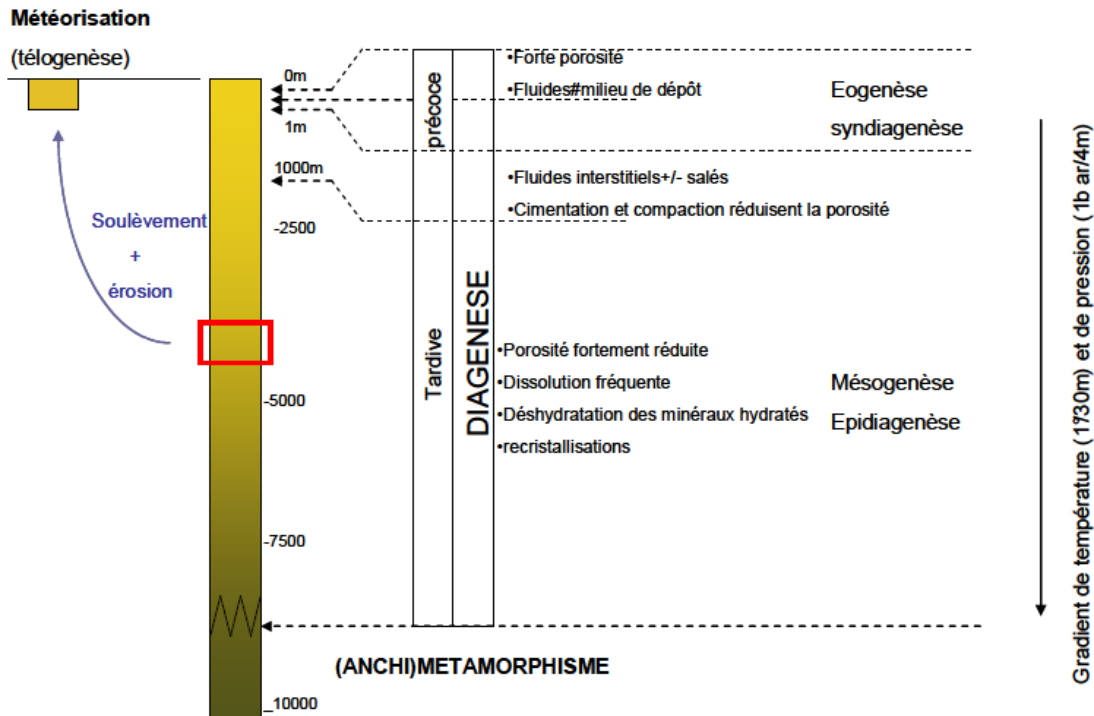


Figure III.1 : Les différents stades de la diagenèse en fonction de la pression et la température (Cojan et Renard 2006)

b) Mésodiagenèse (diagenèse d'enfouissement) :

Cette phase aussi appelée la diagenèse profonde (mésogénèse) 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. 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 (Burley et Worden ; 2003).

c) 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 ou bien la téléogénèse est la phase finale d'émergence, elle est caractérisée par la modification des eaux interstitielles, à la suite de la pénétration des eaux météoriques, et par la réintroduction de conditions oxydantes. Elle affecte généralement une tranche peu épaisse près de la surface du sol (**Burley et Worden ; 2003**).

III- 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.1. La compaction

La compaction est le réarrangement mécanique des grains, sous l'effet principalement du poids des sédiments sus-jacents, au cours de l'enfouissement et se traduit par une diminution de la porosité initiale.

L'amplitude de ce phénomène dépend de la porosité initiale, de la taille, de la forme, de l'arrangement des grains, du taux de la sédimentation et du temps. Le phénomène de compaction est très répandu dans les puits étudiés. Il a été reconnu grâce à la présence de craquelure dans les grains de quartz (**Fig.III.4**), et de baguette de micas déformé (**Fig.III.2**).

Ces éléments détritiques sont relativement ductiles, ils se déforment lorsqu'ils sont localisés entre des éléments plus durs (grains de quartz). Ce phénomène de compaction a été également signalé par l'orientation préférentielle des baguettes de micas dans les grès (**Fig.III.3**) et aussi par le contact concavo-convexe à suturé entre les grains de quartz.

Cette compaction se manifeste aussi par la présence de stylolites dans plusieurs puits étudiés (**Fig.III.5**), ce sont les structures les plus spectaculaires de pression-dissolution des roches sédimentaires, elles sont le plus souvent remplies par la matière organique ou par l'argile.

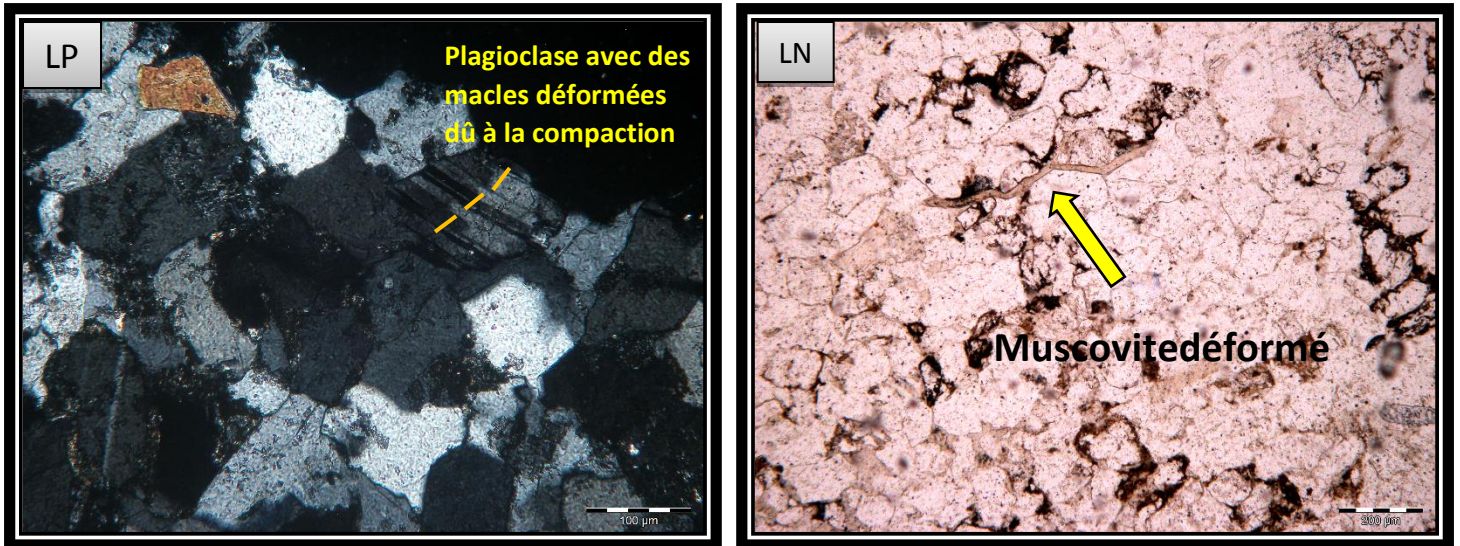


Fig.III.2 : photo mettant en évidence la déformation dans les feldspaths et une muscovite en lumière polarisée et naturelle au puits MLSW-1 à la côte 4101,4m et au puits MLE-1 à la côte 4152,50m respectivement.

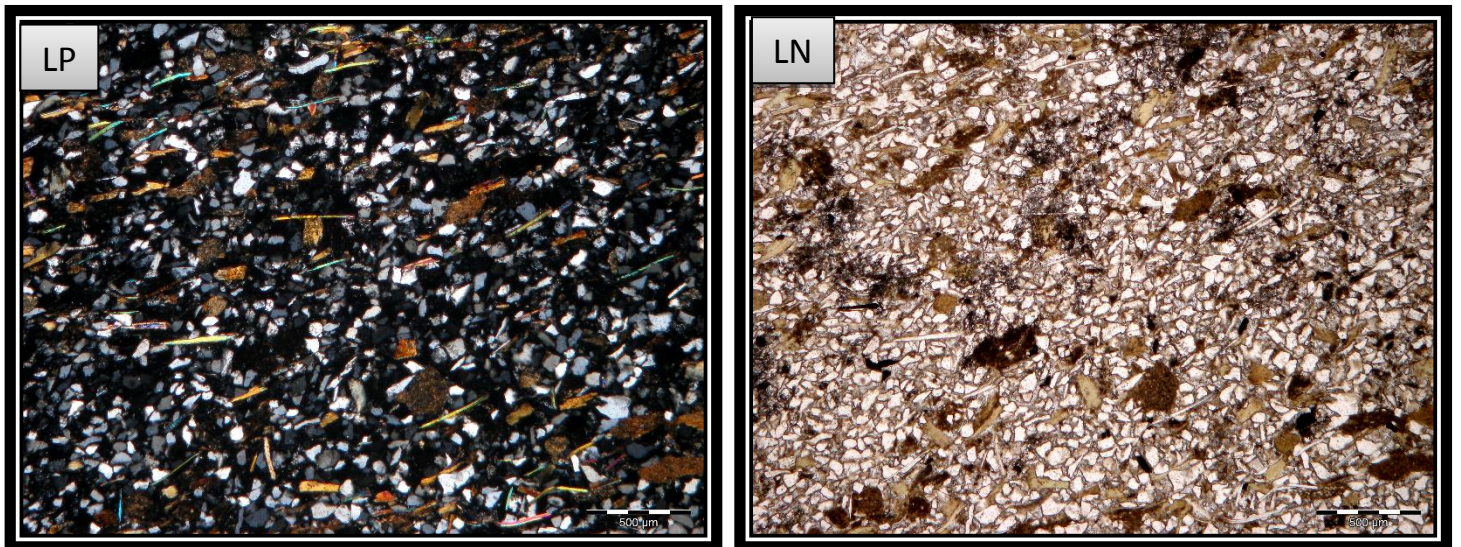


Fig.III.3 : photo mettant en évidence l'orientation préférentielle des micas dans un grès du puits LEW-1 à la côte 4370,45m en lumière polarisée et en lumière naturelle.

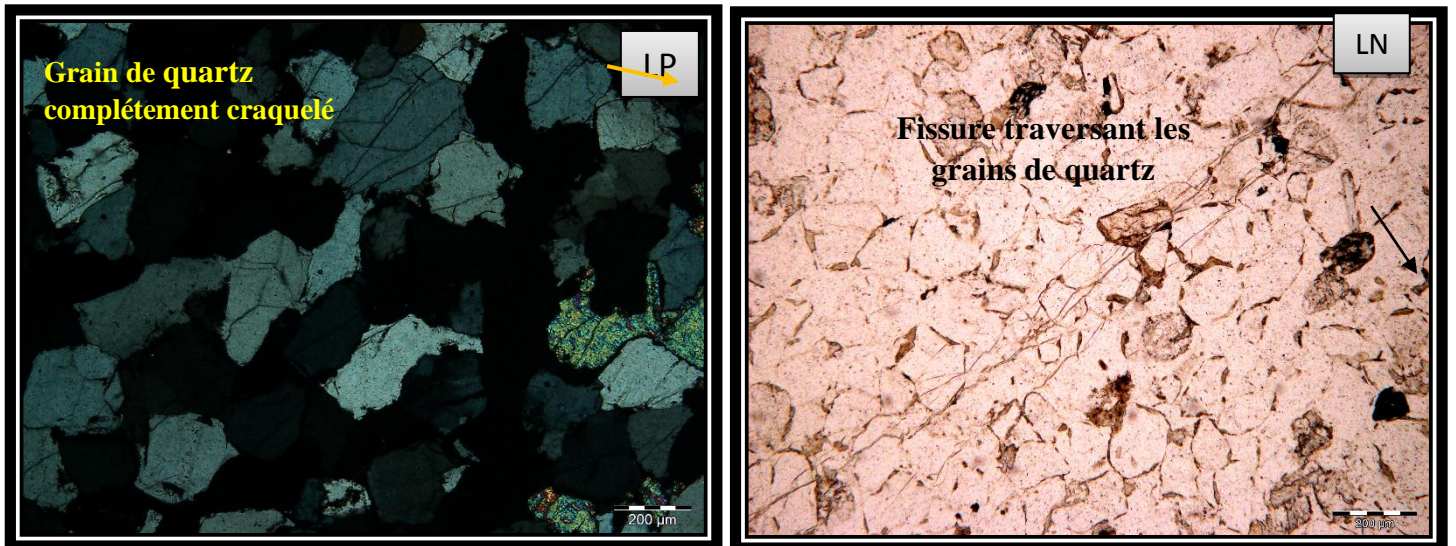


Fig.III.4 : photo montrant différents types de craquelures dans les grains de quartz, en lumière polarisée à gauche et en lumière naturelle à droite. Puits LEW-1 côte 4354,95m et Puits MLE-1 côte 4150,40m respectivement.

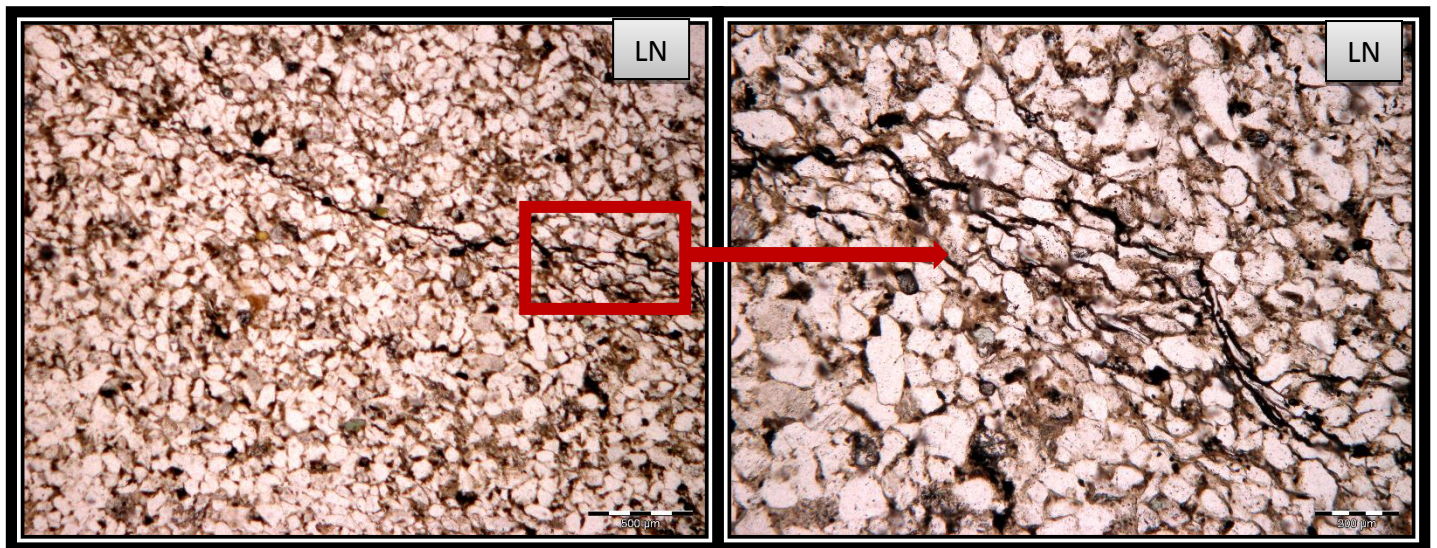


Fig.III.5 : photo en lumière naturelle montrant un joint stylolitique entre les grains de quartz du puits MLE-1 à la côte 4261m

III.2. La cimentation

La cimentation correspond à un remplissage progressif des espaces poreux par des minéraux ou à des accroissements syntaxiaux autour des grains détritiques (silice secondaire). Elle conduit à la réduction de la porosité.

Les ciments dérivent soit :

- Du phénomène de décantation des éléments en suspension dans les eaux, suite à une chute relative de l'énergie du milieu (ciment argileux).
- Des processus chimiques, suite à des variations de la température, de la pression et du PH (ciment siliceux, carbonaté...).

Les ciments observés dans les puits étudiés sont représentés essentiellement par les argiles, la silice, et les carbonates.

- **La silicification** est un phénomène qui est dû aux plusieurs facteurs dont les plus probables sont :

- La pression dissolution qui est due aux contacts entre les grains de types concavo-convexes à suturés
- La circulation des eaux riches en SiO₂.
- L'altération des feldspaths.

Ainsi, on a pu distinguer deux types de ciments siliceux :

❖ Le ciment siliceux de compaction (Silice intergranulaire), localisé entre les grains de quartz et favorisé par les contacts concavo-convexes à sutures qui engendrent une pression dissolution.

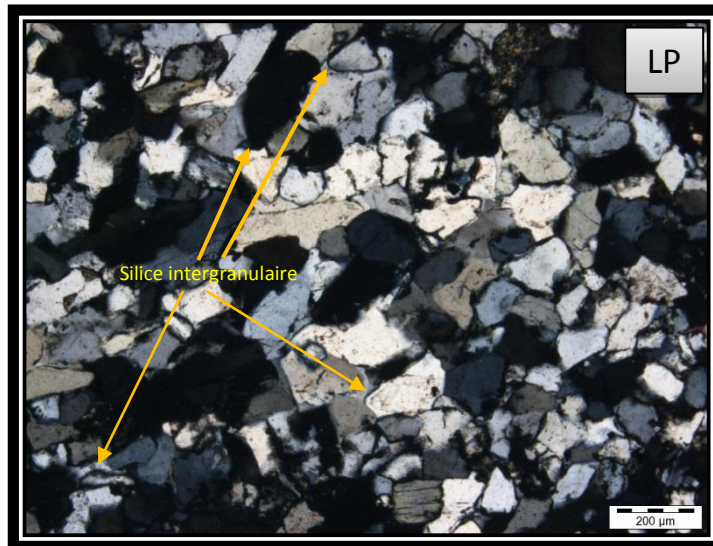


Fig.III.6 : photo en lumière polarisée mettant en évidence la silice intergranulaire à la côte 4342,65m du puits LEW-1.

❖ Le ciment siliceux de nourrissage développé autour des grains de quartz est matérialisé par les auréoles d'impuretés. D'après les observations pétrographiques, ce ciment est antérieur à celui de la compaction.

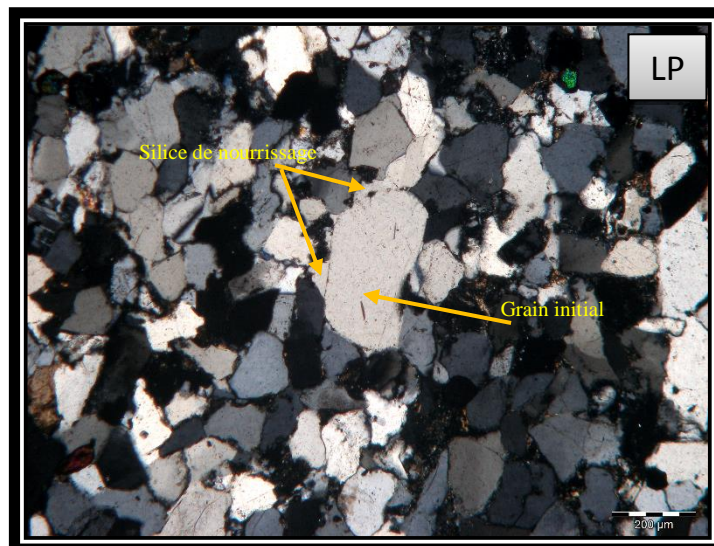


Fig.III.7 : photo en lumière polarisée mettant en évidence la silice de nourrissage à la côte 4096,30m du puits

-Le ciment argileux : La proportion du ciment argileux est assez importante, voir la plus importante de tous les autres ciments dans notre région d'étude, la kaolinite d'une façon moindre, l'illite se présente sous un aspect fibreux, ou en association avec la kaolinite. Quant

à la chlorite représentant le taux le plus élevé des argiles du Dévonien Argileux-gréseux du bassin de Berkine, celle-ci est en grande partie syn-sédimentaire mais également issu de la transformation des micas à un moindre degré.

❖ **La chlorite :**

La chlorite prend naissance dans un milieu riche en magnésium et en fer, ou à partir de l'altération des micas noir. La chlorite observée dans les lames minces étudiées se présente soit sous forme de cristaux orientés perpendiculairement à la surface des grains de quartz (chlorite frangeante) ou concentrique, elle est très importante car elle préserve la porosité primaire. Elle se présente également en ciment intergranulaire. Lorsque'elle est très importante, elle forme une plage tapissant les espaces intergranulaire. Cette histoire est observée sous différents aspects :

- **Chlorite en « grain-coating » discontinue :** Ce type de ciment chloriteux se présente sous forme d'une auréole radiale autour du grain de quartz, et son développement précoce (synsédimentaire) et discontinue n'a pas limité complètement le développement de la silice secondaire.

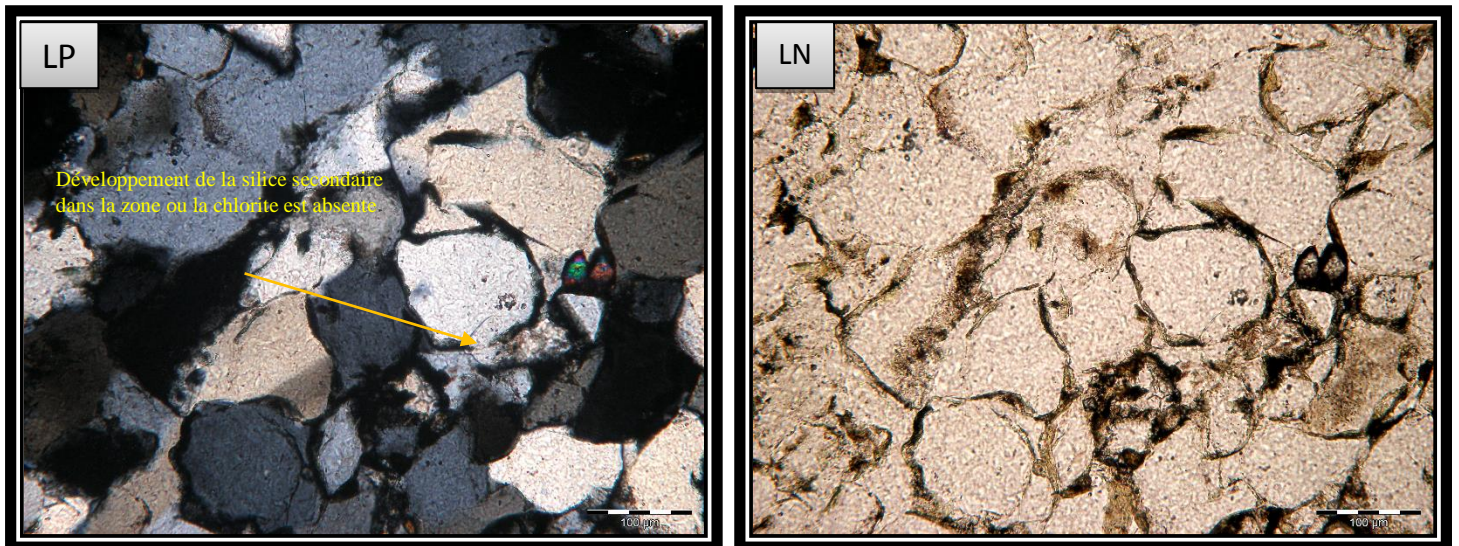


Fig.III.8 : photo mettant en évidence un revêtement chloriteux discontinue dans un grain de quartz à la côte 4342,65m du puits LEW-1 en lumière polarisée et naturelle respectivement.

- **Chlorite en « grain-coating » continue :** le revêtement chloriteux recouvre la totalité du grain de quartz empêchant ainsi le développement de silice secondaire et et augmente la résistance de la formation à la compaction.



Fig.III.9 : photo mettant en évidence un revêtement chloriteux continue autour des grains de quartz à la côte 4342,65m du puits LEW-1.

- **Chlorite en revêtement des pores « pore-lining »** : Ce type de ciment chloriteux étant le stade final du revêtement chloriteux, se présente sous forme de lisière isolant l'espace poreux intergranulaire. Ce phénomène préserve les qualités réservoirs originelles dans les grés.

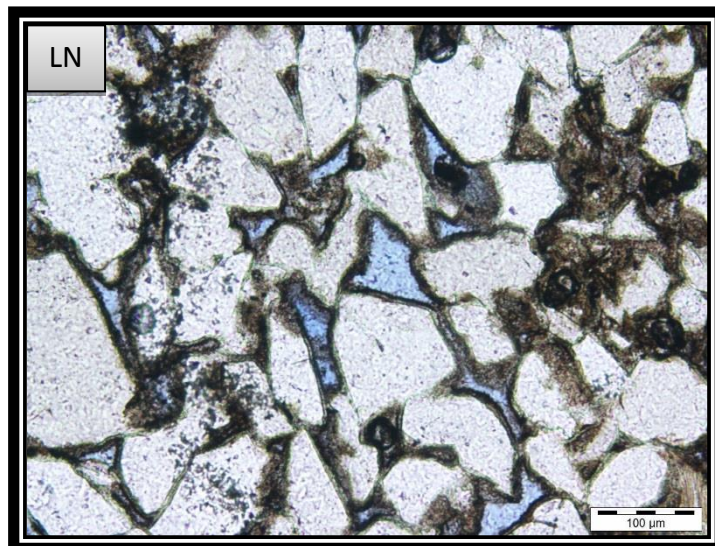


Fig.III.10 : photo mettant en évidence un revêtement chloriteux des pores préservant la porosité primaire du puits LEW-1 à la côte 4351m.

❖ **L'illite :**

C'est un minéral argileux appartenant au groupe des micas. Elle peut avoir deux origines :

- Une origine détritique, due à l'érosion des continents. Elle se forme soit lors de la dégradation des minéraux silicatés (feldspaths potassiques, muscovite et plagioclases), qui enrichissent les solutions interstitielles en K^+ et Al^+ , ou par aggradation des minéraux néoformés (kaolinite).
- Une origine diagénétique, elle se forme dans un milieu alcalin, au cours de la diagenèse d'enfouissement à des température élevées ou les conditions de salinité et de confinement sont importantes, provoquant la sursaturation des eaux interstitielles en cations.

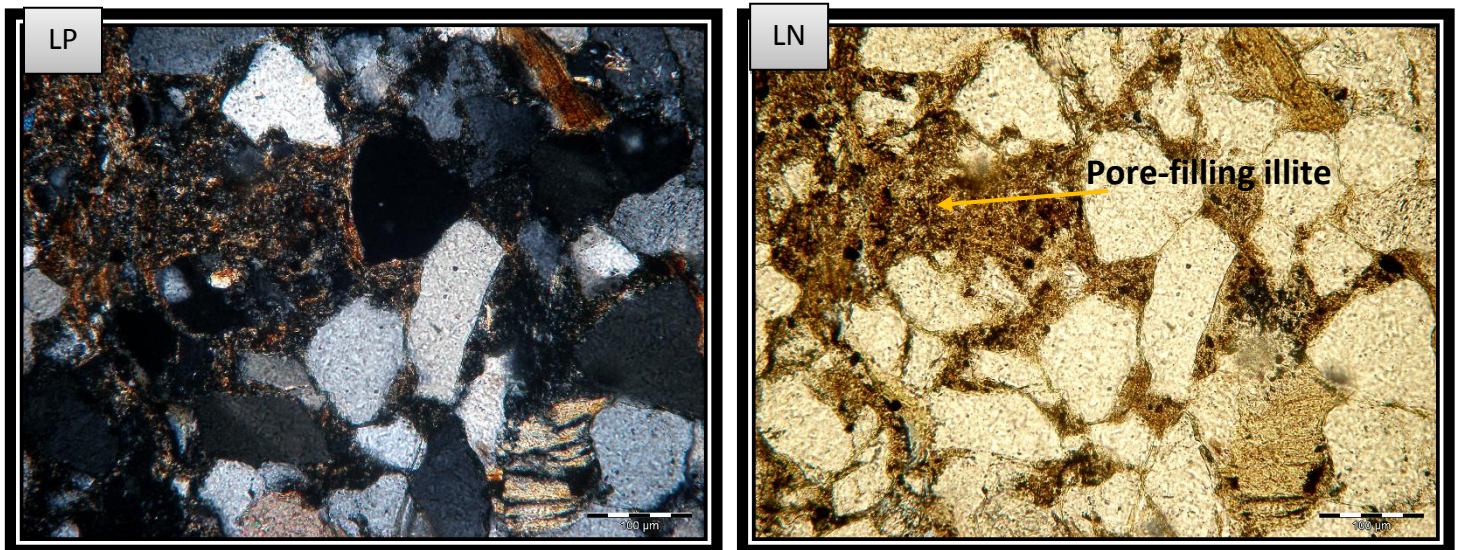


Fig.III.11 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence l'illite dans le puits MLSW-1 à la côte 4101,4m.

❖ **La kaolinite :**

La kaolinite est un silicate d'alumine. Elle se développe en milieu acide et généralement précocement (éogénèse) dans l'histoire d'enfouissement du sédiment suite à la dissolution des feldspaths potassique. et a également deux origines :

- Une origine détritique liée à l'érosion des continents.
- Une origine diagénétique. Elle se forme soit au cours de la diagenèse précoce lors de la circulation des eaux météoriques riche en CO_2 (milieu acide), soit elle est liée à un phénomène diagénétique tardif, au cours de l'enfouissement à la suite du phénomène

de décarboxylation (au cours de la maturation de la matière organique). La libération d'eau riche en CO_2 et en acide organique provoque une faible dissolution des carbonates, puis des silicates qui vont nourrir les néoformations des minéraux argileux tel que la kaolinite.

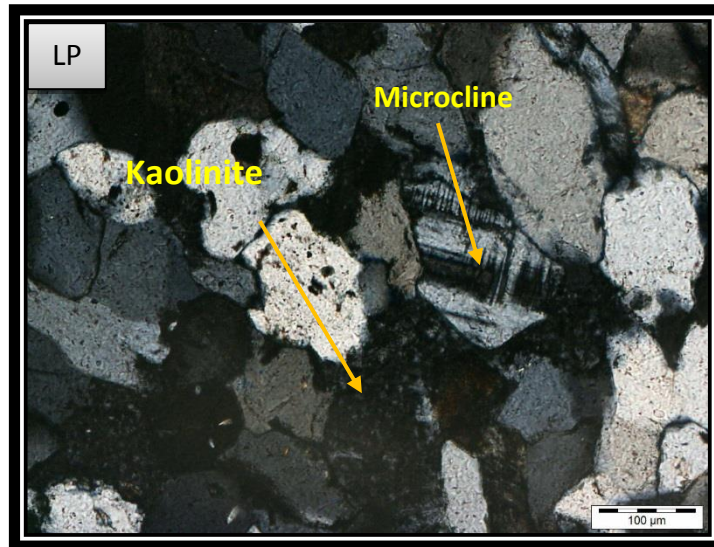


Fig.III.12 : photo en lumière polarisée montrant la kaolinite dans le puits MLSW-1 à la côte 4101,4.

-Le ciment carbonaté :

La précipitation des carbonates se développent aussi bien pendant l'Eogénèse que pendant la Mésogénèse (Worden & Burley, 2003).

La calcite et la dolomite éogénétique se développent en environnement marin peu profond résultant des dissolutions/précipitations des coquilles de mollusques et des réactions entre les minéraux alumino-silicatés et l'altération de matières organiques. Les carbonates peuvent former localement des ciments poecilitiques (plages cristallines englobant plusieurs grains), obstruant complètement la porosité d'un réservoir.

Certains niveaux recèlent une proportion importante de ciment carbonaté à texture poecilitique, qui a obstrué totalement l'espace intergranulaire, ce ciment est postérieur à la silicification par nucléation des grains de quartz

La précipitation du ciment carbonaté est due à la circulation des eaux chargées en $CaCO_3$ et à l'augmentation de la pression et de la température.

❖ **la sidéritisation:** c'est le phénomène de transformation de la calcite, il est favorisé par un milieu confiné (Perméabilité faible). Ce milieu peut être créé par la présence de la matière organique et des Composés de fer issues dans notre étude de la chlorite ferrifère.

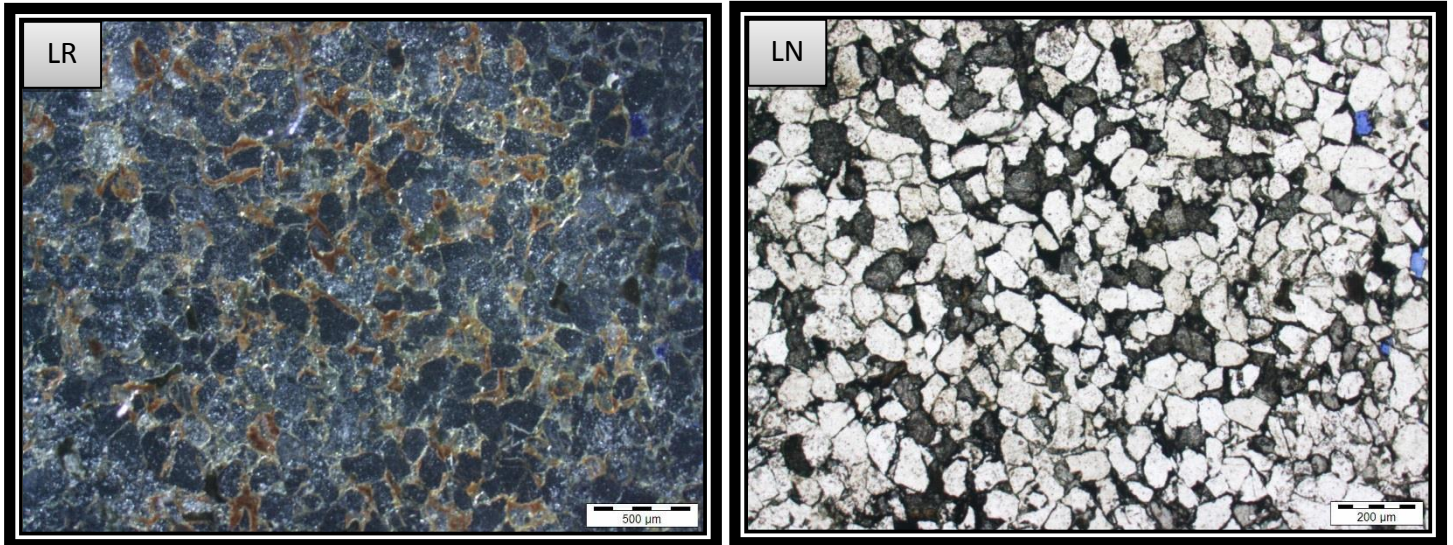


Fig.III.13 : photo en lumière réfléchi à gauche et lumière naturelle à droite, mettant en évidence le développement d'un ciment sidéritique au puits LEW-1 côte 4361,65m.

❖ **La calcite :** La calcite authigène est présente surtout au niveau du sondage MLSW-1. Elle se montre sous forme de plage en continuité optique entre les grains détritiques, cimentant les pores et les interstices, elle s'observe également remplaçant les grains de quartz et le ciment siliceux.

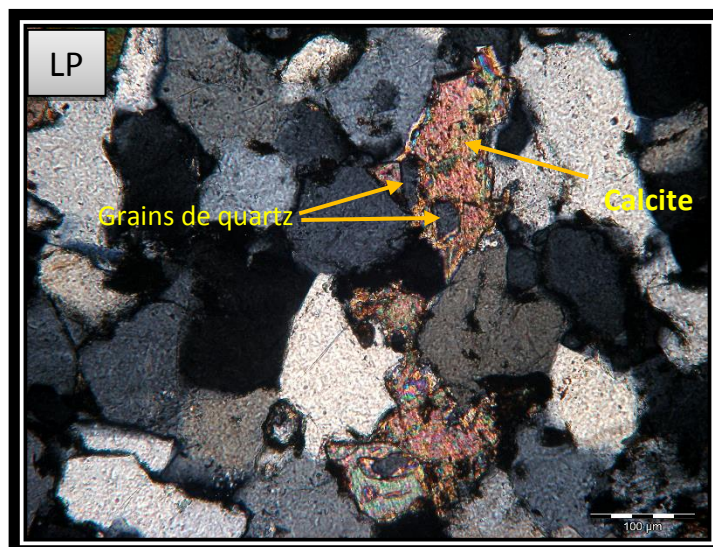


Fig.III.14 : photo en lumière polarisée analysée mettant en évidence la calcite remplaçant les grains de quartz dans le puits MLSW-1 à la côte 4105,5m.

❖ **La dolomie** : La formation de la dolomie ($Mg CO_3$) nécessite une circulation de solution interstitielle magnésienne et/ou ferrugineuse. Elle se présente généralement dans les lames minces étudiées sous forme de plage dans les pores intergranulaire.

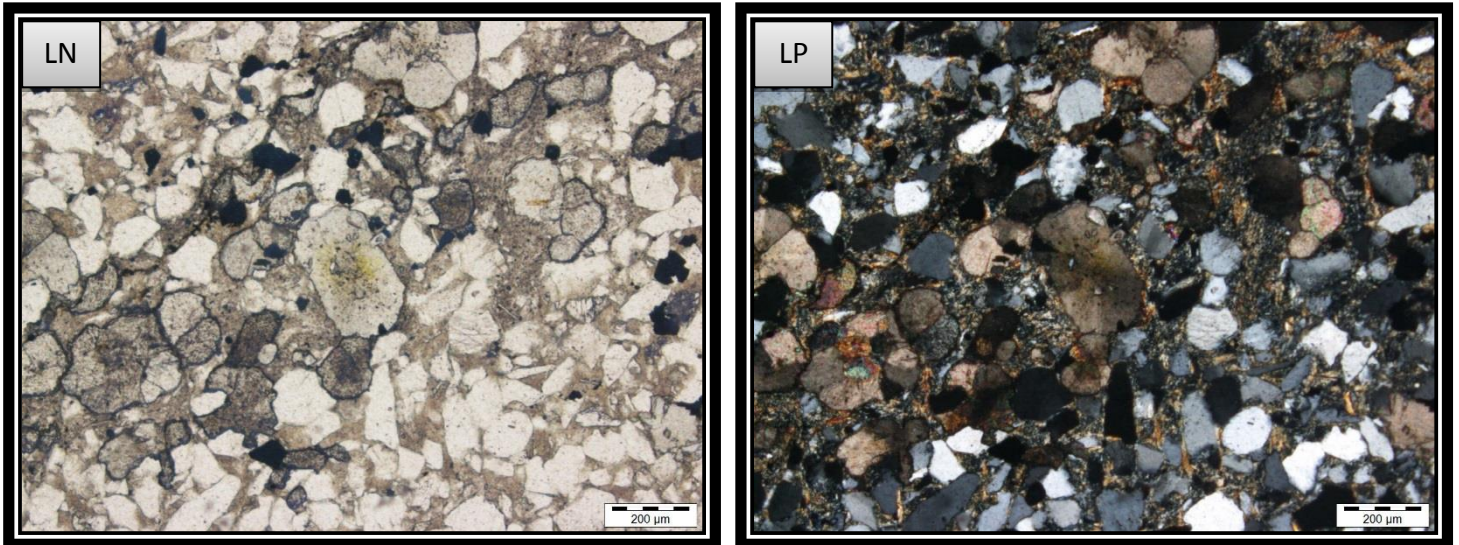


Fig.III.15 : photo en lumière naturelle et polarisée analysée mettant en évidence la dolomie dans le puits AHMSW-2 à la côte 4152,60m.

III.3. La dissolution

La dissolution est un phénomène tardif, généralement postérieur à la cimentation. Ce phénomène de dissolution est lié à la circulation d'eau acide riche en CO_2 . Ce dernier peut provenir de la libération des acides carboniques ou organiques produits lors de la maturation de la matière organique en relation avec l'augmentation de la température lors de l'enfouissement des sédiments. Elle est très importante car elle crée une porosité de dissolution qu'on appelle la porosité secondaire qui joue un rôle important dans l'amélioration du potentiel réservoir d'une roche (**Burley et Worden, 2003**).

Dans les puits étudiés, ce phénomène est très répandu. Il affecte essentiellement les grains de quartz et libère une porosité à aspect en golfe de dissolution ou de grains dissous à l'intérieur des pores. Il affecte aussi la chlorite, le ciment siliceux et presque jamais les carbonates. L'analyse des lames imprégnées en bleu de méthylène montre bien son importance.

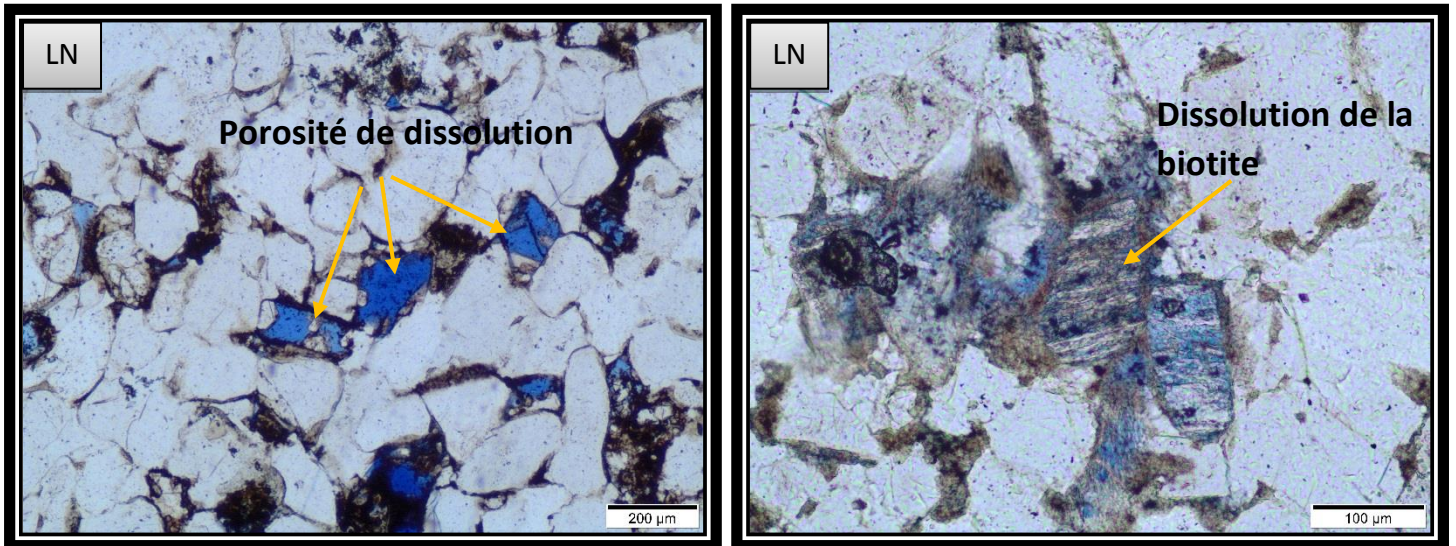


Fig.III.16 : photos mettant en évidence le phénomène de dissolution dans les grains de quartz à gauche et la biotite à droite au niveau du puits LEW-1 à la côte 4161,5m et 4171m respectivement.

III.4. L'altération des micas et des feldspaths

Ce phénomène est marqué par la présence des feuillets de muscovite en voie d'illitisation, ainsi que la transformation de la biotite en chlorite. Quant aux feldspaths les observations en lames minces ont révélé la transformation de ceux-ci en kaolinite.

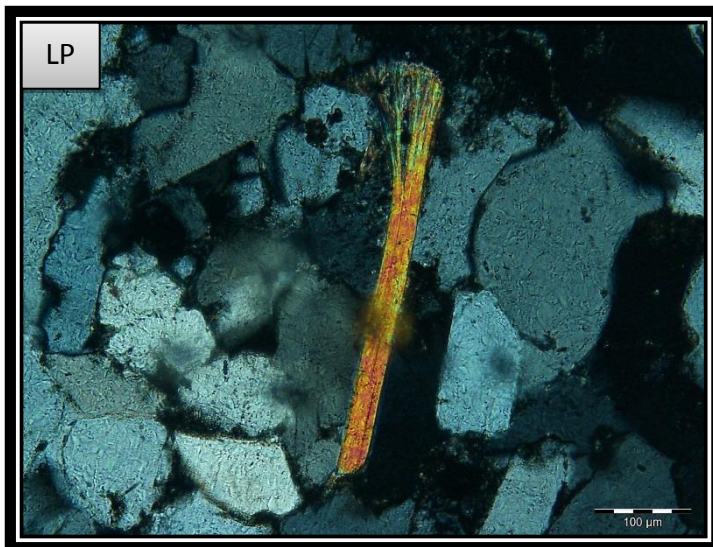


Fig.III.17 : photo en lumière polarisée montrant le phénomène d'illitisation de la muscovite au puits MLSW-1 à la côte 4096,30m.

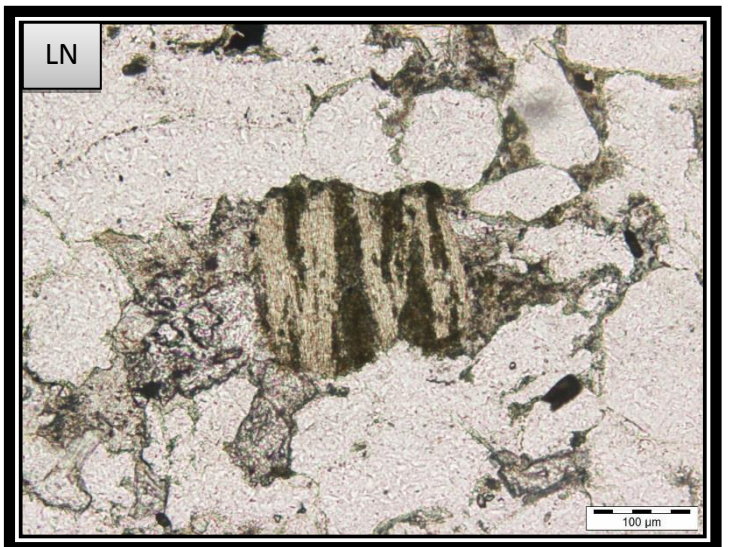


Fig.III.18 : photo en lumière naturelle mettant en évidence une biotite en plein altération en chlorite à 4157,40m de profondeur au puits AHMSW-2.

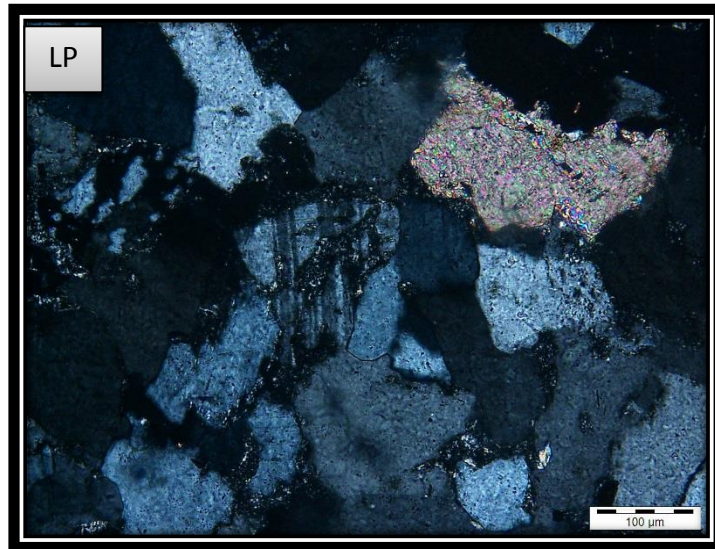


Fig.III.19 : photo en lumière polarisée montrant un feldspath en plein altération en kaolinite à 4147,30m au puits MLE-1.

III.5. Développement de la pyrite et des oxydes de fer

La pyrite est souvent considérée comme ciment accessoire mais peut se développer dans les réseaux poreux intergranulaires et secondaires. La pyrite de la diagenèse d'enfouissement serait le ciment le plus tardif à se former en présence des hydrocarbures et des sulfures, qui peuvent créer un milieu réducteur favorable à son développement

Les oxydes de fer dont la présence est aussi accessoire sont généralement liés à l'abondance de la chlorite ferrière, et sont associés aux plages de sidérite. Dans notre étude on rencontre ce phénomène dans 2 sondages, MLSW-1 et AHMSW-2.

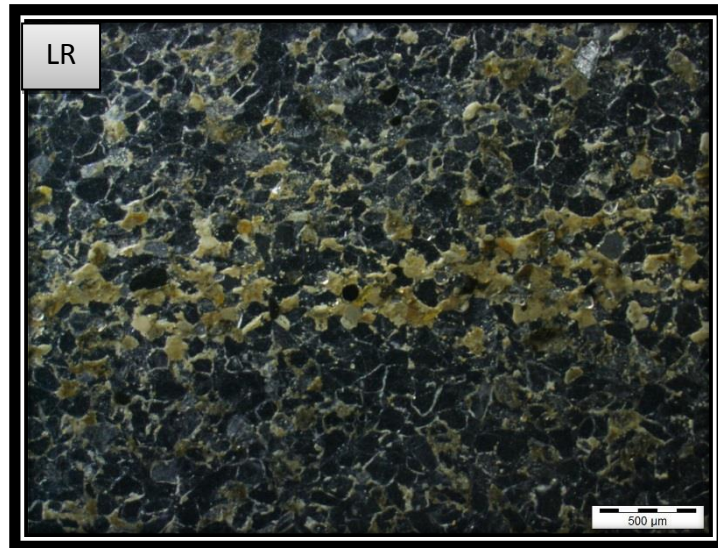


Fig.III.20 : photo montrant le développement de plage d'oxyde de fer en lumière réfléchi dans le puits AHMSW-2 à la côte 4156,60m.

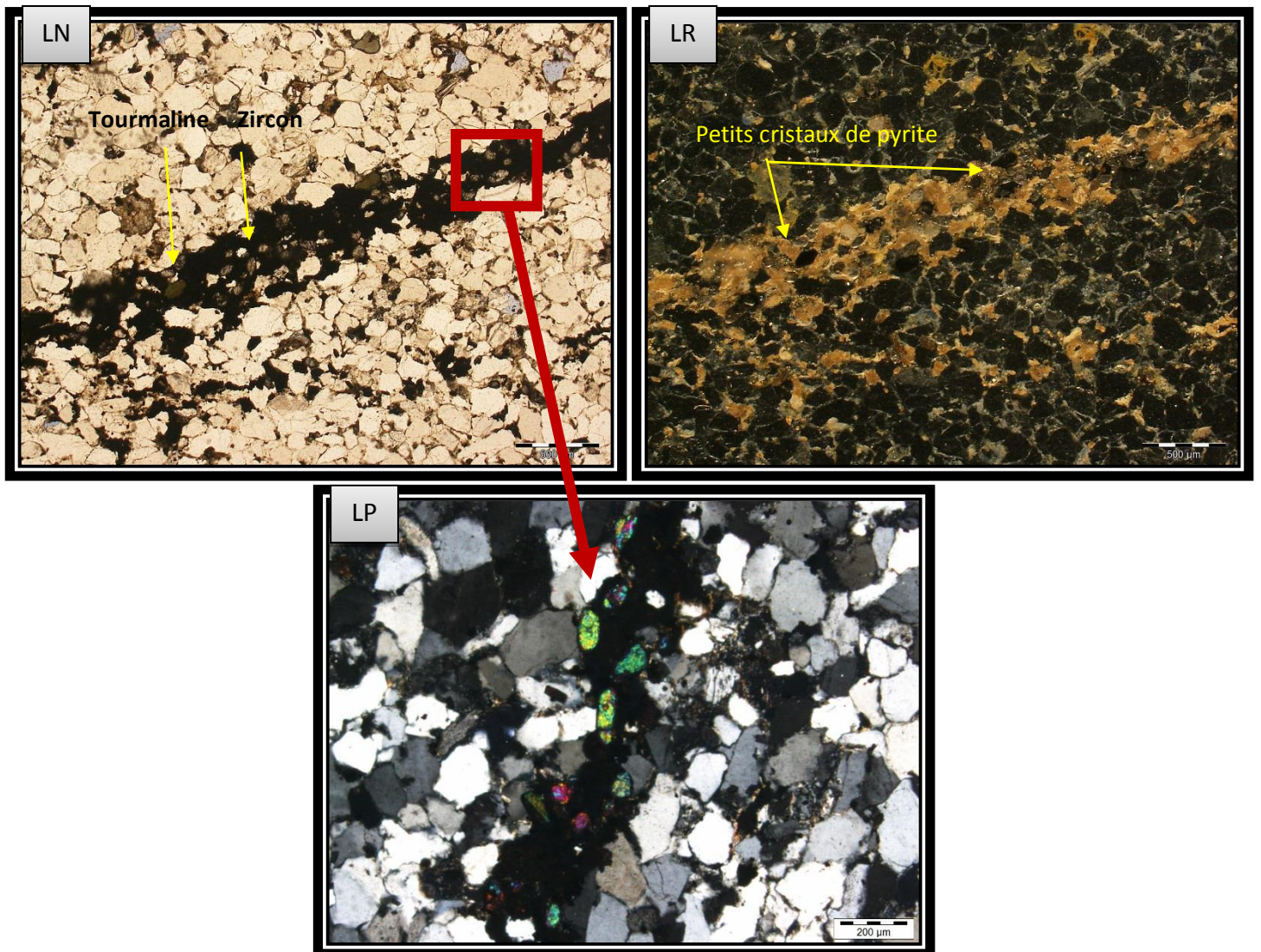


Fig.III.21 : photo en lumière naturelle, polarisée et réfléchi montrant le développement de plage d'oxyde de fer lié à des argiles ferrugineuse contenant de la pyrite et des minéraux lourds dans le puits MLSW-1 à la côte 4095,15m.

III.6. La fissuration

C'est un phénomène diagénétique qui résulte des contraintes engendrées par les grands accidents du socle, hérités de l'orogénèse panafricaine ainsi que des phases tectoniques majeures, qui ont marqué le bassin par des discordances, ainsi que par la réactivation des anciens accidents, notamment lors des phases Taconique, Hercynienne, Autrichienne et Alpine. L'observation des lames minces a révélé l'existence de différents types de fissures.

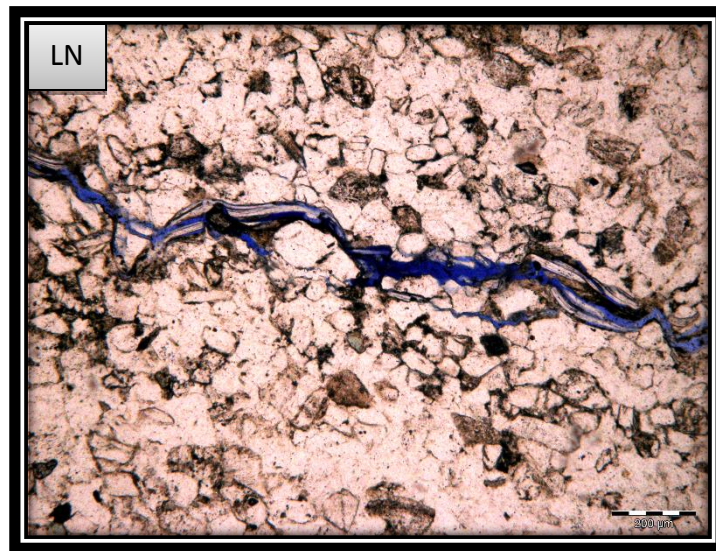


Fig.III.22 : photo en lumière naturelle mettant en évidence une fissure ouverte favorisant la création de la porosité secondaire (porosité de fissuration) dans le puits NAHE-1 à la côte 4223m.

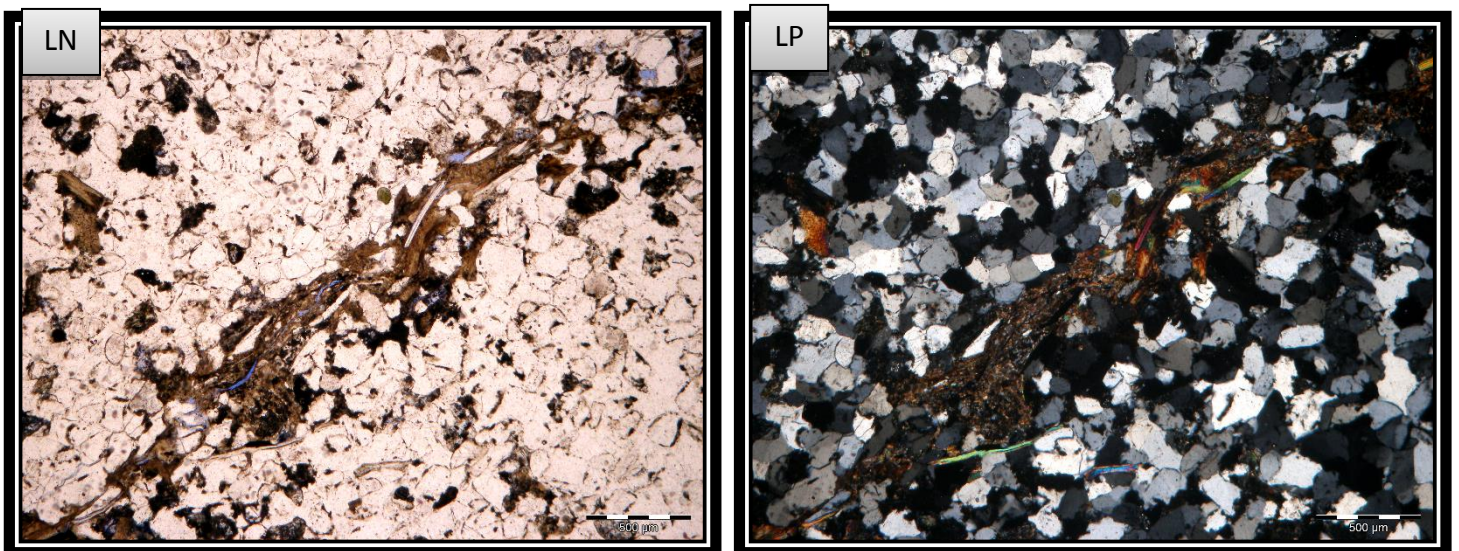


Fig.III.23 : photo en lumière naturelle et polarisée mettant en évidence une fissure colmatée par des argiles associées à des micas blancs dans le puits NAHE-1 à la côte 4318,70m.

III.7. Le remplacement

C'est un mécanisme diagénétique par lequel un nouveau minéral remplace un autre, tout en conservant la forme initial.

Le phénomène de remplacement le plus répandu dans les puits étudiés se manifeste par le remplacement de la calcite par l'anhydrite.

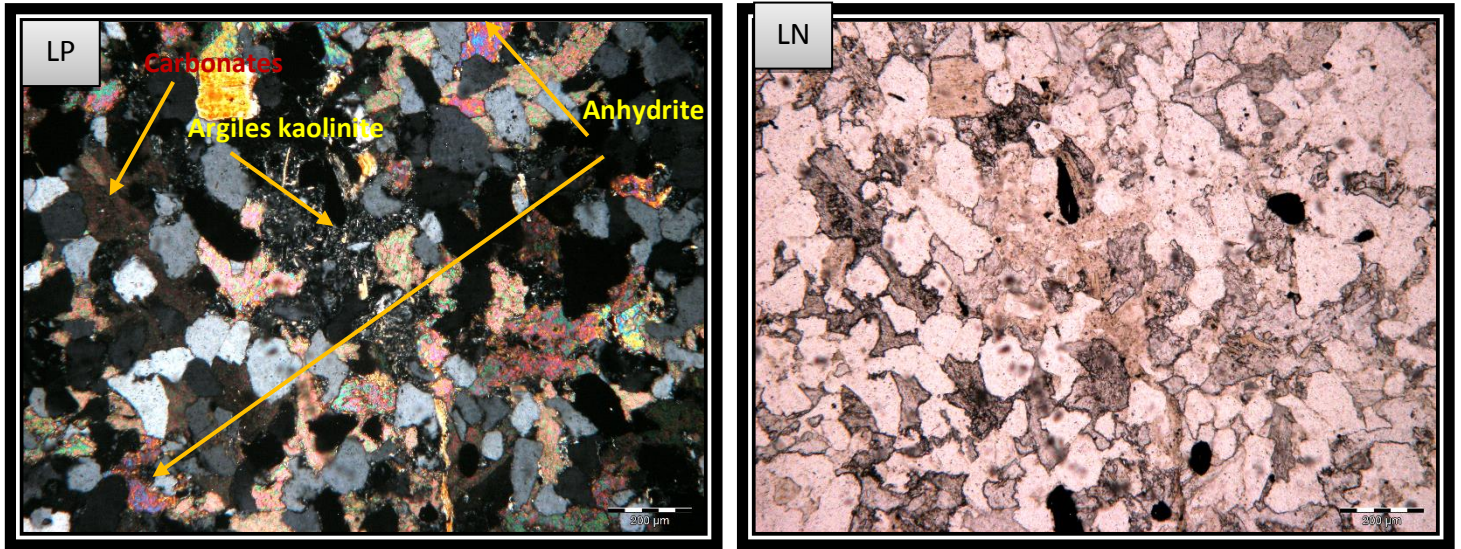


Fig.III.24 : photo en lumière polarisée et naturelle mettant en évidence la coexistence de 3 ciments, le ciment argileux et carbonaté en voie de remplacement par le ciment sulfaté dans le puits MLE-1 côte 4158m.

III.8. La corrosion

C'est le résultat du lessivage des grès par les fluides agressifs qui altèrent les grains détritiques. Ce phénomène a été observé dans plusieurs puits où les grains de quartz sont corrodés par les carbonates.

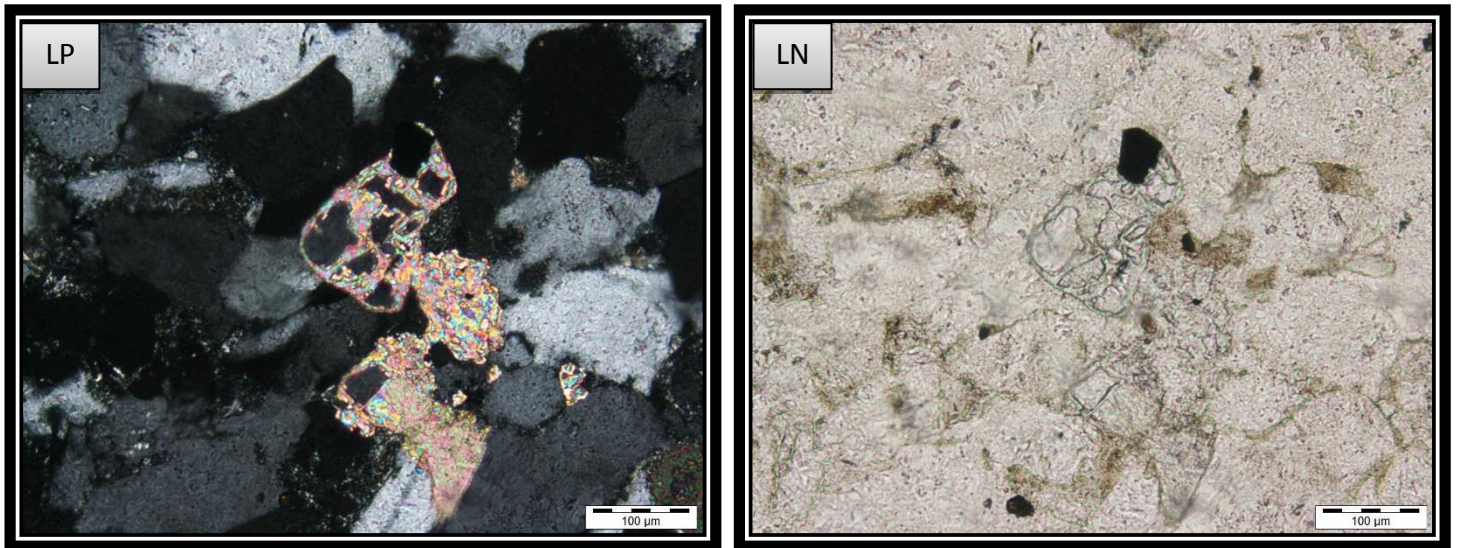


Fig.III.25 : photo en lumière polarisée analysée et naturelle mettant en évidence le phénomène de corrosion par les carbonates dans les grains de quartz à la côte 4147,30m du puits MLE-1.

Age	Stades diagénétiques	Phénomènes physico-chimiques	Phénomènes diagénétiques	Influence sur les réservoirs
Mésozoïque	t e n e m e n t	Arrivée des hydrocarbures ?	Développement de la Pyrite	■
		Milieu réducteur	Développement du ciment chloriteux	■
		Disponibilité du Fe et du Mg	Oxydation	■
		Eaux riches en ions sulfatés	Transformation de la calcite en dolomite et en sidérite	■
		Eaux riches en CaSO4	Précipitation de l'Anhydrite	■
		Eaux riches en CaCO3	Précipitation tardive des carbonates	■
		Milieu acide PH<7	Altération de la muscovite	■
		Phénomène de pression-dissolution	Dissolution partielle de la silice	■
		Eaux riches en CaCO3	Fracturation et fissuration	■
		Pression & Température élevés/ PH>7	Stylolitisation	■
Paléozoïque	P h a s e s d ' e n f o u i s s e m e n t	Hydrolyse	Illitisation des micas	■
		Eau interstitielle riches en SiO2	Précipitation des carbonates	■
		Compaction	Dissolution des éléments détritiques (feldspaths...) et ciments (silice...)	■
		Eau interstitielle riches en SiO2	Développement de la silice intergranulaire	■
		Compaction	Altération des feldspaths potassique en kaolinite	■
		Eau interstitielle riches en SiO2	Altération de la biotite en chlorite	■
		Compaction	Silice secondaire de nourrissage	■
		Eau interstitielle riches en SiO2	Chlorite frangeante	■
		Compaction	Ciment argileux (illite)	■
		Eau interstitielle riches en SiO2	Arrivée de l'apport détritique	■

Impact sur les qualités réservoir : Effets favorables ■ Effets défavorables ou neutre ■

Fig.III.26 : séquence diagénétique du Dévonien inférieur du bassin de Berkine.

IV- Conclusion :

L'observation des lames minces a permis de mettre en évidence la chronologie des phénomènes diagénétiques subis par le sédiment originel.

Avec le dépôt des sédiments et du début de l'enfouissement qui a eu lieu au Dévonien et au début du Carbonifère, les éléments instables sont dissous (feldspaths, fragments lithiques... Etc), la chlorite se développe soit autour des grains de quartz (chlorite frangeante), cette dernière préserve la porosité primaire, soit sous forme d'oolithes. Au début de la compaction la silicification primaire est peu importante (silice intergranulaire) et une partie de la porosité est détruite. En fin les micas se sont altérés et ont contribué à la formation de certaines argiles (illite).

Avec la circulation des eaux riches en SiO_2 , la silice secondaire de nourrissage s'est développée autour des grains de quartz qui détruit ainsi une partie de la porosité. Sous les conditions de température, de pression et de PH plus élevés, un phénomène de dissolution (grains de quartz et ciments) a augmenté les qualités réservoirs par la création d'une porosité secondaire. Dans les mêmes conditions thermodynamiques et en présence d'eau riche en CaCO_3 , les carbonates ont aussi précipité. La transformation des carbonates en dolomite s'est aussi produite avec l'augmentation du rapport Mg/Ca. Ce processus de compaction est également responsable de la création de nombreuses micro-stylolites.

Après la surrection hercynienne à la fin du Carbonifère qui donne naissance à un milieu oxydant, la calcite a été transformée en sidérite et un ciment chloriteux s'est développé.

Enfin, avec l'arrivée des hydrocarbures qui engendre un milieu réducteur, la pyrite s'est formée.

Chapitre IV :
Influence du revêtement
chloriteux sur le réservoir

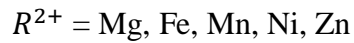
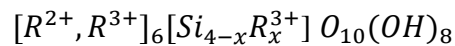
I- Introduction

Les ciments chloriteux sont les ciments argileux les plus observés dans les gisements de grès du Dévonien inférieur du bassin de Berkine et présentent de nombreux types d'occurrences. Le ciment chlorite à enrobage de grain est défini comme un « grain-coating ». L'étude de l'origine des revêtements en chlorite et du mécanisme de préservation des pores attire les spécialistes en Chine et dans d'autres pays en raison de la relation étroite existant entre les revêtements en chlorite et la préservation des pores primaires dans les réservoirs gréseux. Les études d'**Ehrenberg (1993)** sur la sédimentologie et les caractéristiques lithologiques des grès du plateau continental du Jurassique en Norvège indiquent que la formation de revêtement chloriteux est contrôlée par l'environnement de dépôt. Les revêtements de chlorite ont été principalement formés dans un environnement deltaïque à forte énergie. En outre, plusieurs autres conditions, telles que des sources adéquates d'ions ferreux, une teneur élevée en grains rigides et l'absence de ciment calcitique, ont eu une grande influence sur la formation de revêtements de chlorite. **Baker et al (2000)** ont suggéré que les revêtements de chlorite, formés au début du stade diagénétique (éogène), étaient un bon signe d'un environnement d'eau douce continental et d'un environnement deltaïque d'eau de mer. **Pittman et al. (1992)** ont étudié les réservoirs de grès du Crétacé supérieur en Louisiane et ont montré que la formation de revêtements de chlorite riche en fer était contrôlée par les conditions de provenance. L'étude de **Lynch (1996)** sur les grès de Fresnian a montré que des revêtements de chlorite se formaient au stade de la génération et que leur croissance se poursuivait tout au long de l'histoire de l'enfouissement du grès. L'étude de **Zeng (1996)** a suggéré que l'origine des revêtements de chlorite était étroitement liée à l'altération des sédiments provenant de terrains volcaniques. **Huang et al. (2004)** ont indiqué que l'environnement du delta du lac salin contribuait à la formation de revêtements de chlorite.

L'étude pétrographique des lames minces a permis de mettre en évidence une phase diagénétique principale représentée par le revêtement chloriteux antérieure à des phases majeures de compaction et de silicification secondaire.

II- Structure cristalline de la chlorite

Le chlorite est un aluminosilicate hydraté en couches de structure de type 2:1. Il a une structure tétraédrique-octaédrique-tétraédrique à trois couches. La structure de type 2:1 du minéral chlorite est composée d'un motif structural de base de 14 Å stable à haute température car l'intercalaire est rempli d'octaèdres chargés positivement, ce qui diffère des autres minéraux de type 2:1 (**Fig.IV.1**). La composition chimique de la chlorite est très complexe en raison de la substitution isomorphe étendue. La formule générale de la chlorite est la suivante (**Liu et al, 1998**) :



$$x = 1 \text{ à } 3$$

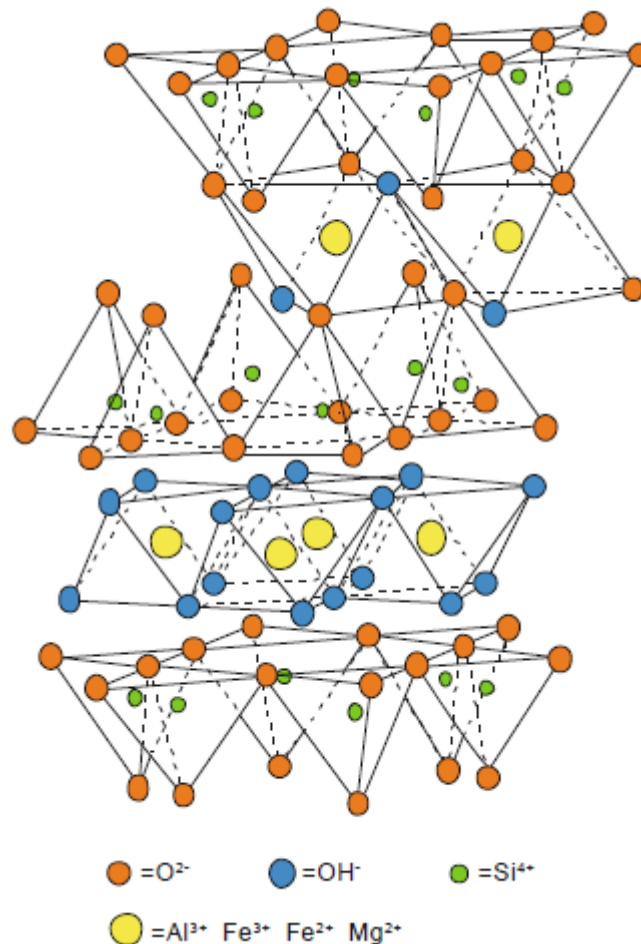


Fig.IV.1 : Structure cristalline de la chlorite (Grim et al, 1960)

III- Origines du revêtement chloriteux

Les hypothèses sur l'origine de ces chlorites sont variées : libération d'éléments au cours de la dissolution de matériel volcanique (**Hussain et al., 1990 ; Morad, 1990 ; Moraes étal., 1992 ; Pittman et al. , 1992 ; Ruiz Cruz, 1994; Lynch, 1996**), recristallisation d'un minéral argileux précurseur (berthiérine, corrensite, smectite...) (**Dunoyer de Segonzac, 1970 ; Hillier& Velde, 1992 ; Ehrenberg, 1993**), précipitation directe à partir de fluides interstitiels entraînant la formation de chlorite (**Van der Lingen, 1987**). Cependant aucun critère absolu ne permet de déterminer facilement l'origine de ces chlorites. De plus, les conditions de précipitation de la chlorite n'ont pas été souvent déterminées.

La plupart des chercheurs considèrent que la formation du revêtement chloriteux est synsédimentaire et est dû à la recristallisation d'argile riche en fer. **Ehrenberg (1993)** a suggéré que les ions de fer en solution dans le front du delta peuvent résulter dans des couches d'argiles riches en fer. D'après **Odin (1990)** les argiles métastables riche en fer sont formés grâce à l'interaction synsédimentaire entre l'eau de mer et les sédiments terrigènes. Les argiles riches en ions ferrugineux peuvent se transformer en revêtement chloriteux durant la phase précoce de diagenèse (éogénèse). **Grigsby (2001)** a considéré que les films d'argiles orientés radialement autour des surfaces des grains détritiques pourraient se dissoudre et se recristalliser et ceci avec l'augmentation de la pression et de la température dans la formation.

Billault et al (2003) ont suggéré que la formation et la croissance de revêtements de chlorite se produisaient en trois étapes :

- 1) Dépôt de films d'argile autour des surfaces en grains détritiques.
- 2) Transformation des pellicules d'argile en des revêtements de chlorite à la surface des grains détritiques.
- 3) La croissance continue du ciment de chlorite après la formation de revêtements de chlorite.

À l'heure actuelle, il n'existe pas d'interprétation définitive du mécanisme de croissance des revêtements en chlorite. L'étude de **Jahren (1991)** a montré que les cristaux de chlorite dans les pores de grès étaient chimiquement zonés. La forme, la taille, le rapport Si / Al et les caractéristiques isotopiques des cristaux de chlorite variaient des bords du grain au centre des pores. **Jahren** a suggéré que la dissolution et la recristallisation des cristaux de chlorite se produiraient avec une augmentation de la température d'enfouissement en raison de

l'instabilité des cristaux de chlorite formés à basse température. Cela pourrait être un facteur important dans la formation de zonation chimique des cristaux de chlorite. Il y a beaucoup de rapports liés sur les revêtements de chlorite préservant les pores des réservoirs de grès dans la littérature chinoise (**Zhu et al, 2004; Wang et al, 2007; Li et al, 2004; 2007; Zhou et al, 2004; Wang et al, 2005a; 2005b; 2005c; Zhao et Guo, 2006; Guo et al, 2007**), mais les rapports sur l'origine des revêtements de chlorite sont rares.

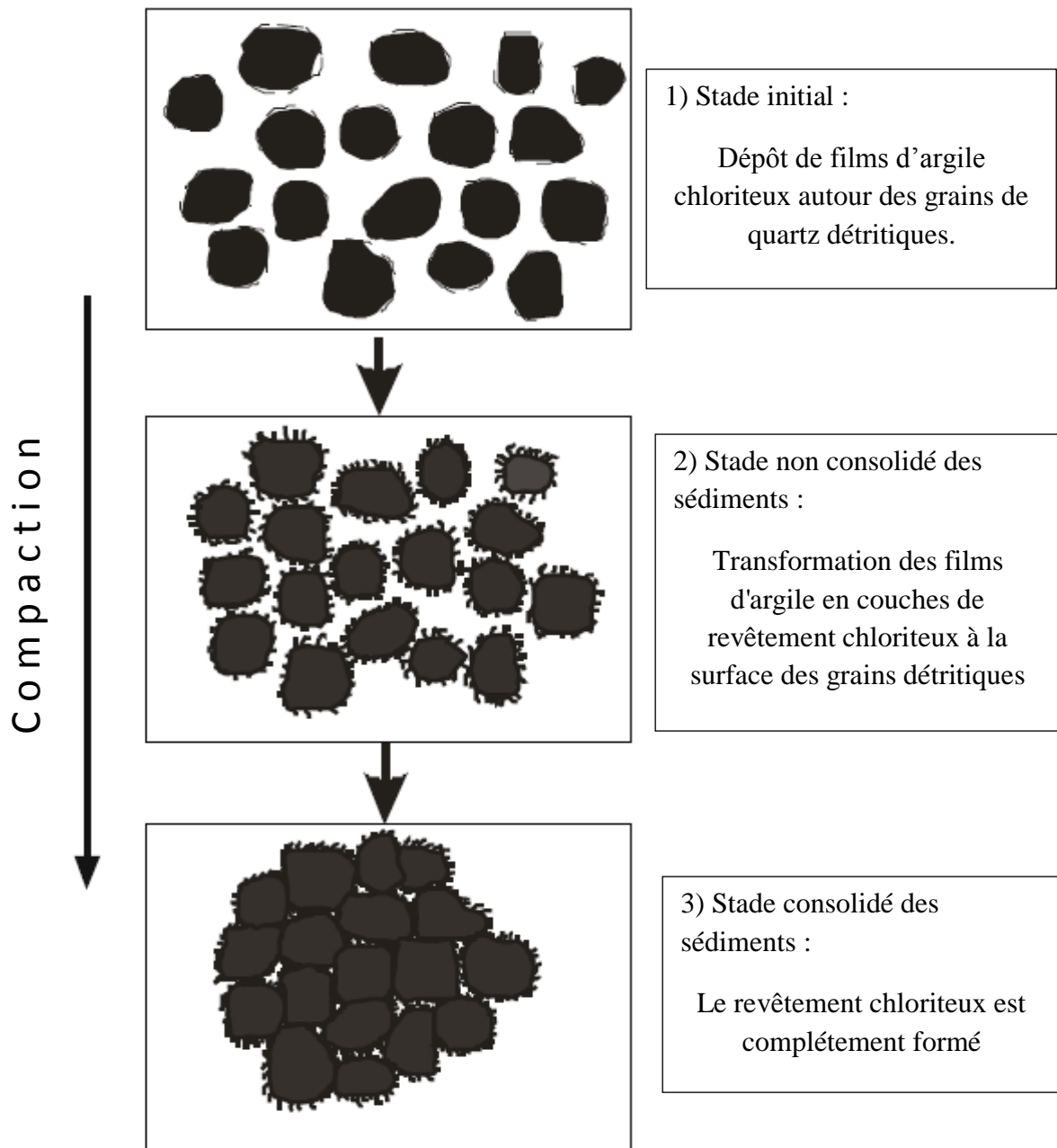


Fig.IV.2 : processus de formation du revêtement chloriteux (Billault et al, 2003).

IV- Présence du ciment chloriteux

La présence de ciment chloriteux dans les grès de notre étude exhibe deux types pétrographiques différents: les revêtements de grains et le remplissage des pores. Le premier est le plus important. Les caractéristiques sont les suivantes:

1) Le revêtement chloriteux des grains de quartz « grain-coating » dans notre étude n'est présent que dans deux puits seulement, le puits LEW-1 à une profondeur supérieure à 4351m et dans le puits NAHE-1 où la chlorite fait son apparition à deux reprises, à 4325m et ensuite à 4330,5m de profondeur. Comme le montre (Fig.IV.3) et (Fig.IV.4), la morphologie des revêtements de chlorite formés à différents endroits dans le grain est très différente.

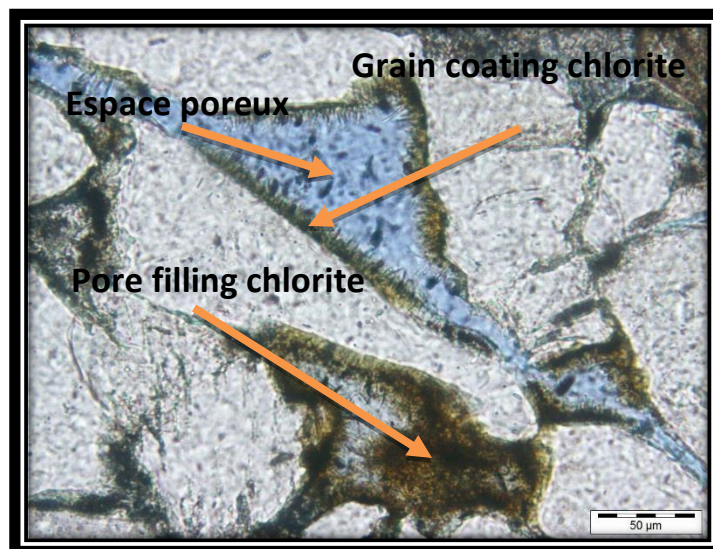


Fig.IV.3 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le revêtement chloriteux dans le puits NAHE-1 à la côte 4330,50m.

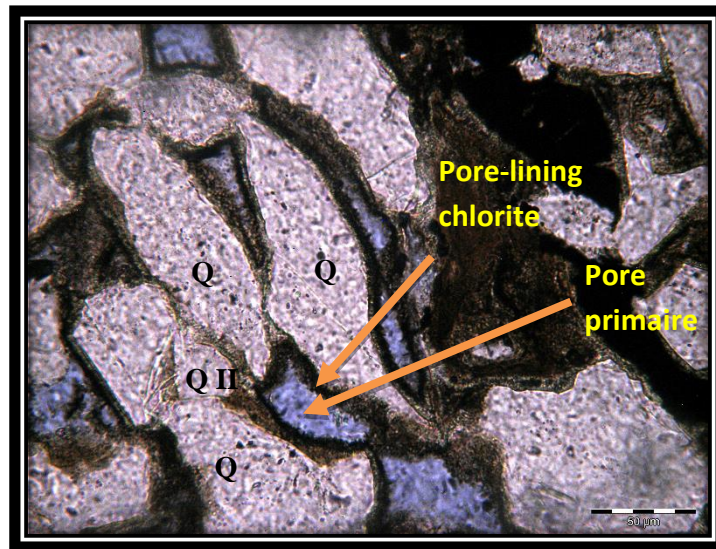


Fig.IV.4 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le revêtement chloriteux du puits LEW-1 côte 4351m.

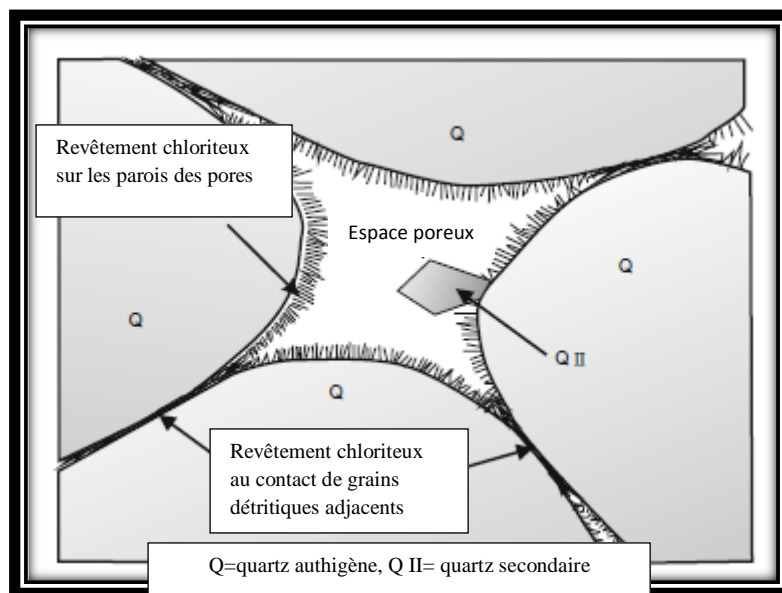


Fig.IV.5 : morphologie du revêtement chloriteux (Billault et al, 2003)

2) Le remplissage des pores « pore-filling » par la chlorite est très courant dans les grès du Dévonien inférieur du bassin de berkine. Le ciment de chlorite remplit les pores des grès et présente des motifs foliacés ou en rosettes (**Fig.IV.7.d**). La chlorite en rosette est remplie séparément dans les pores (**Fig.IV.7.e**). Contrairement au premier type, celui-ci est très néfaste pour le réservoir.

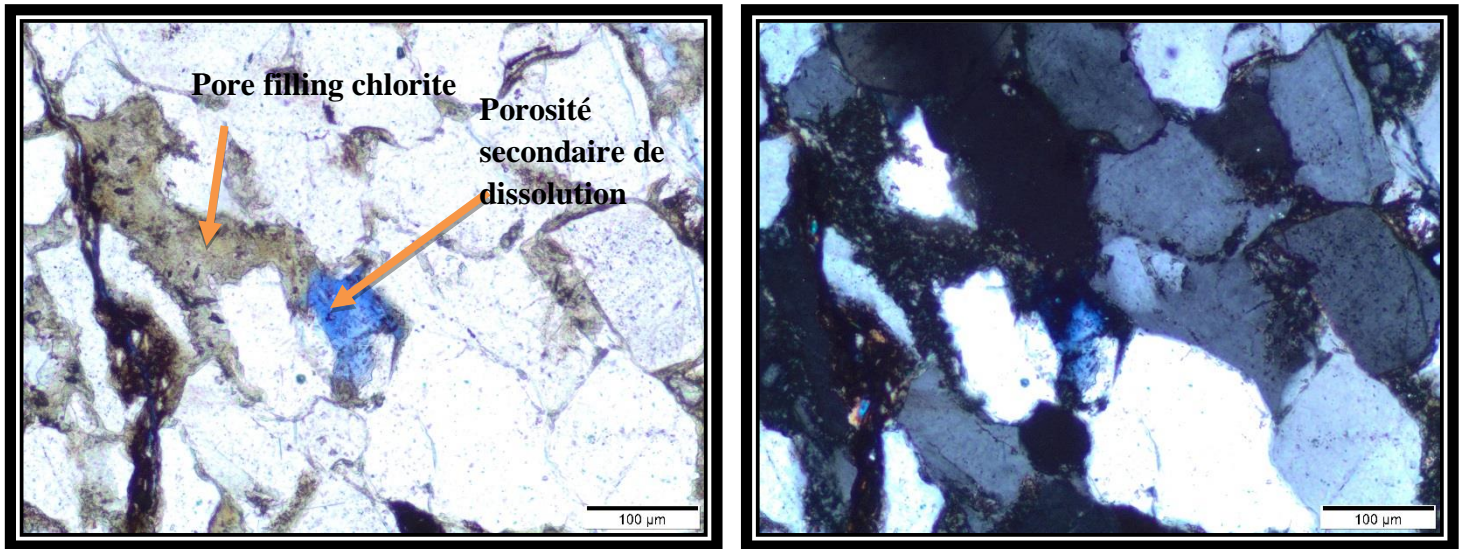
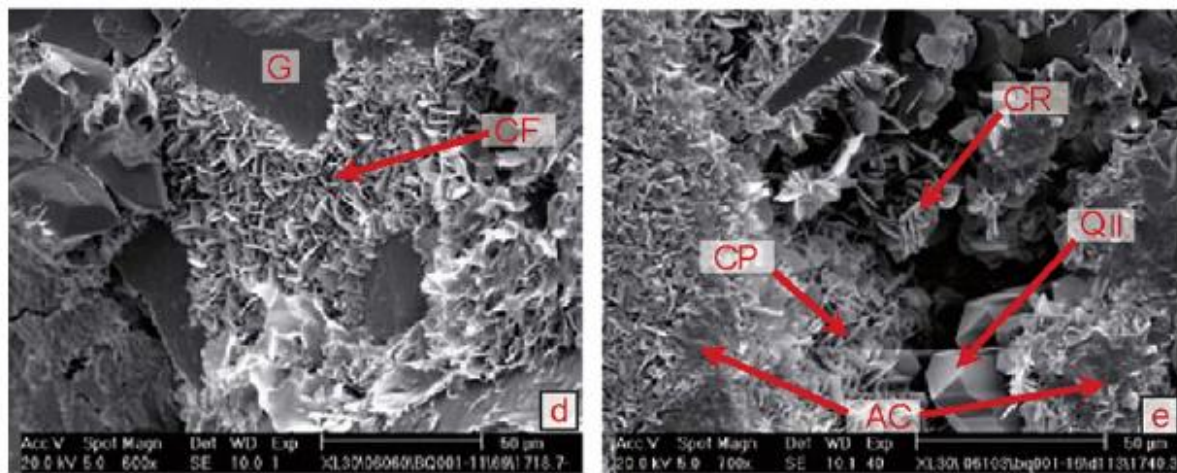


Fig.IV.6 : photo en lumière naturelle et polarisée montrant un remplissage de pore par la chlorite et une porosité de dissolution au puits LEW-1 côte 4356,3m.



CF : Chlorite en remplissage de pores ; CP : Revêtement chloriteux sur les parois des pores ; AC : Argile authigène ; CR : Chlorite rosette ; QII : Quartz secondaire ; G : Grain de quartz détritique

Fig.IV.7 : images MEB mettant en évidence différents types de remplissage de pores par la chlorite (Peng, 2009)

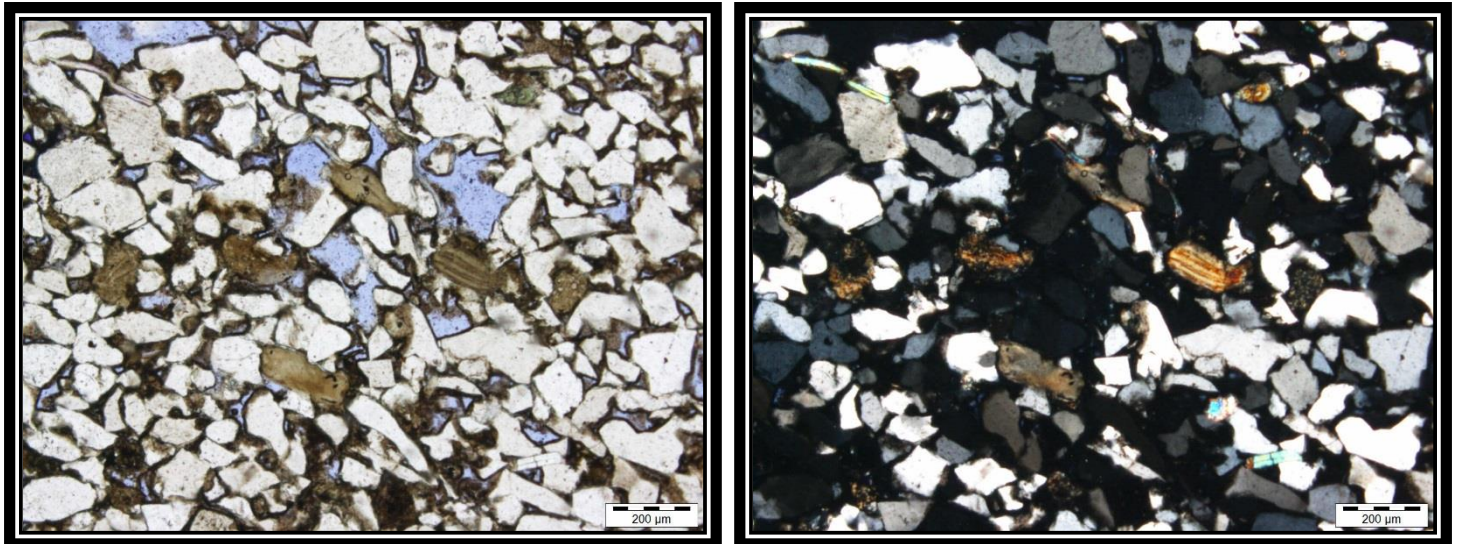


Fig.IV.8 : photo en lumière naturelle et lumière polarisée analysée montrant l'hydrolyse de la biotite mis en évidence par la dissipation complète du pléochroïsme et le changement des teintes de biréfringence. Puits LEW-1 côte 4351m.

Les rosettes de chlorite sont isolées et apparaissent tardivement dans l'histoire de la diagenèse (Téleogénèse), alors que les chlorites pour le revêtement des grains et le remplissage des pores sont précoces (Eogénèse), antérieures au développement de la porosité secondaire et à la précipitation de surcroissance de quartz et de calcite pauvre en fer. Les chlorites à enrobage de grains et à remplissage de pores, qui sont interstratifiées sont riches en fer avec un rapport $Fe / (Fe + Mg)$ moyen de **0,68**. La chlorite de revêtement des grains et de remplissage des pores a commencé à précipiter entre 20 ° C et 40 ° C dans un enfouissement supérieur à 1800m.

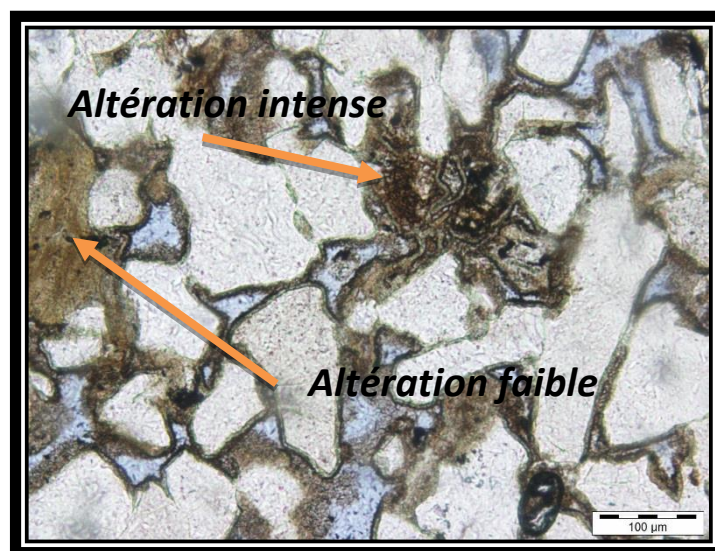


Fig.IV.9 : photo en lumière naturelle mettant en évidence le remplissage des pores par la chlorite dans le Puits LEW-1 côte 4351 m.

V- Facteurs contrôlant la formation du revêtement chloriteux

La formation de revêtements de chlorite est contrôlée par l'environnement de dépôt, l'origine de provenance des sédiments et l'environnement diagenétique (**Guojun et al_2009**).

V.1- Le milieu de dépôt

Le développement de revêtements de chlorite est évidemment contrôlé par l'environnement de dépôt. Ils sont principalement développés dans les sédiments du front delta des chenaux de distribution et des chenaux subaquatiques. En raison des fortes conditions hydrodynamiques, de la forte teneur en grains détritiques rigides grossiers et de la faible teneur en débris clastiques dans ces régions, une grande quantité de pores primaires dans les sédiments a été préservée au début de la diagenèse, ce qui a laissé place à une large croissance des revêtements de chlorite (**Huang et al, 2004; Zhou et al, 2004; Wang et al, 2005c**). De plus, les ions ferreux dissous dans le fleuve pourraient former des minéraux argileux dans l'environnement du delta en raison de l'augmentation des électrolytes dans l'eau du lac et des conditions faiblement alcalines et réductrices faibles, qui ont fourni des ions ferreux abondants pour la formation de couches de chlorite (**Billault et al, 2003**). **Grigsby (2001)** a proposé que les cycles du niveau de l'eau contrôlent également la distribution verticale des revêtements de chlorite. Au cours de la progradation du delta, une grande quantité de matériaux détritiques a été déchargée et déposée dans la zone du delta en raison de la forte action fluviale et de la faible action du courant côtier. Au cours de la rétrogradation dans le delta, les forts courants côtiers et l'action des marées ont entraîné une large dispersion des sédiments, réduisant ainsi la taille du delta.

V.2- L'origine des sédiments

La formation de revêtements de chlorite nécessite beaucoup d'ions ferreux, tandis que l'altération de sédiments d'origine volcanique peut produire une grande quantité d'ions ferreux (**Zeng, 1996; Zhou et al, 2004; Tian et al, 2008; Li et al, 2006**). Une grande partie de la diagenèse, telle que l'altération des volcano-clastic et de l'hydrolyse de la biotite, a généralement lieu dans des roches réservoirs (**Fig.IV.8**). L'hydrolyse de la biotite peut produire un grand nombre de métaux ferreux (**Tian et al, 2008; Li et al, 2006**). L'analyse statistique des données de lames minces dans notre étude a indiqué que les pourcentages en biotite étaient relativement élevés dans les puits où se développent des revêtements de chlorite ainsi que la présence de la sidérite (indice d'abondance de fer).

V.3- Environnement diagénétique

Les revêtements de chlorite se forment pendant la diagenèse. Par conséquent, la température diagénétique, les caractéristiques lithologiques et le milieu de l'eau interstitielle ont un impact important sur la formation de revêtements de chlorite.

a) Température diagénétique: la formation de revêtements de chlorite nécessite des conditions de température appropriées. L'étude de **Grigsby (2001)** a montré que la température de début de croissance des chlorites dans les grès était d'environ 20 à 40 ° C par diffraction des rayons X et analyse des isotopes stables. Les résultats indiquent que des revêtements de chlorite se sont formés au stade précoce de la diagenèse. La température diagénétique dans cette étape se situe entre la température normale et 65 ° C selon le stade diagénétique du sédiment clastique classifié par **Ying (2003)**.

b) Caractéristiques lithologiques: la formation de revêtements de chlorite nécessite un espace de plus en plus grand. Les sables fins avec une grande quantité de matrice ont perdu de l'espace poreux en raison de la compaction, de sorte qu'ils sont défavorables à la croissance du revêtement chloriteux. De plus, le ciment calcitique précoce formé avant les revêtements de chlorite, mais aussi la présence de grandes quantités de ciment calcitique bloqueraient les pores des grès et occuperaient l'espace de croissance requis pour les revêtements de chlorite. L'analyse des données de lames minces a montré que les grès recouverts de chlorite sont principalement des subarkose ou sublitharenite à grain fin, et que leur teneur en ciment calcitique et débris de roche est relativement faible voir inexistante.

c) L'eau interstitielle : la formation de revêtements de chlorite nécessite des conditions alcalines et réductrices faibles (**Tian et al, 2008; Du et al, 2006**). Les valeurs de pH dans l'eau du front delta pourraient satisfaire ce genre de situation (**Tian et al, 2008**). De plus, l'eau interstitielle reflète l'environnement sédimentaire du processus diagénétique, qui était favorable à la formation de revêtements de chlorite.

VI- Impact du revêtement chloriteux sur le réservoir

Dans de nombreuses formations pétrolières ayant subi un enfouissement important, la présence de chlorite authigène, en tapissage des grains détritiques, assure une préservation de la porosité tout en affectant la perméabilité. Ces chlorites génèrent de très faibles résistivités

(environ 20 Ohms) ; l'évaluation de la saturation en hydrocarbures de ces formations est, de ce fait, problématique.

Le revêtement chloriteux est très bénéfique pour le réservoir du fait qu'il permet de protéger les grains de quartz contre l'apport continu de silice et ainsi empêche la surcroissance du quartz et préserve la porosité primaire. Trois causes ont été proposées pour expliquer l'absence ou la rareté de surcroissance de quartz dans les grès recouverts de chlorite:

- 1) La surcroissance du quartz ne s'est pas produite car la pression-dissolution a été diminuée par le revêtement (**Pittman et al, 1992**).
- 2) les revêtements de chlorite à la surface des grains détritiques ont considérablement inhibé la croissance des cristaux de quartz secondaires (**Billault et al, 2003**);
- 3) les surfaces des grains de quartz détritiques ont été isolées de l'eau interstitielle riche en SiO₂ et la nucléation des grains de quartz n'était donc pas possible. (**Ehrenberg, 1993; Pittman et al, 1992; Huang et al, 2004; Bloch et al, 2002; Berger et al, 2009; Pe -Piper et Weir-Murphy, 2008**).

L'étude pétrographique des lames minces a montré que les surcroissances de quartz étaient rarement trouvées sur les grains entourés de chlorite où le contact entre ces derniers était flottant ou ponctuel. (**Fig.IV.3**)

Mais si les revêtements de chlorite entourant les grains de quartz étaient discontinus, ou peu épais voir fin, le quartz secondaire se précipiterait et formerait éventuellement une surcroissance du quartz à l'endroit où les surfaces de quartz détritiques n'étaient pas isolées des fluides interstitiels par un revêtement de chlorite (**Fig.IV.4**). Un grand nombre de pores primaires pourrait donc être préservé par des revêtements de chlorite empêchant la surcroissance du quartz. Cependant, après le développement de la chlorite autour des pores, des ciments authigéniques tels que la kaolinite, les carbonates et la silice intergranulaire peuvent les remplir.

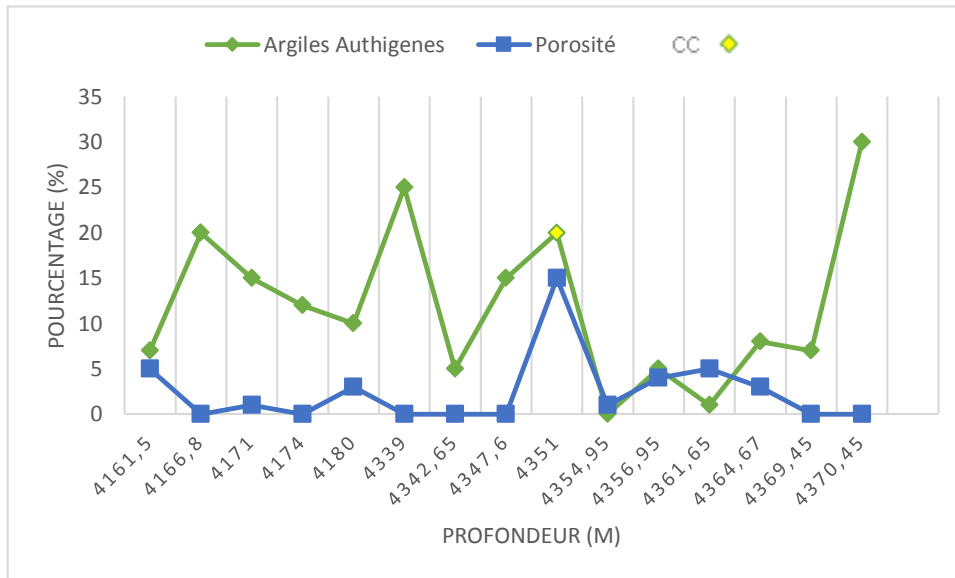


Fig.IV.10 : log pétrographique indiquant la relation entre la porosité et le ciment argileux du puits LEW-1.

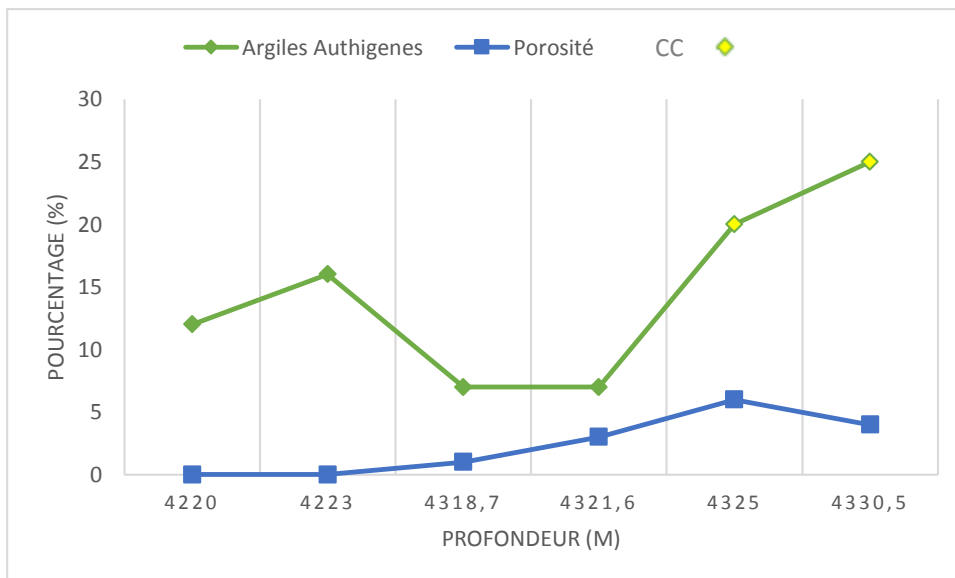


Fig.IV.11 : log pétrographique indiquant la relation entre la porosité et le ciment argileux du puits NAHE-1.

VII- Conclusion

- 1) Dans notre étude le ciment chloriteux est principalement présent en tant que revêtement de grains. Les revêtements de chlorite sur la paroi des espaces poreux s'orientent perpendiculairement aux surfaces des grains, tandis que les revêtements de chlorite au contact entre les grains détritiques adjacents sont disposés avec une orientation tangentielle à la surface des grains détritiques. **(Fig.IV.3)** et **(Fig.IV.4)**
- 2) Des revêtements de chlorite se sont formés au stade éogénétique. Les cristaux de chlorite seraient recristallisés après la formation de revêtements de chlorite et leur formation s'est poursuivie tout au long de la compaction mécanique.
- 3) Des revêtements de chlorite ont été formés par recristallisation de couches d'argile riches en fer pendant la période syndépositionnelle.
- 4) La formation de revêtements de chlorite était contrôlée par l'environnement de dépôt, les conditions de provenance et l'environnement diagénétique.
- 5) Les revêtements de chlorite ont inhibé la surcroissance du quartz en limitant la pression-dissolution, ainsi que la croissance de cristaux de quartz secondaires et la nucléation du quartz à la surface des grains.
- 6) Seul le revêtement chloriteux est responsables de l'inhibition du ciment, et non la chlorite présente dans les oolithes, et la matrice argileuse. De plus, la continuité des revêtements doit être une considération importante. De nombreux exemples sont observés où le ciment au siliceux est bien développé malgré la présence de revêtements de chlorite épais mais discontinus. Les revêtements à base de chlorite devant être considérés comme inhibant plutôt que comme empêchant la cimentation du quartz, on peut s'attendre à ce que la mobilisation croissante de la silice dissoute avec une exposition thermique croissante (température et durée) tendra à contrecarrer l'effet de la chlorite. La chlorite en pore lining peut inhiber la surcroissance du quartz mais ne peut pas empêcher les ciments de remplissage des pores, ce qui suggère que le développement des rebords en chlorite ne peut pas protéger efficacement la porosité et la perméabilité. En revanche, l'enrichissement en chlorite de revêtement des pores est étroitement lié à la qualité du réservoir et à des conditions hydrodynamiques intenses. Une porosité élevée et une perméabilité élevée favorisent le développement de cette chlorite.

Conclusion générale

Conclusion générale

La présence de chlorite diagénétique dans les réservoirs pétroliers, enfouis à de grandes profondeurs, confère aux formations de relativement bonnes qualités réservoir. Pour mieux comprendre le mode de formation des chlorites et de mettre en évidence les facteurs influençant leur formation, les formations gréseuses du bassin de Berkine, ont été étudiées. Pour cela une approche pétrographique a permis de décrire des grès subarkosique à quartzarenite, constitués de quartz, de micas (biotite, muscovite) et accessoirement de minéraux lourds. Ces éléments figurés sont cimentés essentiellement par les ciments siliceux, argileux, puis moins fréquemment par les ciments carbonatés, anhydritique et parfois pyriteux. Le réseau poreux est représenté par une porosité primaire parfaitement préservée par le revêtement chloriteux et une porosité intergranulaire de dissolution.

Notre étude a permis de décrire différents types de chlorite et d'approcher les conditions de formation de celles-ci, des contextes étudiés et de conclure sur les points suivants:

- 1) Les revêtements de chlorite sur la paroi des espaces poreux s'orientent perpendiculairement aux surfaces des grains, tandis que les revêtements de chlorite au contact entre les grains détritiques adjacents sont disposés avec une orientation tangentielle à la surface des grains détritiques.
- 2) Des revêtements de chlorite se sont formés au stade éogénétique. Les cristaux de chlorite seraient recristallisés après la formation de revêtements de chlorite et leur formation s'est poursuivie tout au long de la compaction mécanique.
- 3) Des revêtements de chlorite ont été formés par recristallisation de couches d'argile riches en Fe pendant la période syndépositionnelle.
- 4) La formation de revêtements de chlorite était contrôlée par l'environnement de dépôt, les conditions de provenance et l'environnement diagénétique.

5) Les revêtements de chlorite ont inhibé la surcroissance du quartz en limitant pression-dissolution, la croissance de cristaux de quartz secondaires et la nucléation du quartz à la surface des grains.

6) la présence de chlorite de revêtement, en pourcentage bien défini, dans les pores est étroitement lié à la qualité du réservoir et à des conditions hydrodynamiques intenses. Une porosité élevée et une perméabilité élevée favorisent le développement de cette chlorite qui elle-même protège la porosité primaire.

Références bibliographiques

- Abdellah, H. Mouaïci, R. IFP 1999.
- Baker J C, Havord P J, Martin K R, et al. Diagenesis and petrophysics of the early Permian Moogooloo sandstone, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. AAPG Bulletin. 2000. 84(2): 250-265.
- BEICIP-Sonatrach., (1975). : Étude structurale et cartographique du bassin de Berkine., (rapport interne).
- BEICIP/Sonatrach. (1991). Gisement d'Amassak – Région de Tirarémine, Modèle géologique et structural de l'Ordovicien. Evaluation des réserves.
- Berger A, Gier S and Krois P. Porosity-preserving chlorite cements in shallow-marine volcanoclastic sandstones: Evidence from Cretaceous sandstones of the Sawan gas field, Pakistan. AAPG Bulletin. 2009. 93(5): 595-615.
- BEUF, S., BIJU-DUVAL, B., DE CHARPAL, D., RGNON, R., BENNACEF, A. (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité ; évolution structurale d'un craton – pul. IFP. Coll. Sci et Tech. Du pétrole, N° 18, Technip Ed. Paris.
- Billault V, Beaufort D, Baronnet A, et al. A nanopetrographic and textural study of grain-coating chlorites in sandstone reservoirs. Clay Minerals. 2003. 38(3): 315-328.
- Bloch S, Lander R H and Bonnell L. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability. AAPG Bulletin. 2002. 86(2): 301-328.
- BOUDJEMA, A. (1987). Evolution structurale du bassin pétrolier (Triasique) du Sahara Nord Oriental (Algérie). Thèse de Doctorat. Université de Paris Sud, Paris- centre d'Orsay 251p.
- Burely. S.D et al, Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone, 2003.
- BUSSON, G. (1971a). Le Mésozoïque Saharien, deuxième partie : essai de synthèse des données de sondages Algero-Tunisienne. Centre de recherche sur les zones arides. Série géologie no. 11, Editions de Centre National de la recherche scientifique, 340 pp.
- BUSSON, G. (1971b). Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque Saharien. These, Pierre et Marie Curie, Paris, France. 441p.
- Chaouche .A, genèse et mise en place des hydrocarbures dans les bassins d'erg oriental du Sahara algérien, thèse de doctorat, université Michel de Montaigne, bordeaux 3 en science de la Terre, 1992.
- Cojan Isabelle, Renard Maurice, Sédimentologie édition Dunod, 2006.

- COQUEL R. MASSA D. (1993). A propos d'événements palynologiques du Carbonifère inférieur (Mississippien) d'Afrique du Nord. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2-2 (1993) 145-152.
- CRAIG, J., RIZZI, C., SAID, F., THUSU, B., LÜNING, S., ASBALI, A., KEELEY, M.L., BELL, J.F., DURHAM, M.J., EALES, M.H., BESWETHERICK, S., and HAMBLETT, C. (2006). Structural Styles and Prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic Hydrocarbon Systems of North Africa: Conference proceedings, Geology of East Libya Symposium 2004, Benghazi.
- Djazairi. S, mémoire d'ingénieur, pétrographie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle du dévonien inférieur de la partie nord oriental du bassin de l'Ahnet, USTHB, 2010.
- Document SONATRACH 2000, 2003.
- Document WEC 2005.
- Document WEC 2007 : Houston, TX, États-Unis : Produit par AJ TORRE & Associates, Inc.
- Du Y B, Ji H C and Zhu X M. Research on the diagenetic facies of the upper Triassic Xujiahe Formation in the Western Sichuan Foreland Basin. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*. 2006. 36(3): 358-364.
- Echikh, K in Macgregor, D.s et al. 1998.
- Ehrenberg S N. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: Examples from the Norwegian Continental Shelf. *AAPG Bulletin*. 1993. 77(7): 1260-1286.
- Guo Y Q, Wang Q C, Pang J G, et al. Diagenesis and pore structure characteristic of Chang 2 and Chang 3 Oil-beds in Ansai Oilfield. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*. 2007. 37(3): 443-447.
- Grigsby J D. Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the lower Vicksburg Formation, South Texas. *Journal of Sedimentary Research*. 2001. 71(1): 27-36.
- Grim R E, Droste J B and Bradley W F. A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. *Clays and Clay Minerals*. 1960. 8: 228-236.
- Hayes J.B. (1970) – Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clay and Clay Minerals*, 18, p. 285-306.
- H.Rachid, Juin 1985. : Mise au point des connaissances géologiques sur la région de ghadames et sa bordure Sud.
- Huang S J, Xie L W, Zhang M, et al. Formation mechanism of authigenic chlorite and relation to preservation of porosity in nonmarine Triassic reservoir sandstones, Ordos Basin and

Sichuan Basin China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*. 2004. 31(3): 273-281.

- Hussain M, Madaniel B.K, Forsythe L.M. (1990) – The nature and distribution of clays in the flysch sequences of the marathon basin; an X-ray diffraction and scanning electron microscope (SEM) study. *West Texas Geological Society*, 29, 9, p. 5-9.

- Jahren J S. Evidence of Ostwald ripening related recrystallization of diagenetic chlorites from reservoir rocks offshore Norway. *Clay Minerals*. 1991. 26(2): 169-178.

- J.M.L BERTRAND et R.CABY (1978).

- Li H J, Wu T R, Wu B, et al. Distribution and controlling factors of high quality clastic deeply buried reservoirs in China. *Geological Science and Technology Information*. 2004. 23(4): 76-82.

- Liu L Y, Qu Z H, Sun W, et al. Properties of clay mineral of clastic rock in Shanshan Oil Field, Xinjiang. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*. 1998. 28(5): 443-446.

- Lynch F L. Mineral/water interaction, fluid flow, and Frio sandstone diagenesis: Evidence from the rocks. *AAPG Bulletin*. 1996. 80(4): 486-504.

- Morad S. (1990) – Misa alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway, *Clay and Clay Minerals*, 38, 6, p. 584-590.

- Odin G S. Clay mineral formation at the continent-ocean boundary: the verdine facies. *Clay Minerals*. 1990. 25(4): 477-483.

- Pe- Piper G and Weir-Murphy S. Early diagenesis of inner-shelf phosphorite and iron-silicate minerals, Lower Cretaceous of the Orpheus graben, southeastern Canada: Implications for the origin of chlorite rims. *AAPG Bulletin*. 2008. 92(9): 1153-1168.

- Pittman E D, Larese R E and Heald M T. Clay Coats: Occurrence and Relevance to Preservation of Porosity in Sandstones. *America: SEPM Special Publication*. 1992. 47: 241-255.

- Tian J F, Chen Z L, Fan Y F, et al. The occurrence, growth mechanism and distribution of authigenic chlorite in sandstone. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. 2008. 27(2): 200-205.

- Walker J.R. (1993) – Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clays Minerals*, 41, 2, p. 260-267.

- Wang F R, He S, He Z L, et al. Effect of grain-coating chlorite on reservoir property of Yongjin area in the centre of Junggar Basin. *Journal of Daqing Petroleum Institute*. 2007. 31(2): 24-27.

- Wang Q, Zhuo X Z, Chen G J, et al. Characteristics of diagenetic evolution of Chang 4+5 sandstones (upper Triassic) in Yanchi-Jiyuan Area, Ordos Basin and distribution of high-quality reservoir. *Acta Sedimentologica Sinica*. 2005a. 23(3): 397-405.
- Wang Q, Zhuo X Z, Chen G J, et al. Diagenetic evolution and highquality reservoir in Chang 6 sandstone in the western Ordos Basin. *Acta Petrolei Sinica*. 2005b. 26(5): 17-23.
- Wang X M, Guo Y R, Fu J H, et al. Control factors for forming higher porosity and permeability sandstone reservoirs in the Chang 8 member of Yanchang Formation, Ordos Basin. *Petroleum Exploration and Development*. 2005c. 32(2): 35-38.
- WHITEMAN, A. J. (1971). Cambro-Ordovician rocks of Al Jazair (Algeria). A review. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, V. 55, n° 8, pp. 1295-1335.
- Ying F X. SY/T5477-2003. Diagenetic Stage Division of Clastic Rocks.
- Zeng W. Diagenesis and reservoir distribution of upper Jurassic series in Zhangqiang Hollow. *Journal of Southwest Petroleum Institute*. 1996.18(4): 9-15.
- Zhao Y C and Guo Z H. Characteristics and origins of high-porosity zones in tight gas sand in Daniudi Gas Field, the Ordos Basin. *Natural Gas Industry*. 2006. 26(11): 62-65.
- Zhou D S, Liu G X, Ye J, et al. Study of the mechanisms for preserving anomalously high porosity in deep buried sandstone reservoirs. *Petroleum Geology & Experiment*. 2004. 26(1): 40-46.
- Zhu P, Huang S J, Li D M, et al. Effect and protection of chlorite on clastic reservoir rocks. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*. 2004. 31(2): 153-156.

Annexes

Annexe I

Niveau	Puits	Granulométrie (µm)					Texture					Composants pétrographiques (%)																				Nom De La Roche															
		Profondeur (m)	G,Max	G,Moy	Mode	Classement	Morphoscopie	Contacts				Débris de roches		Silice Secondaire		Minéraux lourds				Micas		Argiles authigènes				Oolithes / Ooïdes		Pyrite		Carbonates				Anydrite		Bitume / Matière organique		Porosité estimée									
							Flottant	Droit / Tangentiel	Ponctuel	Concavo-Convexe	Saturé	Quartz polycristallins	Argileux	%	Quartz détritique	de Nourissage	Intergranulaire	%	Feldspaths	Zircons	Tourmaline	Oxydes de fer	Leucoxène/ Minéraux opaques	%	Muscovite	Biotite	Kaolinite	Illite	chlorite	%	Oolithes / Ooïdes	Pyrite	Dolomite	Calcite	Sidérite	%	Anydrite	Bitume / Matière organique	Fissurale	Primaire	Dissolution	%					
F61	MLSW-1	4084,65	250	120	U	B	Sa/Sr	A	R	F	R	*			1	60	*		5	7			*	*	3	4	1	*	**	*	15		Tr				4		Tr		*	Tr					Grès très fin
		4090	375	175	U	B	Sa/Sr/R	A	R	F	R	*			1	65	*		6	5			*	*	2	3	1	*	***	*	11		Tr			5	Tr	Tr		*	1					Grès fin	
		4090,55	425	225	U	B	Sa/Sr/R	A	R	F	R	*			1	71	*		5	5	*	*	**	**	4	2	1		***	*	8	0				3		Tr		*	Tr						Grès fin
		4095,15	500	250	U	My	Sa/Sr/R	A	R	F	P	*	*		4	62	*		7	5	**	*	***	*	7	Tr	Tr		*	*	8	1			2		1		*	3					Grès moyen		
		4096,30	525	250	U	My	Sa/Sr/R	A	R	F	P	*			1	65	*		8	6	*	*	**	**	3	Tr	Tr	*	**	*	10		Tr			2	Tr	1		*	4					Grès moyen	
		4098,10	500	250	U	B	Sa/Sr/R	A	R	F	P	*			1	65	*		7	5	*	*	**	**	3	Tr	2	*	**	*	9	1			3		1		*	3					Grès moyen		
		4101,35	300	200	U	B	Sa/Sr/R	A	P	F	P	*			1	63	*		7	6	*	*	**	*	3	1	Tr		***	*	13		Tr			5	Tr	Tr		*	1					Grès fin	
		4104,5	350	175	U	B	Sa/Sr/R	A		F	P	*			1	60	*		10	5	*		*	*	2	1	Tr		**	**	15		Tr			5		Tr		*	1					Grès fin	
		4105,5	625	175	U	B	Sr/R	A		F	P	*			1	67	*		15	5	*	*	*	*	2	Tr	Tr		*	**	6		0			3	Tr		*	1						Grès fin	

Légende:

Granulométrie
Silt: Siltstone
Moy: Moyen
Gros: Grossier

Classement
TM: très mal classé
M: mal classé
My: moyennement classé
B: bien classé
TB: très bien classé

Arrondie
Sr: sub-arrondi
R: arrondi
Sa: sub-anguleux
AN: anguleux

Fréquence
A: abondant
F: fréquent
P: présent
R: rare
Tr: traces

Mode
UM: uni-modale
BM: Bi-modale

Résultats des analyses pétrographiques des échantillons du puits MLSW-1

Annexe II

Puits	Granulométrie (µm)		Texture					Composants pétrographiques (%)																		Nom De La Roche														
	Profondeur (m)	G ₁ Max	G ₂ Moy	Mode	Classement	Morphoscopie	Contacts					Débris de roches			Silice Secondaire			Minéraux lourds					Micas		Argiles authigènes			Carbonates			Anydrite		Bitume / Matière organique		Porosité estimée					
							Flotant	Droit / Tangentiel	Ponctuel	Concavo-Convexe	Suturé	Quartz polycristallins	Argileux	%	Quartz détritique	de Nourissage	Intergranulaire	%	Feldspaths	Zircons	Tourmaline	Oxydes de fer	Leucoxène/ Minéraux opaques	%	Muscovite		Biotite	Kaolinite	Illite	chlorite	%	Oolithes / Ooïdes	Pyrite	Dolomite	Calcite	Sidérite	%	Anydrite	Bitume / Matière organique	Fissurale
NAHE-1	4220	375	150	U	My	Sa/Sr	A	P	F	R	*	Tr	73	*	*	3	5	*	*	**	**	3	1	tr	*	**		12		Tr			3		Tr		*	Tr	Grès fin	
	4223	250	125	U	B	Sa/Sr	A	R	F	P	*	Tr	70	*	*	3	3		*	*	*	2	4	Tr	*	**		16		Tr			2		Tr		*	Tr	Grès fin	
	4318,7	500	200	U	B	Sa/Sr	A	R	F	P	*	1	74	*		11	2	*	*	**	**	1	1	2	*	**		7		Tr			0		Tr		*	1	Grès fin	
	4321,6	525	225	U	B	Sa/Sr	A	R	F	P	*	1	72	*		11	2	*	*	**	**	1	2	1	*	**		7		Tr			0		Tr		*	3	Grès fin	
	4325	375	150	U	B	Sa/Sr	R	F	A	R	R	*	0	68			0	1	*		**	*	1	1	3		*	**	20		Tr			0		Tr	**	*	6	Grès fin
	4330,5	375	150	U	B	An/Sa/Sr	F	P	A		*	0	64			0	1			**	*	3	2	1			**	25		Tr			0			**	*	4	Grès fin	

Légende:

Granulométrie

Silt: Siltstone
Moy: Moyen
Gros: Grossier

Classement

TM: très mal classé
M: mal classé
My: moyennement classé
B: bien classé
TB: très bien classé

Arrondie

Sr: sub-arrondi
R: arrondi
Sa: sub-anguleux
AN: anguleux

Fréquence

A: abondant
F: fréquent
P: présent
R: rare
Tr: traces

Mode

UM: uni-modale
BM: Bi-modale

Résultats des analyses pétrographiques des échantillons du puits NAHE-1

Annexe III

Niveau	Puits	Profondeur (m)	Granulométrie (µm)		Texture						Composants pétrographiques (%)																				Nom De La Roche									
			G,Max	G,Moy	Mode	Classement	Morphoscopie	Contacts			Débris de roches	Silice Secondaire		Fe klsphats	Minéraux lourds				Micas		Argiles authigènes			Oolithes / Ooïdes	Pyrite	Carbonates			A nydrite	Bitume / Matière organique		Porosité estimée								
								Flottant	Droit / Tangentiel	Ponctuel		Concavo-Convexe	Saturé		Quartz polyristallins	Anguleux	%	Quartz détritique	de Nourissage	Intergranulaire	%	Zircons	Tourmaline			Oxydes de fer	Leucoux/ opaques	%				Muscovite	Biotite	Kaolinite	Illite	chlorite	%	Dolomite	Calcite	Sidérite
F6-1	LEW-1	4161,5	500	250	U	B	Sa/Sr/R	A	F	P	*	**	6	72	*	5	Tr	**	*	**	*	2	Tr	Tr		**	*	7	0			3		Tr			*	5	Grès moyen	
		4166,8	350	150	U	B	An/Sa/Sr	A	P	F	*		1	66	*	3	3	*	*	**	*	2	2	1	*	**	*	20	0			2		Tr			*	Tr	Grès fin	
		4171	500	200	U	B	Sa/Sr	R	A	P	F	*	*	3	74	*	2	1	*	*	*	*	1	1	Tr		**	*	15	Tr			2		Tr			*	1	Grès fin
		4174	375	200	U	B	Sa/Sr/R	R	A	F	R	*		Tr	69	*	10	2	**	*	**	**	2	2	1		**	*	12	Tr			2		Tr			*	Tr	Grès fin
		4180	425	225	U	B	Sa/Sr/R	A	F	R	*		1	72	*	7	2	*	*	*	*	*	1	1	Tr	*	*	*	10	Tr			3			*	3	Grès fin		
F6-2	LEW-1	4339	350	100	U	My	Sa/Sr	A	R	F	R	*		1	66	*	3	1	*	*	*	2	2	Tr		***	*	25	0			0		Tr				Tr	Grès très fin	
		4342,65	400	200	U	B	An/Sa/Sr	A	F	P	*		3	73	*	15	1	*	*	*	*	1	Tr	2		*	**	5	Tr			Tr	Tr					0	Grès fin compacte	
		4347,6	300	125	U	My	An/Sa/Sr	A	F	P	*		1	71	*	3	1	*	*	**	**	5	1	2		**	*	15	Tr			1		0				0	Grès très fin	
		4351	500	130	U	My	An/Sa/Sr	P	F	A				0	59		0	0		*	*	1	1	3		****	20	Tr			0		1		***	*	15	Grès fin		
		4354,95	625	250	U	B	Sa/Sr/R	A	F	P	*		2	64	*	10	Tr		*	*	1	Tr	3		*	*	Tr	Tr	*	*	8	1	10			*	1	Grès moyen compacte		
		4356,95	625	200	U	B	Sa/Sr	A	R	F	P	*		2	74	*	7	Tr		*	*	2	Tr	3		*	**	5	0			2	0	1			*	4	Grès fin	
		4361,65	550	250	U	My	Sa/Sr/R	A	R	F	P	*		3	75	*	2	Tr		*	*	1	0	2		*	*	1	Tr	*	*	7	1	3			*	5	Grès moyen	
		4364,67	550	250	U	My	Sa/Sr/R	A	R	F	P	*		3	74	*	8	Tr	*	*	*	1	Tr	3		*	*	8	0			0		Tr			*	3	Grès moyen	
4369,45	375	125	U	My	Sa/Sr	A	R	P	R	*		3	79	*	5	Tr		*	*	3	1	2	*	*	*	7	0			0		Tr				Tr	Grès fin			
4370,45	325	100	U	My	An/Sa/Sr	F	P	A			*	1	51		0	Tr		*	**	5	8	5	*	*	*	30	Tr			0		Tr				Tr	Grès très fin micacé			

Légende:

Granulométrie
Silt: Siltstone
Moy: Moyen
Gros: Grossier

Classement
TM: très mal classé
M: mal classé
My: moyennement classé
B: bien classé
TB: très bien classé

Arrondie
Sr: sub-arrondi
R: arrondi
Sa: sub-anguleux
AN: anguleux

Fréquence
A: abondant
F: fréquent
P: présent
R: rare
Tr: traces

Mode
UM: uni-modale
BM: Bi-modale

Résultats des analyses pétrographiques des échantillons du puits LEW-1

Annexe IV

Niveau	Puits	Granulométrie (µm)		Texture				Composants pétrographiques (%)																				Nom De La Roche																
		Profondeur (m)	G,Max	G,Moy	Mode	Classement	Morphoscopie	Contacts				Débris de roches		Silice Secondaire			Minéraux lourds				Micas		Argiles authigènes				Oolithes / Ooïdes		Carbonates				Porosité estimée											
							Flottant	Droit / Tangentiel	Ponctuel	Concavo-Convexe	Suture	Quartz polycristallins	Argileux	%	Quartz détritique	de Nourissage	Intergranulaire	%	Feldspaths	Zircons	Tourmaline	Oxydes de fer	Leucosène/ Minéraux opaques	%	Muscovite	Biotite	Kaolinite	Illite	chlorite	%	Oolithes / Ooïdes	Pyrite	Dolomite	Calcite	Sidérite	%	Anhydrite	Bitume / Matière organique	Fissurale	Primaire	Dissolution	%		
F6-1	MLE-1	4147,3	500	250	U	B	Sa/Sr	A	R	F	P				74	*		7	2	*	*		*	1	2	1		**		8			*		3								0	Grès fin
		4149,4	425	225	U	B	Sa/Sr	A	P	F	P	*	1		67	*		8	1				*	Tr	1	1		**		13					4	Tr						0	Grès fin	
		4150,4	400	250	U	B	An/Sa/Sr	R	A	R	F	P	*	*	1	71	*		10	1	*	*	*	1	1	1		**	*	9	Tr	1			3	1						0	Grès fin	
		4152,5	375	250	U	B	An/Sa/Sr	A	R	F	P		1		68	*		5	1	*			*	1	2	1		**	*	18					3	Tr	Tr				Tr		0	Grès fin
		4156,6	375	225	U	B	An/Sa/Sr	A	P	F	P		1		69	*		3	3		*		*	Tr	4	1		***		17	Tr				2	Tr					Tr		0	Grès fin
		4158	500	250	U	My	An/Sa/Sr	P	A	F			*	1		61	*		1	Tr				*	2	2	Tr		**		5	Tr		*		27	1					0	Grès fin	
		4261	350	175	U	My	Sa/Sr/R	F	F	A				1		66	*		Tr	1			*	*	2	4	Tr		***		25	Tr				1						0	Grès fin	
		4162,8	250	100	U	B	An/Sa/Sr	A	R	F			*	1		63	*		7	5			*	*	3	3	Tr		***		17	Tr				2						0	Grès très fin	

Légende:

Granulométrie
Silt: Siltstone
Moy: Moyen
Gros: Grossier

Classement
TM: très mal classé
M: mal classé
My: moyennement classé
B: bien classé
TB: très bien classé

Arrondie
Sr: sub-arrondi
R: arrondi
Sa: sub-anguleux
AN: anguleux

Fréquence
A: abondant
F: fréquent
P: présent
R: rare
Tr: traces

Mode
UM: uni-modale
BM: Bi-modale

Résultats des analyses pétrographiques des échantillons du puits MLE-1

Annexe V

Niveau	Puits	Granulométrie (µm)		Texture				Composants pétrographiques (%)																				Nom De La Roche															
		Profondeur (m)	G ₁ Max	G ₁ Moy	Mode	Classement	Morphoscopie	Contacts				Débris de roches		Silice Secondaire		Minéraux lourds				Micas		Argiles authigènes				Carbonates			Porosité estimée														
							Flottant	Droit / Tangentiel	Ponctuel	Concavo-Convexe	Suré	Quartz poly cristallins	Argileux	%	Quartz détritique	de	Nourissage	Intergranulaire	%	Feldspaths	Zircons	Tourmaline	Oxydes de fer	Leucoxène/ Minéraux opaques	%	Muscovite	Biotite	Kaolinite	Illite	chlorite	%	Oolithes / Ooïdes	Pyrite	Dolomite	Calcite	Sidérite	%	Anydrite	Bitume / Matière organique	Fissurale	Primaire	Dissolution	%
F6-1	AHMSW-2	4152,6	325	175	U	My	Sa/Sr	R	F	A	P				60			0	1			*	*	1	2	Tr		***		23		2	*			10	1	Tr				0	Grès fin
		4156,6	275	175	U	B	Sa/Sr	A	R	F					66	*		5	2			***	*	5	1	1		**	**	16					4	Tr	Tr				Tr	Grès fin	
		4157,4	350	175	U	B	Sa/Sr/R	A	R	F		*	1	72	*	7	1	*	*	*	*	3	2	Tr	*	**	**	8		1	*	*	5		Tr					Tr	Grès fin		
F6-2	AHMSW-2	4242,6	325	100	U	M	Sa/Sr/R	A	R	F		*	1	58	*	5	Tr	*	*	*	*	4	2	Tr		**	*	30			*		Tr							0	Grès très fin		
		4245,55	250	90	U	My	Sa/Sr	P	F	R	P		*	1	59	*	3	Tr			*	*	3	3	Tr		**	*	30		3				Tr	Tr				0	Grès très fin		
		4247,55	250	80	U	M	Sa/Sr	R	A	P	F		*	3	58	*	3	Tr	*	*	*	**	6	2	Tr		***	*	28					Tr						0	Grès très fin à silt		
		4249,8	325	125	U	My	Sa/Sr/R	A	R	F		*	3	61	*	3	Tr	*	*	**	3	4	1			***		25		Tr			Tr	Tr					0	Grès très fin			

Légende:

Granulométrie
Silt: Siltstone
Moy: Moyen
Gros: Grossier

Classement
TM: très mal classé
M: mal classé
My: moyennement classé
B: bien classé
TB: très bien classé

Arrondie
Sr: sub-arrondi
R: arrondi
Sa: sub-anguleux
AN: anguleux

Fréquence
A: abondant
F: fréquent
P: présent
R: rare
Tr: traces

Mode
UM: uni-modale
BM: Bi-modale

Résultats des analyses pétrographiques des échantillons du puits AHMSW-2

Annexe VI

N°	Cotes (m)	% MINÉRAUX ARGILEUX													% MINÉRAUX NON ARGILEUX																	
		Kaolinite	Illite	Chlorite	Muscovite	Talc	pyrophyllite	Mont. 14A	Mont. 22A	Interstrat. Réguliers	Interstrat. Irréguliers I-M	Somme des argiles	Somme argile+indosés	Quartz	Calcite	Dolomite	Fe-Dolomite/Ankerite	Siderite	K-Feldspaths	Plagioclases	Gypse	Anhydrite	Bssanite	Barite	Fluorapatite	Stichtite	Halite	Magnésite	Pyrite	Hematite	Somme minér. non argileux	
1	4223,00		75	25							100	3	86		tr			5	6												97	NAHE# 1
2	4330,50		55	95							100	18	78										1			2			1	82		

Résultats des analyses DRX du puits NAHE-1

Annexe VII

N°	Cotes (m)	% MINERAUX ARGILEUX											% MINERAUX NON ARGILEUX													Somme minér. non							
		Kaolinite	Illite	Chlorite	Palygorskite	Vermiculite	pyrophyllite	Mont. 14A	Mont. 22A	Interstrat. Réguliers	Interstrat. Irréguliers	Somme des argiles	Somme	Quartz	Calcite	Fe-Dolomite/Ankerite	Siderite	K-Feldspaths	Plagioclases	Gypse	Anhydrite	Fluorapatite	Barite	Rutile	Anatase			Halite	Magnesite	Pyrite	Hematite		
1	4084,65		75	20						5	100	7	79		3		2	8													93	MLSW-1	
2	4095,15		15	85							100	5	88		1			6													95		
3	4096,30		40	50						10	100	3	91		1			4							1						97		
4	4105,50			100							100	5	81		5		1	8													95		
		tr=trace																															
1	4156,60		60	20						20	100	4	73		2			21														96	MLE-1
2	4162,80		70	20						10	100	6	84	tr	tr		3	7														94	
		tr=trace																															
1	4180,00		25	65						10	100	4	89	tr			3	3							1							96	LEW-1
2	4339,00		55	40						5	100	11	87												2							89	
3	4351,00		25	70						5	100	15	82												3							85	
4	4361,65			100							100	13	71		2							1							13		87		
5	4369,45		20	75						5	100	11	89															tr			89		
		tr=trace																															

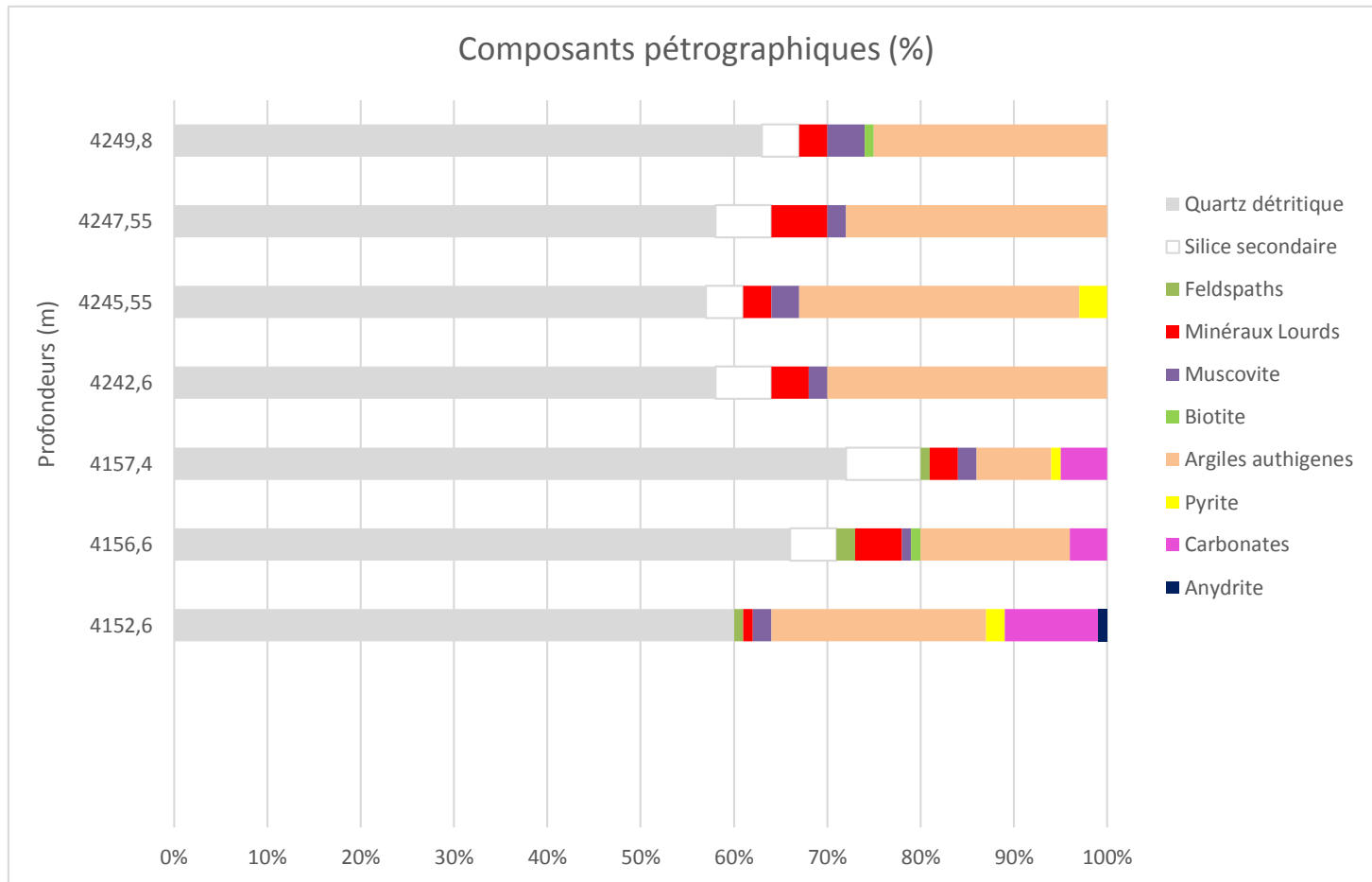
Résultats des analyses DRX des puits MLSW-1, MLE-1 et LEW-1.

Annexe VIII

N°	Cotes (m)	% MINÉRAUX ARGILEUX											% MINÉRAUX NON ARGILEUX														Somme minér. non argileux							
		Kaolinite	Illite	Chlorite	Muscovite	Talc	pyrophyllite	Mont. 14A	Mont. 22A	Interstrat. Réguliers	Interstrat. Irréguliers I-M	Somme des argilles	Somme argile+indosés	Quartz	Calcite	Fe-Dolomite/A nkénite	Siderite	K-Feldspaths	Plagioclases	Gypse	Anhydrite	Bssanite	Barite	Fluoroapatite	Stichtite	Halite			Magnésite	Pyrite	Hématite			
1	4157,40		5	95							100	9	73		2	7	tr	9															91	AHM SW-2
2	4242,60		60	25						15	100	4	92	tr			3	1														96		
3	4249,80		70	10						20	100	7	91				1	1														93		
			tr=trace																															

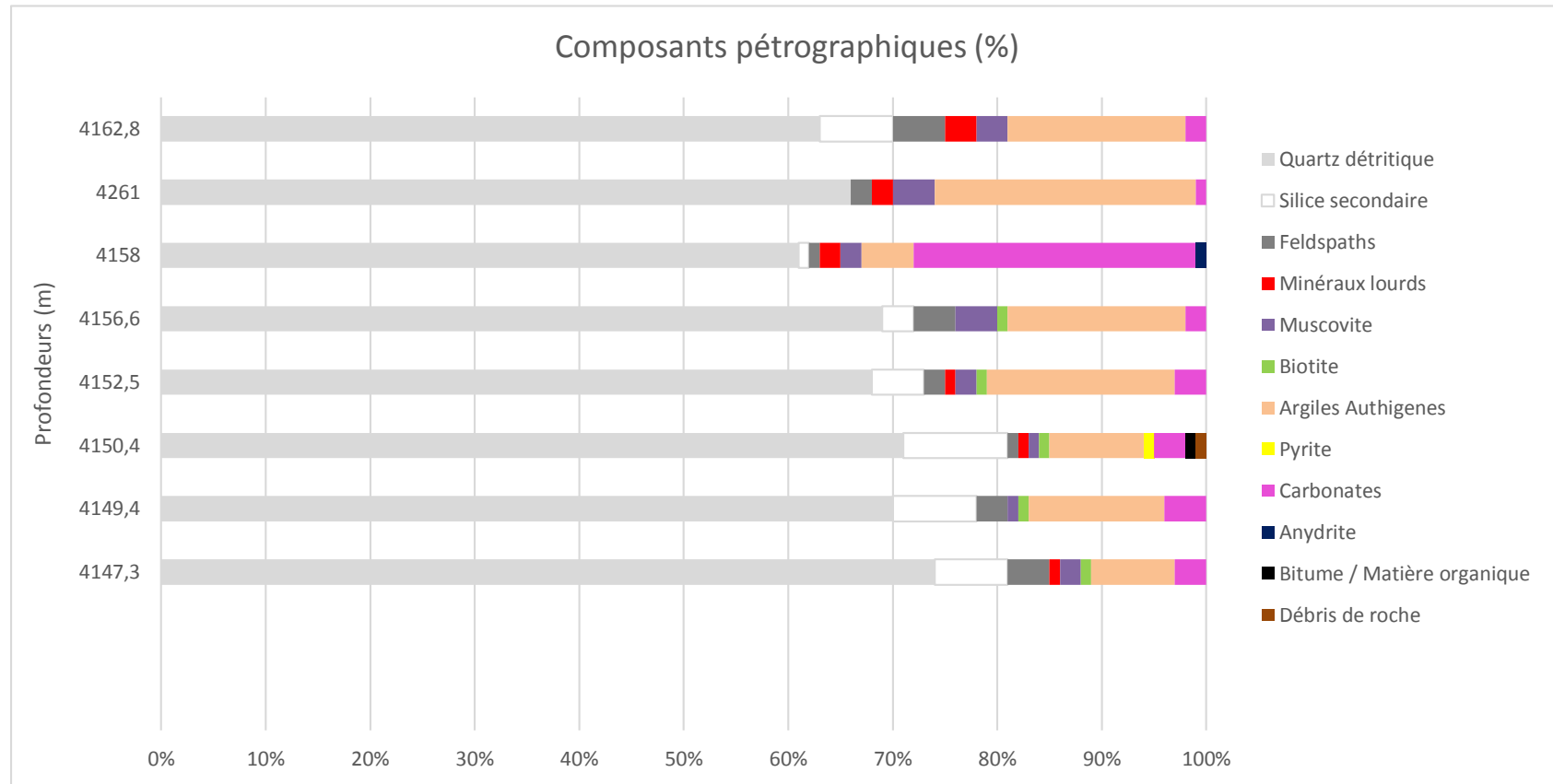
Résultats des analyses DRX du puits AHMSW-2

Annexe IX



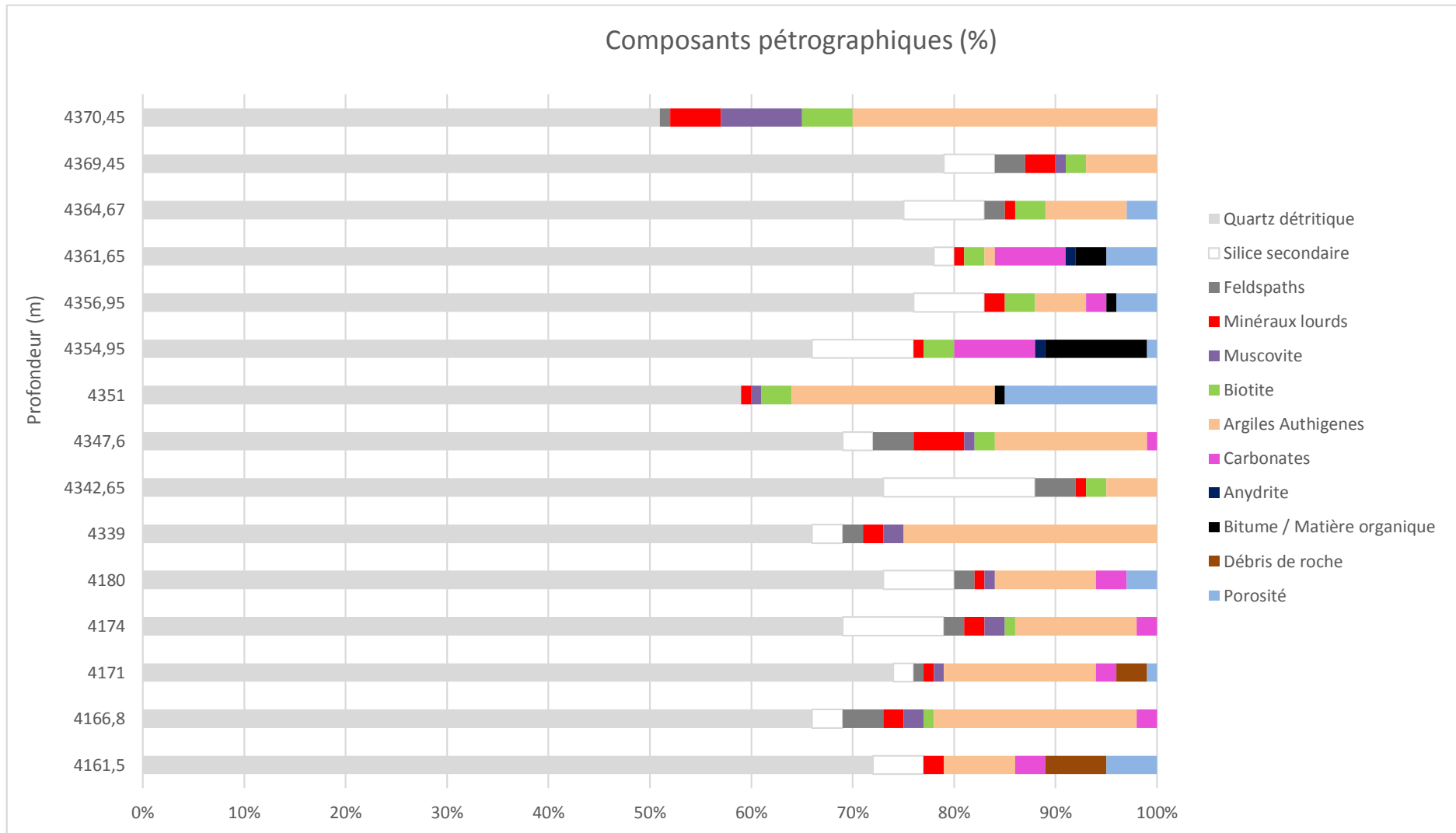
Log pétrographique du puits AHMSW-2.

Annexe X



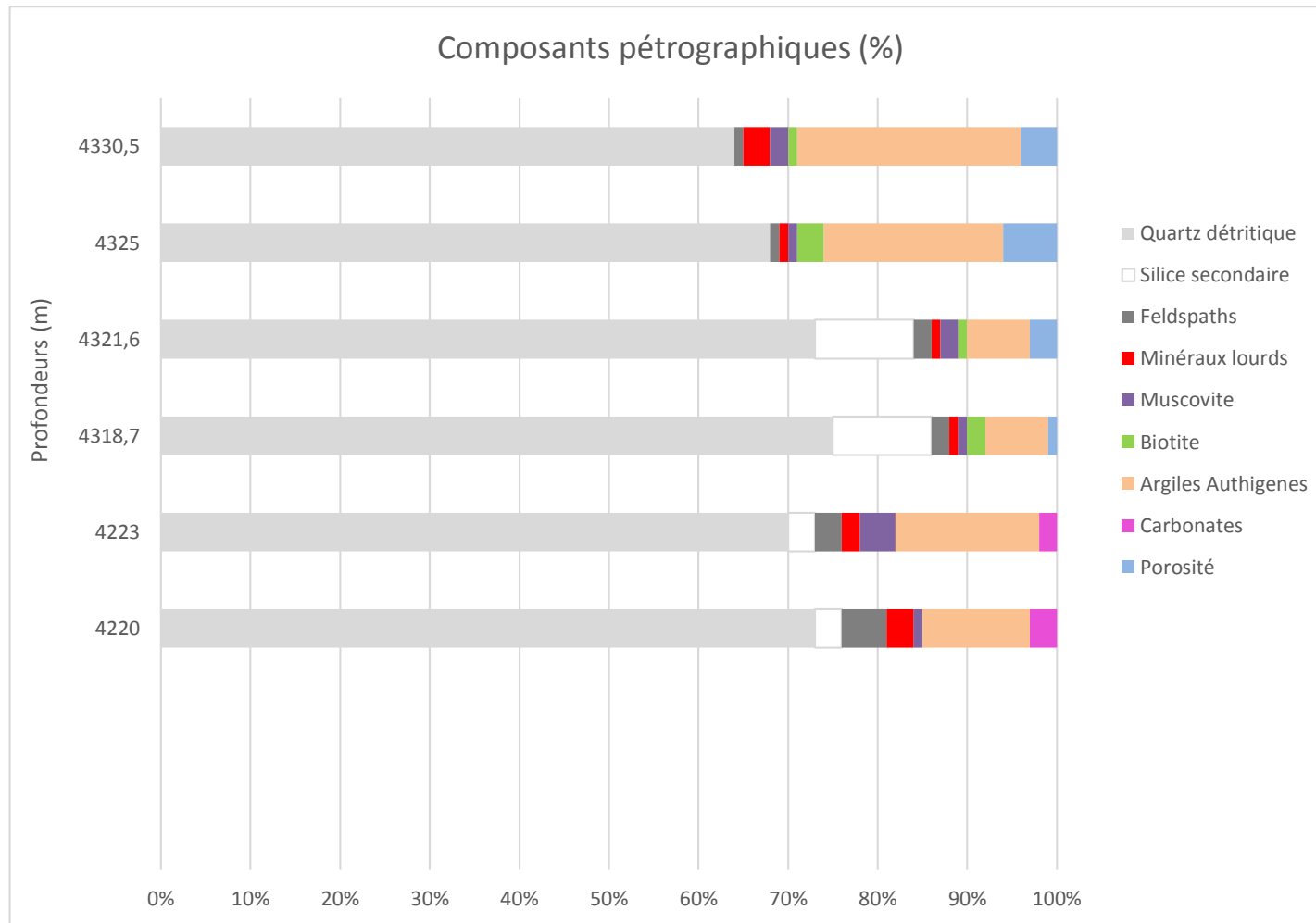
Log pétrographique du puits MLE-1

Annexe XI



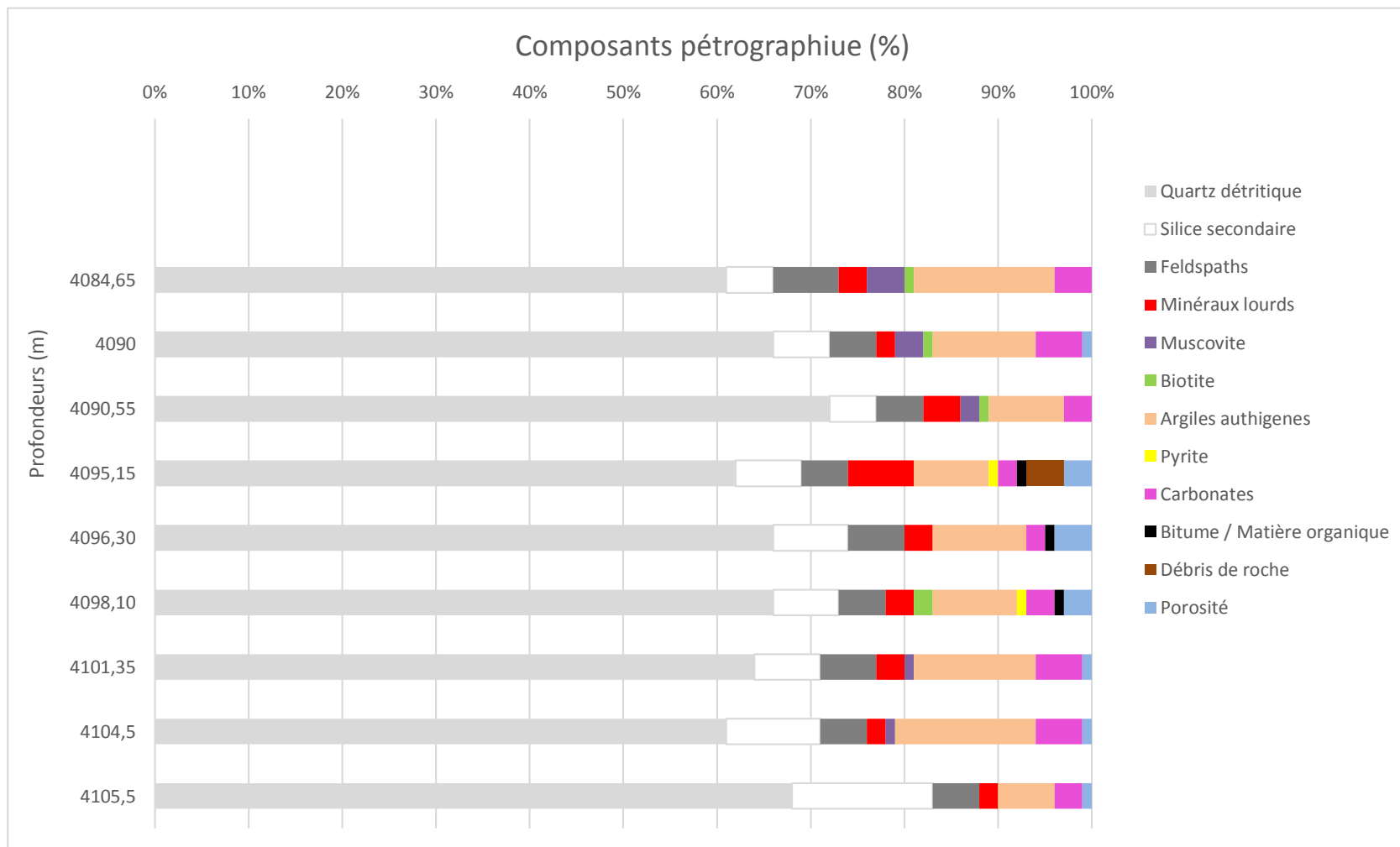
Log pétrographique du puits LEW-1

Annexe XII



Log pétrographique du puits NAHE-1

Annexe XIII



Log pétrographique du puits MLSW-1