

**REPUBLICQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
**MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE**  
**SCIENTIFIQUE**

**UNIVERSITÉ DES FRÈRES MENTOURI CONSTANTINE**  
**FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIQUE ET DE**  
**L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE**  
**DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES**



**N° de série :**

**N° d'ordre :**

**MEMOIRE DE MAGISTERE EN GEOLOGIE**

**Option : RESSOURCES ENERGETIQUES**

**Thème :**

**Evolution diagénétique et interprétation sédimentologique des grès ordoviciens**  
**«Quartzite Hamra» de la région de Hassi-Tarfa.**

**Présentée par : Naouri Melissa**

**Devant le jury composé de :**

Mr A. BOURFIS	Professeur, Université des frères Mentouri	Président
Mr M. CHADI	M.C. A, Université Constantine 3	Rapporteur
Mr R. MARMI	Professeur, Université des frères Mentouri	Examineur
Mr M. BENZAGOUTA	M.C. A. Univ. Oum El Bouaghi	Examineur

Année 2015 /2016



## Remerciement



*Au terme de cette étude, je remercie ALLAH qui m'a donné le courage et la volonté d'aller jusqu'à la fin et de ramener ce présent travail à son point ultime.*

*Ma plus profonde gratitude va tout d'abord à Mr Chadi, qui a accepté la prise en charge de mon encadrement. Je tiens à le remercier vivement pour la qualité de son encadrement exceptionnel, pour sa compréhension et sa patience.*

*Mes remerciements s'adressent maintenant à Mr, Youcef Brahim El hadj à qui je dois beaucoup depuis les premières années à Batna ; Je le remercie pour sa précieuse aide que se soit sur le plan scientifique que moral.*

*Je tiens également à exprimer ma gratitude envers les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail*

*Un grand merci à Mr M.M. Ben Amara, Directeur de la carothèque centrale de Hassi Messaoud qui m'a facilité la tâche à plusieurs reprises.*

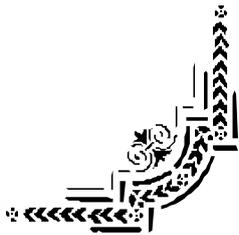
*Je tiens à remercier également tous le personnel du CRD de Boumerdès/Département sédimentologie, pour leurs chaleureux accueils et d'avoir répondu à mes nombreuses sollicitations.*

*J'adresse mes sincères remerciements à mes chères parents pour leur soutien moral et ses encouragements à poursuivre*

*Je remercie tout particulièrement mon cher frère Nacer, qui a toujours été là pour moi, je te remercie pour ta disponibilité, et de m'avoir accompagné à Constantine plusieurs fois.*

*Je remercie aussi mes grands parents qui m'ont aidé à leur façon.*

*Je ne sais comment remercier mon mari qui a toujours su m'écouter et trouver les mots pour me reconforter et me soutenir. Je te remercie du fond du cœur.*



## ***Dédicace:***

*A la mémoire de mes grands parents paternel « baba Ahmed et yama mina »*

*.Que dieu vous accueille dans son vaste paradis.*

*C'est avec profonde gratitude et sincères mots, que je dédie ce modeste travail à mes chers parents qui ont sacrifié leurs vie pour ma réussite et mon éclairé le chemin par leurs conseils judicieux, j'espère qu'un jour je pourrai leurs rendre un peu de ce qui ont fait pour moi, que dieu leurs prête bonheur et longues vie.*

*A mes grands parents maternels.*

*A mes chers frères « Nacer et Farid ».*

*A ma unique sœur « Maya ».*

*A mon mari.*

*A ma grande famille particulièrement « Abdeslam » .*

***Melissa***

## SOMMAIRE

I. Introduction générale.....	1
1 .But du travail .....	2
2 .Organisation du mémoire .....	2

### Chapitre I : Généralités

I. Introduction .....	4
II. Situation géographique de Hassi Tarfa.....	4
1. Climat.....	4
2. Végétation.....	6
III. Historique des travaux.....	6
IV. Cadre géologique .....	7
1. Cadre Régional.....	7
1.1 La plate-forme saharienne.....	7
1.1.1. Les différentes provinces de la plate forme saharienne.....	8
1.1.1.1. La province occidentale .....	8
1.1.1.2. La province triasique ou centrale.....	8
1.1.1.3. La province orientale .....	9
1.2. Lithostratigraphie de la Plate-forme Saharienne.....	11
1.2.1. Le Cambro-ordovicien .....	11
1.2.2. Le Silurien .....	11
1. 3. Lithologie des séries protérozoïque et paléozoïque inférieur .....	12
1. 3 .1 Substratum précambrien .....	12

1. 3 .2 Cambrien.....	12
1. 3 .3 Ordovicien.....	12
1. 3 .4 Silurien.....	14
1. 4. Evolution géodynamique de la plate-forme saharienne .....	14
1.4.1 La phase panafricaine.....	14
1.4.2 .Le Paléozoïque pré-hercynien.....	15
1.4.3. Les mouvements hercyniens du Carbonifère .....	19
1.4.4 .Les événements mésozoïques et cénozoïques.....	19
2. Cadre locale.....	20
2.1 Situation géologique de Hassi Tarfa.....	20
2.2 Aspect stratigraphique .....	22
2.2.1. Paléozoïque.....	22
2.2.2. Mésozoïque.....	22
2.2.3. Cénozoïque.....	24
2.3 Description lithologique de la Plate –forme Saharienne.....	24
2.3.1. Paléozoïque.....	24
2.3.1.1. Cambrien.....	24
2.3.1.2. Ordovicien.....	25
2.3.2. Mésozoïque.....	26
2.3.2.1. Trias.....	26
2.3.2.2. Jurassique.....	26
2. 3.2.2.1. Le Lias.....	26

2.3.2.2.2. Le Dogger.....	27
2.3.2.2.3. Le Malm.....	27
2.3.2.3. Crétacé.....	27
2.3.2.3.1. Néocomien.....	28
2.3.2.3.2. Barrémien.....	28
2.3.2.3.3. Aptien .....	28
2.3.2.3.4. Albien.....	28
2.3.2.3.5. Cénomanién.....	28
2.3.2.3.6. Turonien.....	28
2.3.2.3.7. Sénonien.....	28
2.3.3. Cénozoïque.....	29
2.3.3.1. Eocène.....	29
2.3.3.2. Mio-Pliocène.....	29
3. Aspect structural .....	29
IV. Système pétrolier .....	31
1 .Roches mères .....	31
2. Maturation, migration .....	31
3. Piège.....	32
4.Roches réservoir.....	33
5. Roches couverture .....	33

## CHAPITRE II : Lithostratigraphie

V. Introduction .....	34
VI. Aperçu de la série lithostratigraphique paléozoïque.....	34
VII. Etude des carottes.....	35
VIII. Observations préliminaires sur les puits étudiés.....	37
IX. Description détaillées des carottes .....	39
1. Puits N°1.....	39
2. Puits N° 2.....	42
3. Puits N° 3 .....	45
4. Puits N°4.....	47
5. Puits N°5 .....	51
6. Puits N°6.....	53
Conclusion.....	56

## CHAPITRE III : Sédimentologie :

I. Introduction.....	57
II. Corrélations dans l'Ordovicien.....	57
III. Notions de sédimentologie.....	58
1 .Faciès.....	58
2. Environnement de dépôt .....	59
3. Critères d'identification du milieu de dépôts.....	61
3.1. Les structures sédimentaires.....	62
IV. Les figures et structures sédimentaires observées .....	62
1. Les structures liées à l'action des courants .....	62

1.1. Les stratifications horizontales .....	63
1.2. Les stratifications obliques.....	64
1.3. Stratifications en mamelons.....	64
1.4. Les rides .....	65
1.5. Les accumulations de clastes d'argiles .....	66
2. Les structures sédimentaires d'origine organique .....	67
2.1. Définitions et terminologies .....	67
2.2. Généralités sur les traces fossiles connues dans le Sahara .....	67
2.2.1. Les traces de fouissage.....	68
2.2.2. Les pistes horizontales.....	68
2.3. Les traces observées .....	68
2.3.1. Les terriers verticaux .....	69
2.3.1.1. L'ichnofaciès Skolithos.....	70
2.3.1.1.1. L'ichnoespèce Diplocraterion parallelum:.....	70
2.3.1.1.2. L'ichnoespèce Ophimorpha .....	71
2.3.1.1.3. l'ichnoespèce Skolithos .....	72
V. Caractérisation des lithofaciès .....	74
1. Notion de faciès .....	74
2. Identification des lithofaciès .....	74
2.1. Litofaciès N°1.....	75
2.2. Lithofaciès N°2.....	75
2.3. Lithofaciès N°3.....	76
2.4. Lithofaciès N°4 .....	76

2.5. Lithofaciès N°5.....	76
2.6. Lithofaciès N°6.....	76
2.7. Lithofaciès N°7.....	76
2.8. Lithofaciès N°8.....	76
2.9. Lithofaciès N°9 .....	77
2.10.Lithofaciès N°10.....	77
3. Processus et milieu de dépôt .....	77
3.1. Interprétation du milieu de dépôt de lithofaciès 1 et 2 .....	77
3.2. Interprétation du milieu de dépôt : les lithofaciès : (F 3... F10).....	78
3.3. Courants de tempêtes .....	80
VI. Etude pétrographique.....	83
1. Constituants pétrographique du puits N°3 .....	83
1.1. Phase clastique.....	83
1.1.1. Le quartz.....	83
1.1.2. Micas.....	84
1.1.3. Les minéraux lourds.....	85
1.1.4. La glauconie.....	85
1.2. La phase liante.....	86
1.2.1. Le ciment siliceux.....	86
1.2.2. Le ciment argileux .....	86
1.2.3. Le ciment carbonaté .....	86
1.3. La Porosité.....	82.
Constituants pétrographiques du puits N°2.....	87

2.1. Phase clastique .....	87
2.1.1. Le quartz .....	87
2.1.2. Les minéraux lourds : .....	88
2.1.3. Pyrite.....	88
2.2. Phase de liaison .....	88
2.2.1 Le ciment siliceux.....	88
2.2.2. Le ciment argileux.....	89
2.2.3. Le ciment carbonaté .....	89
2.3. La Porosité .....	89
3. Constituants pétrographiques du puits N°5 .....	90
3.1. Phase clastique .....	90
3.1.1. Le quartz.....	90
3.1.2. Les Micas .....	90
3.1.3 Les Minéraux lourds.....	90
3.2. Phase de liaison .....	91
3.2.1. Le ciment siliceux.....	91
3.2.2. Le ciment argileux.....	91
3.2.3. Le Ciment carbonaté.....	92
3.3. La porosité .....	92
4. Influence des paramètres texturaux sur les propriétés de réservoir.....	93
4.1. Le classement des grains .....	93
4.2 La taille des grains.....	93

4.3 Arrondi des grains.....	93
4.4 Contacts entre grains .....	94
5. Caractéristiques générales sur l'ensemble des échantillons étudiés .....	94
VII. L'étude diagenétique.....	96
1. Généralités et définitions sur les systèmes pétroliers .....	97
1.1. Les roches mères.....	98
1.2. Les roches couvertures .....	98
1.3. Les pièges .....	98
1.4. Les réservoirs.....	99
1.5. La notion de timing de migration des hydrocarbures :.....	99
2. Rappels sur la diagenèse.....	99
2.1. Définition de la diagenèse.....	99
2.2. Les principaux mécanismes de la diagenèse .....	100
2.3. Les phases de diagenèse .....	102
2.3.1. Diagenèse précoce (Eogénèse).....	103
2.3.2. Diagenèse d'enfouissement (Mésogenèse).....	103
2.3.3. Diagenèse tardive (Télogénèse).....	103
3. Identification et interprétation des phénomènes diagénétiques observés.....	105
3.1. La compaction .....	105
3.2. Silicification.....	106
3.2.1. La silice de nourrissage.....	106
3.2.2. La silice tardive.....	106
3.3. Pression-dissolution.....	108

3.4. Transformation des argiles.....	111
3.4.1. Kaolinitisation :(Nèofornation de Kaolinite).....	111
3.4.1.1. Altération des micas.....	111
3.4.2 .Illitisation .....	112
3.5. Précipitation des carbonates.....	114
3.6. Le remplacement minéralogique.....	115
4. Influence de la diagenèse sur les qualités réservoir.....	116
4.1. Influence de la compaction.....	117
4.2. Influence de Pression – dissolution.....	117
4.3. Influence de la cimentation.....	118
4.3.1. Le ciment siliceux.....	118
4.3.2. Le ciment argileux.....	118
4.3.3. Le ciment carbonaté.....	118
5. Chronologie diagenétique .....	119
5.1. Le Cycle Pré-Hercynien.....	119
5.2. Le Cycle Hercynien .....	119
5.3. Le Cycle Post Hercynien .....	120
Conclusion : .....	121

## CHAPITRE IV : Fracturation

I. Introduction .....	122
II. Théorie sur la fracturation .....	122
1. Origine et rôle de la fracturation dans les réservoirs .....	122
2. Définition .....	124
3. Les types de fractures .....	125
3.1. Les fractures naturelles .....	125
3.2. Les fractures induites .....	125
3.3. Les fractures provoquées .....	125
3.4. Système de fracture associé aux failles .....	125
3.5. Système de fractures associées au pli .....	126
4. Caractéristiques spécifiques des fractures .....	127
4.1. L'ouverture de la fracture et ses conséquences sur la perméabilité .....	127
4.2. Dimension de la fracture dans l'espace .....	127
4.3. Orientation des fractures .....	127
4.4. Déplacement .....	127
5. Influence des paramètres sédimentologiques sur la fracturation .....	128
5.1. Influence de la lithologie .....	128
6. La détection des fracturations .....	128
III. Etude de la fracturation à partir de l'analyse des carottes .....	128
1 .Les différents types de fractures observées .....	129
1 .1 Structures associées à la compaction .....	129

1.1.1. Les stylolithes .....	129
1.1.1.1. Stylolithes d'origine diagénétique .....	129
1.1.1.2. Les stylolithes tectoniques .....	130
2. Les fractures .....	131
2.1. Fractures naturelles .....	131
2.1.1. Fracture de type X .....	131
2.1.2. Fracture de type Y .....	131
2.1.3. Fractures de type S .....	131
2.1.4. Fractures de type Z .....	133
2.2. Fractures indéterminées .....	133
2.2.1. Fractures de type U .....	133
2.3. Les colmatant .....	135
2.3.1. La silice .....	135
2.3.2. La Pyrite .....	135
2.3.3. Le Bitume .....	135
2.3.4. La Calcite .....	135
2.3.5. L'oxyde de fer .....	135
IV. Résultats par puits .....	137
1. Puits N°1 .....	137
2. Puits N°2 .....	137
3. Puits N°3 .....	138
4. puits N°4 .....	139

5. Puits N°5 .....	139
6. Puits N°6 .....	139
V. Fracturation sur lames minces .....	142
1. Les stylolithes .....	142
2. Les microfissures non colmatées (ouvertes) .....	143
3. Les microfissures colmatées .....	144
4. La relation digenèse fracturation .....	145
VI. Conclusion .....	146
Conclusion générale .....	147
Références Bibliographiques .....	149

## Listes des figures

**Figure 01** : Situation géographique de Hassi Tarfa.

**Figure 02** : Carte des bassins de la plate forme Saharienne.

**Figure 03** : Stratigraphie de la plate forme Saharienne.

**Figure 04** : Coupe synthétique de la série sédimentaire du Paléozoïque inférieur.

**Figure05**: Carte structural de l'Afrique du Nord et localisation de la suture panafricaine.

**Figure 06** : Coupe géologique régionale.

**Figure 07** : Intensité de la déformation hercynienne.

**Figure 8** : Situation géologique de Hassi Tarfa.

**Figure 9** : Colonne stratigraphique de la région de Hassi Tarfa.

**Figure 10** : Carte en isobathes au toit des Quartzites de Hamra.

**Figure 11** : Systèmes pétroliers dans la région de Hassi Messaoud, Hassi Tarfa.

**Figure 12** : Lithostratigraphie générale du Paléozoïque dans la zone d'étude et ses environs.

**Figure 13** : Plan de position des puits.

**Figure 14** : Log lithologique du puits N°1.

**Figure 15** : Log lithologique du puits N°2.

**Figure 16**: Log lithologique du puits N°3.

**Figure 17** : Log lithologique du puits N°4.

**Figure 18** : Log lithologique du puits N°5.

**Figure 19** : Log lithologique du puits N°6.

**Figure 20** : Découpage séquentiel.

**Figure 21** : Zone bathymétrique du littoral et de la plate-forme continentale.

**Figure 22** : Notions utilisées dans la classification de Hamon.

**Figure 23**: Stratification horizontale.

**Figure 24** : Stratification oblique.

**Figure 25** : Stratifications en mamelons.

**Figure 26** : Formation d'une ride.

**Figure 27** : Distribution des différents ichnofaciès .

**Figure 28** : Ichnofaciès Skolithos.

**Figure 29** : Ichnoespèce Diplocraterion.

**Figure 30** : Ichnoespèce Ophimorpha.

**Figure 31** : Ichnoespèce Skolithos.

**Figure 32** : Caractéristique de la sédimentation en fonction du degré de bioturbation.

**Figure 33** : Modèle de Shoreface et leurs divers sous-environnements.

**Figure 34** : Courants de tempête.

**Figure 35** : Classification des grès.

**Figure 36** : Schéma conceptuel d'un système pétrolier classique.

**Figure 37** : Schéma montrant la croissance de la compaction avec l'enfouissement.

**Figure 38** : Profil idéalisé d'une marge continentale.

**Figure 39** : Principales argiles rencontrées dans les réservoirs silicoclastiques.

**Figure 40** : Histogrammes de porosité et perméabilité du gisement Hassi Tarfa.

**Figure 41** : Chronologie des stades diagénétiques des puits étudiés.

**Figure 42** : Les relations directionnelles entre fractures et pli.

**Figure 43** : Exemples des Stylolithes dans les Quartzite Hamra.

**Figure 44** : Exemples de fractures de type X, Y et S.

**Figure 45** : Exemples de fractures de type Z et placages de minéraux.

**Figure 46** : Exemples de fractures de type Z.

**Figure 47** : Contexte structural du puits N°1, N°2.

**Figure 48** : Puits N°6, Extrait du Quick-look analysés de Schlumberger.

### Liste des photos

**Photo 01** : Les rides.

**Photo 02** : Galets d'argile.

**Photo 03** : Terrier vertical dans un grès moyen remplis par des grains fins.

**Photo.04** : Grès moyen, sub anguleux à sub arrondie, bien classé à ciment siliceux avec des contacts droit, suturé et Concavo - Convexe entre les grains. (Côte 3403 m).

**Photo.05** : Grès moyen, sub arrondis, bien classé à ciment siliceux (Côte 3398 m).

**Photo.06** : Grès fin à moyen, sub anguleux mal classé, à ciment argileux (Côte 3404 m).

**Photo.07** : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment silice (Côte 3388 m).

**Photo.08** : Grès quartzitique moyen, sub arrondie à ciment siliceux (Côte- 3391 m).

**Photo.09**: Grès moyen sub anguleux, à ciment siliceux avec un réseau de porosité secondaire.

**Photo.10** : Grès moyen arrondi a sub arrondie, bien classé à ciment argileux (Côte 3332m).

**Photo.11** : Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux (Côte 3324m).

**Photo.12**: Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux avec une porosité fissurale (Côte3339 m).

**Photo.13** : Grès fin a moyen, arrondie à ciment argileux. (Côte 3406.50m).

**Photo.14**: Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment carbonaté (Côte 3333m).

**Photo.15** : Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux. (Côte 3425m).

**Photo.16** : Grès moyen sub arrondie, bien classé à ciment argileux, contact suturé. (Côte 3395.m, puits n°3).

**Photo.17** : Grès, moyen à ciment siliceux, (Côte 3328 m puits N°2).

**Photo.18**: Grès fin à moyen, mal classé, sub anguleux à sub arrondie à ciment siliceux  
(Côte 3392m, puits n° 3).

**Photo. 19** : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux (Côte 3410 m puits n°5).

**Photo.20** : Grès fin à moyen, à ciment siliceux avec une porosité secondaire(PS) (Côte  
3313 m, puits n°3).

**Photo.21** : Grès quartzitique moyen, sub-anguleux à ciment siliceux (Côte 3413,50 m).

**Photo.22** : Grès moyen sub arrondi bien classé à ciment argileux (Côte 3401 m, puits n° 5).

**Photo.23** : Grès quartzitique fin à moyen, sub arrondi a ciment siliceux (Côte 3413.m,  
puits n°3).

**Photo.24** : Grès quartzitique fin, sub anguleux, bien classé a ciment siliceux (Côte 3416 m,  
puits n°3).

**Photo.25** : Grés fin à moyen, sub anguleux à sub arrondi, à ciment argileux (Côte 3396.m,  
puits n°3).

**Photo 26** : Stylolithes, Puits N°5, Côte 3415,50m.

**Photo 27** : Réseau de microfissures ouvertes, Puits N°3, Côte 3416.

**Photo 28** : Réseau de microfissures ouvertes Puits N°2, Côte 3335m.

## **Liste des Tableaux**

**Tableau. N°1** : Les phases tectoniques majeures avec leurs orientations (D'après Boudjamaa 1987).

**Tableau. N° 2** : Modèle de dépôt de Quartzites Hamra.

**Tableau. N°03** : Résume l'étude pétrophysique faite sur des carottes issues de six puits de champ de Hassi Terfa

## **Résumé :**

Cette étude, effectuée dans la région d'Hassi Tarfa, vise à fournir une évaluation des caractéristiques sédimentologiques principales du réservoir « Quartzite de Hamra », formation qui constitue l'un des plus importants réservoirs pétroliers dans les bassins paléozoïques algériens.

Les résultats obtenus montrent que la formation « Quartzites de Hamra », à faciès homogènes, s'est déposée durant l'Arénigien dans un environnement marin peu profond.

L'analyse pétrographique révèle que les « Quartzites de Hamra » sont classées dans les quartzarénites (ou arénites quartzitiques), c'est à dire des roches constituées essentiellement de grains de quartz associés à quelques minéraux lourds résistants

Au cours de son histoire d'enfouissement, la formation « Quartzites de Hamra » a connu des phénomènes diagenétiques qui ont modifiés ses propriétés mécaniques et entraînés une dégradation totale de sa porosité.

La séquence diagenétique du réservoir « Quartzite de Hamra » est représentée par trois phases : eogenèse, mésogenèse et télogenèse. Directement liées aux événements tectoniques qui ont affecté la zone étudiée, ces phases sont principalement contrôlées par la discordance hercynienne.

L'étude de la fracturation montre que le réservoir « Quartzite de Hamra » renferme un important réseau de fractures naturelles qui joue un rôle majeur dans l'amélioration du rendement de ce champ, en augmentant ses caractéristiques pétrophysiques primaires principalement de la perméabilité.

**Mots clés :** Hassi Tarfa, Quartzite de Hamra, hydrocarbures, diagenèse, fracturation, porosité, perméabilité.

## **Abstract :**

This study, conducted in the area Hassi Tarfa, aims to provide an evaluation of the main sedimentological characteristics of Hamra Quartzite reservoir, which is the one of the largest oil reservoirs in the Algerian Palaeozoic basin.

The results show that the "Quartzite Hamra" with homogeneous facies was deposited in Arenig in a shallow marine environment

Petrographic analysis reveals that Hamra Quartzite are classified as quartzsarenites (or arenites quartzite) consisting essentially of rocks associated quartz grains with some heavy resistant minerals.

The Formation knew during burial , diagenetic processes that have modified its mechanical properties and resulted in the complete degradation of its porosity ;

The diagenetic sequence of the Hamra Quartzite reservoir occurred in three phases: eodiagenesis (early), mesodiagenesis (mid), and telodiagenesis (late) phases. These phases are directly related to tectonic events that affected the study area, and are controlled mainly by the Hercynian unconformity

The fracturing study shows that the Quartzite Hamra reservoir contains a network of natural fracturing important, which can play a very important role in improving performance in this field and increasing its primary Petrophysical characteristic especially the permeability.

**Key words:** Hassi Tarfa, Hamra Quartzite, hydrocarbons, diagenesis, fracturing, porosity, permeability.

## ملخص

هذه الدراسة التي أجريت في منطقة حاسي الطرفة، تهدف إلى تقديم تقييم الخصائص الرسوبية الرئيسية للخزان كوارتزييت الحمراء التي تعد واحدة من أهم خزانات النفط في الأحواض الجزائرية

أظهرت النتائج أن كوارتزييت الحمراء ذات سحن متجانسة ترسبت في أرنيج في بيئة بحرية غير عميقة، وكشفت التحاليل البتروغرافية أنها تصنف ككوارتزييت أرنييت يعني أنها عبارة عن صخور تتكون أساساً من حبيبات الكوارتز مع بعض المعادن الثقيلة المقاومة

شهدت من خلال تاريخ إنطمارها ظواهر متعلقة بالنشأة التي غيرت من خصائصها الميكانيكية و التسبب في التدهور التام لمساميتها واستغرق تسلسل النشأة في ثلاث مراحل: إيوجيناز، ميزوجيناز، تيلوجيناز. هذه المراحل ترتبط مباشرة إلى الأحداث التكتونية التي أثرت على منطقة الدراسة و يتم التحكم بشكل رئيسي من قبل ديسكوردنس أرسينيان.

تبين دراسة التشققات أن خزان كوارتزييت الحمراء يحتوي على شبكة واسعة من التشققات الطبيعية، والتي يمكن أن تلعب دوراً هاماً جداً في تحسين الإنتاج عن طريق زيادة النفاذية التي تعتبر الخاصية البتروفيزيائية الإبتدائية على وجه الخصوص

**الكلمات المفتاحية :** حاسي الطرفة، الكوارتزييت الحمراء، المحروقات، النشأة، التشققات، المسامية، النفاذية

## ***I. Introduction générale***

Les gisements d'hydrocarbures d'Algérie sont quasiment tous situés dans le Sahara où ils se répartissent dans différents bassins.

Plus de deux cents gisements sont aujourd'hui reconnus. Les réservoirs, gréseux dans leur quasi-totalité, se trouvent essentiellement dans les niveaux du Cambro-Ordovicien, du Siluro-Dévonien, du Carbonifère et du Trias.

Le bassin le plus prolifique demeure celui de l'Oued Mya où se trouve le gisement géant d'Hassi Messaoud. Le réservoir, gréseux, se trouve essentiellement dans les niveaux du Cambrien.

Les récentes découvertes réalisées par Sonatrach sur la périphérie de ce gisement géant (Hassi Dzabat, Hassi Guettar et Hassi Tarfa) ont montré l'existence d'un système pétrolier secondaire dans les niveaux des grès d'âge ordovicien inférieur (Quartzite de Hamra).

Le réservoir « Quartzite de Hamra », constitue actuellement l'un des principaux objectifs de l'entreprise Sonatrach dans l'exploration en Algérie.

En ce nouveau réservoir, les premiers tests montrent des signes encourageants, signant ainsi le déclenchement d'un plan d'exploration qui ne cesse à se développer pour cerner cet énorme potentiel.

La valorisation de cette ressource au potentiel très prometteur, passe par la compréhension des relations entre la sédimentologie des faciès, les mécanismes de la diagenèse, leur mode de fracturation dont l'incidence sur le comportement hydraulique des réservoirs s'avère déterminante.

La formation « Quartzites de Hamra », situées à une profondeur entre -3000 et -3500 m, a connu au cours de son histoire d'enfouissement, une importante diagenèse siliceuse qui avait modifié ses propriétés mécaniques et entraîné la dégradation totale de sa porosité. Néanmoins, et à toutes les échelles, elle est marquée par des systèmes de fractures naturelles qui pallient aux faibles caractéristiques matricielles, mais sur lesquelles les connaissances restent encore très partielles.

Dans cette approche, ce travail présenté dans le cadre de ce mémoire, consiste en un essai de caractérisation du réservoir « Quartzite de Hamra » dans la région de Hassi Tarfa par la réalisation d'un modèle de dépôt afin de retracer la dynamique sédimentaire de la série étudiée au cours de l'Ordovicien inférieur ainsi que son évolution diagenétique dans le temps.

La caractérisation de ce réservoir gréseux compact est l'un des verrous technologique de ces prochaines années pour pouvoir développer de nombreux champs en Algérie.

### **1. But du travail :**

Les objectifs de ce mémoire, multiples, sont ceux propres à une étude sédimentologique la plus complète possible par :

- ✚ L'identification de différentes structures sédimentaires à partir des carottes et la réalisation d'un modèle de dépôts à partir de l'enchainement vertical des faciès.
- ✚ L'étude pétrographique systématique des échantillons de trois puits afin d'identifier et de quantifier les paramètres primaires et secondaires et de mettre en évidence la fraction lithique et la phase liaison.
- ✚ L'étude diagénétique axée sur la compréhension des phénomènes diagénétiques et leurs évolutions dans le temps, prenant en compte à la fois, l'histoire d'enfouissement (pression-température) et la circulation des fluides, afin de comprendre son influence sur la modification des propriétés pétrophysiques du réservoir.
- ✚ L'étude de fracturation afin de déterminer l'intensité et la typologie des fractures ainsi que leurs l'impact sur la productivité de réservoir.

### **2. Organisation du mémoire :**

Ce travail est présenté en quatre chapitres. Après la présentation du contexte géologique (chapitre I) la totalité des résultats sera présentée dans les chapitres II.III. IV.

**Le premier chapitre (Généralités) :** Ce chapitre a pour objectif de replacer le secteur d'étude dans un cadre géologique général. Il correspond à une synthèse bibliographique de données géographiques, géodynamiques, paléogéographiques et lithologiques, focalisée sur la partie orientale de la plate-forme saharienne.

**Le deuxième chapitre (Lithostratigraphie) :** Ce chapitre traite l'aspect lithostratigraphique de la région étudiée, ainsi que la mise en évidence des caractéristiques particulières de chaque puits.

**Le troisième chapitre (Sédimentologie) :** En ce chapitre nous présenterons d'abord les différents lithofaciès et leur interprétation en termes de processus et d'environnements de dépôt. Ensuite, une description pétrographique et une quantification des paramètres primaires

des échantillons étudiés, puis une description et une quantification des phénomènes diagenétiques observés qui permettront de comprendre en partie les conditions d'enfouissement des dépôts. Enfin, une chronologie des événements diagénétiques sera proposée.

**Le quatrième chapitre (fracturation)** : En ce chapitre, nous présenterons les notions et principes de base relatifs à l'étude de la fracturation, les différents types de fractures et microfractures mis en évidence par les observations macroscopiques et microscopiques et leur impact sur le réservoir.

Enfin, une conclusion générale dans laquelle nous rappellerons les principaux résultats obtenus et les recommandations proposées.

***Chapitre I :***

***Généralité***

## **I. Introduction**

En Algérie, on distingue deux unités géologiques et structurales majeures séparées par l'accident Sud-atlasique : l'Atlas (ou domaine alpin) dans la partie Nord, qui correspond à une chaîne intracontinentale résultant essentiellement de la tectonique alpine et la plate-forme saharienne dans la partie Sud, relativement stable, qui a été structurée en majeure partie au Paléozoïque.

La plate-forme saharienne est subdivisée en deux provinces, séparées par la ride d'Amguid de direction N-S : la province Ouest, riche en gaz et la province Est où se trouvent à la fois des gisements d'huile et de gaz.

La différence entre ces deux provinces est liée à leur histoire mésozoïque et cénozoïque. Les sédiments mésozoïques et cénozoïques sont bien développés et fortement tectonisés dans la province Est, alors que dans la province Ouest, ils sont plutôt stratiformes et moins développés. De plus, l'histoire de la formation et du piégeage des hydrocarbures dans les bassins paléozoïques est différente entre ces deux provinces, avec une histoire méso-cénozoïque à l'Est et paléozoïque à l'Ouest.

## **II. Situation géographique d'Hassi Tarfa :**

La région d'Hassi Tarfa est située dans le Nord-Est du Sahara Algérien (Fig.1), dans la wilaya de Ouargla, à près de 650km au sud d'Alger et à 44km au sud d'Hassi Messaoud.

Elle limitée par :

- Les parallèles 31° et 32° Nord.

Les méridiens 6° et 7° Est.

Elle appartient au bloc n°427 selon le découpage de Sonatrach, et est limitée par:

-  Le champ d'Hassi Messaoud vers le Nord et le Nord-Est.
-  Le champ d'Hassi D'zabat vers l'Ouest.
-  A l'Est le champ de Mesdar.
-  Au Sud le champ d'El Gassi.

### **1. Climat**

Hassi Tarfa est une région désertique soumise à un climat chaud, avec un maximum d'heure d'ensoleillement. La période de juin à octobre est caractérisée par les

températures les plus élevées supérieures à 40 c°. Le taux d'humidité moyen est de l'ordre de 46%, avec une très faible pluviosité.

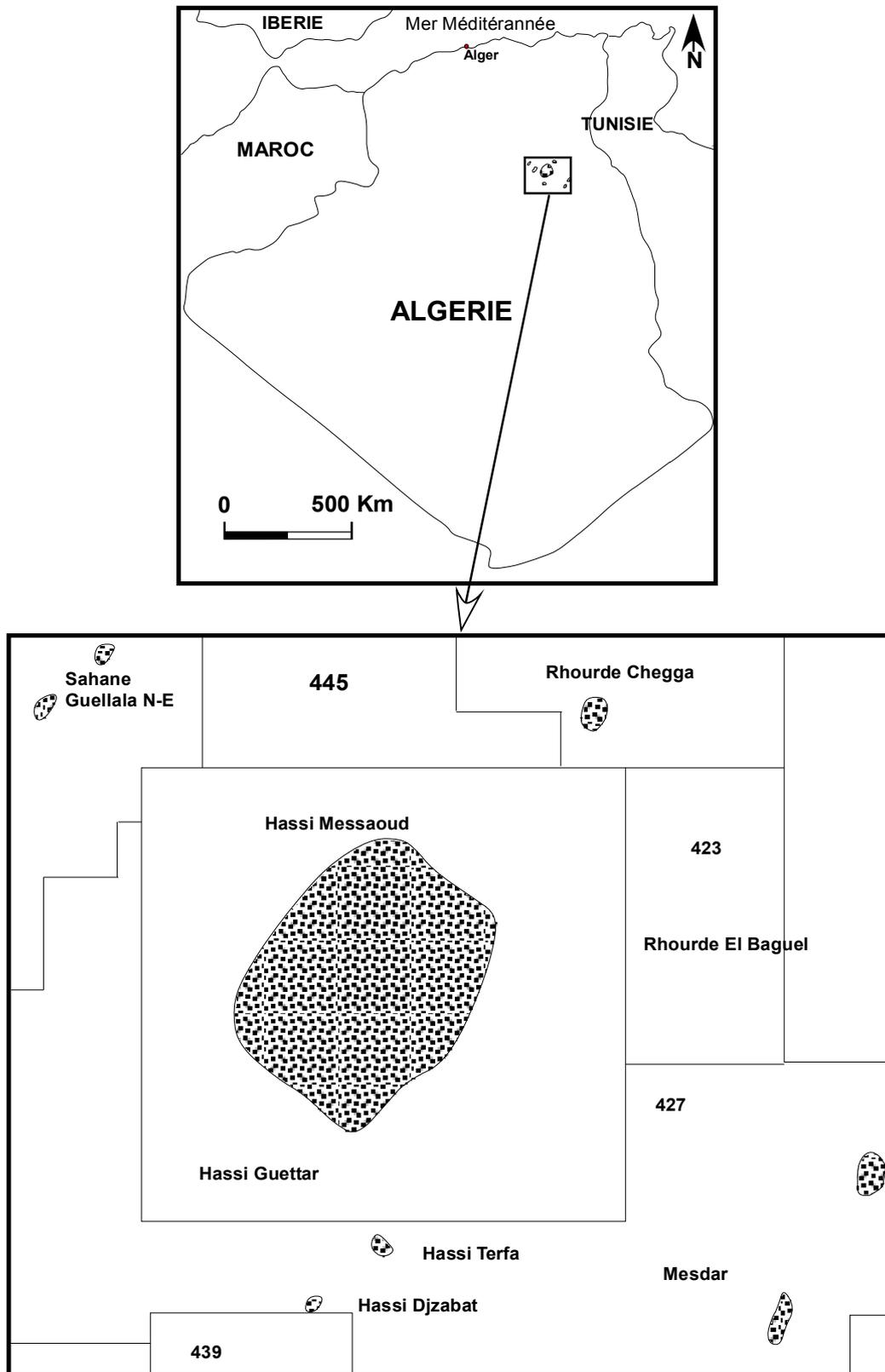


Fig. 1 : Situation géographique d'Hassi Tarfa.

## 2. Végétation

Vue les caractéristiques climatiques de la région, l'écosystème connaît une diversité biologique très réduite. L'essentiel de la végétation se localise dans les Oasis, tandis que la faune, très rare se limite aux alentours des oasis et aux points d'eau.

### III. Historique des travaux de recherche et d'exploration :

Les premiers travaux de reconnaissance géologique dans le Sahara remontent au XIX<sup>e</sup> siècle. Ils firent l'objet d'une première synthèse géologique après l'excursion géologique organisée par Oscar Lenz en 1880, avec un itinéraire allant du Maroc au Mali, en traversant le Sahara algérien. Au cours de cette excursion, les premiers fossiles du Dévonien et du Carbonifère furent déterminés.

Dès le début du XX<sup>e</sup> siècle, d'autres travaux de reconnaissance ont été conduits. On peut citer les travaux de Gautier(1906), de Menchikoff (1924, 1930, 1949), de Meyendorf (1938), Pouyetto (1952), (Beuf *et al.*, 1971). Dans le cadre de ces travaux, des cartes géologiques à différentes échelles ont été levées (Fabre *et al.*, 1972 - Fabre, 1978).

A partir des années 50, les travaux d'exploration géologique prennent beaucoup plus d'ampleur en raison de l'essor des prospections pétrolières qui ont permis de mettre en évidence d'importants gisements d'hydrocarbures dans le Sahara algérien. Ces gisements sont parmi les plus importants au monde.

La découverte des grands gisements pétroliers, d'huile d'Hassi Messaoud et de gaz à Hassi R'Mel, a orienté l'effort de recherche principalement dans l'Est du pays au détriment de l'exploration dans l'Ouest, où les travaux sont peu abondants.

Au début du XXI<sup>e</sup> siècle, avec la nouvelle acquisition sismique (2D et 3D) réalisée autour de Hassi Messaoud à permis de mettre en évidence un certains nombre de structures assez complexe, comme le gisement de Hassi Tarfa. Découvert en janvier 2000, avec le forage du puits vertical HTF1 qui a traversé le réservoir de l'Ordovicien «Quartzites de Hamra» à 3318 m de profondeur, le test de ce réservoir a donné un débit d'huile de l'ordre de 10 m<sup>3</sup>/h.

Ce résultat positif a encouragé l'exploration dans cette région ou 09 puits ont été forés entre 2000 et 2007 au cours de la phase de délinéation du gisement.

Forés en 2001, les puits HTFN-1et HTF-2 avaient pour but l'évaluation des «Quartzites de Hamra» productifs dans le puits HTF-1.

En septembre 2001 le puits HTF-3 a été foré avec les objectifs suivants :

- évaluer les «Quartzites de Hamra».
- tester leur potentialité dans les limites de la fermeture structurale.
- délimiter l'extension du réservoir ordovicien dans cette structure.
- confirmer le volume des réserves prouvées sur le compartiment Est de la structure.

En mai 2005, le puits HTF-4 a été réalisé avec comme objectif l'évaluation des «Quartzites de Hamra» et les grés cambriens des niveaux Ri et Ra.

Depuis 2002, et au cours de la phase de délinéation du gisement, les «Quartzites de Hamra» ont produit un cumulé d'huile de 115 000 m<sup>3</sup> (2 millions de Barils) à travers 2 puits raccordés au réseau de surface.

#### **IV. Cadre géologique :**

##### **1 Cadre Régional :**

Pour mieux comprendre le contexte géologique de la région d'étude, il est indispensable de la situer dans le cadre de la plate-forme saharienne.

##### **1.1 La plate-forme saharienne**

La plate-forme saharienne, située au Sud de la flexure sud-atlasique, s'étend sur une superficie de 8.000.000 km<sup>2</sup>, couvrant plusieurs pays du Nord du continent africain. Elle constitue un domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque.

On y rencontre des terrains très anciens, du Protérozoïque (1,8-2 Ga, Trompette, 1995) mis en place à l'Archéen et lors de l'orogénèse éburnéenne.

Ces formations constituent de vieux boucliers stables, comme le bouclier Réguibat par exemple (Rocci et al., 1991). Le bouclier du Hoggar, également très ancien a, de surcroît, subi les effets de l'orogénèse panafricaine (Liégeois et al., 2003).

Dans cette plate-forme saharienne, on reconnaît plusieurs zones subsidentes qui ont conduit au développement d'importants bassins sédimentaires (Fig. 2).

Ces bassins sont répartis dans trois provinces riches en hydrocarbures

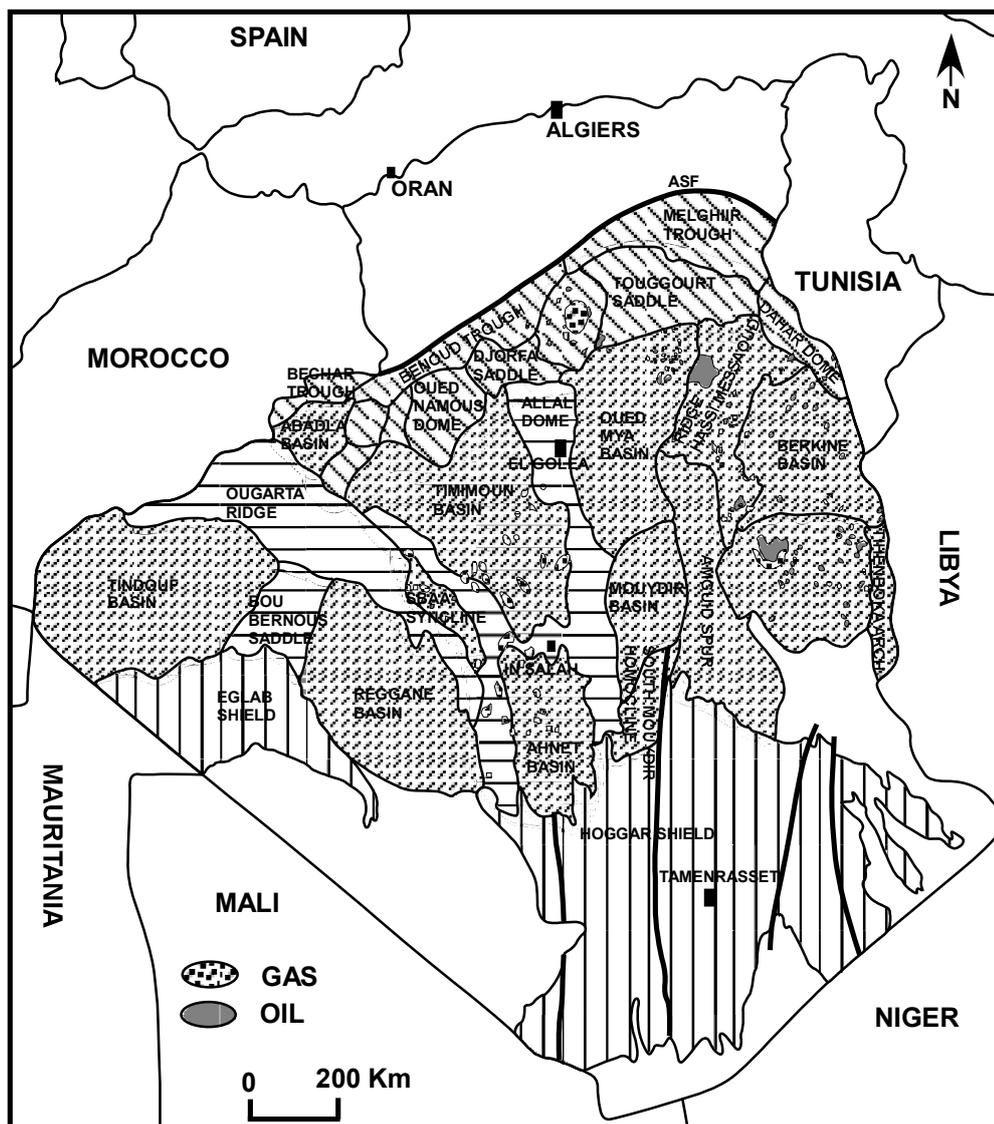


Fig. 2 : Carte des bassins de la plate-forme saharienne. (Sonatrach, Division exploration).

### 1.1.1. Les différentes provinces de la plate-forme saharienne (Fig. 3) :

#### 1.1.1.1 La province occidentale :

La province occidentale comprend les bassins de Béchar, de Tindouf, de Reggane, de l'Ahnet, du Mouydir, de Timimoune et de Sbaa. Ces dépressions sont à remplissage paléozoïque, Cambrien à Namurien. Le Méso-cénozoïque y est peu développé. La puissance des séries varie de 3500 à 8000 m. (WEC, 2004).

#### 1.1.1.2 La province triasique ou centrale :

Située dans la partie septentrionale de la Plate-forme Saharienne, la province triasique est un anticlinorium de direction Est -Ouest où les éléments majeurs suivants ont été individualisés :

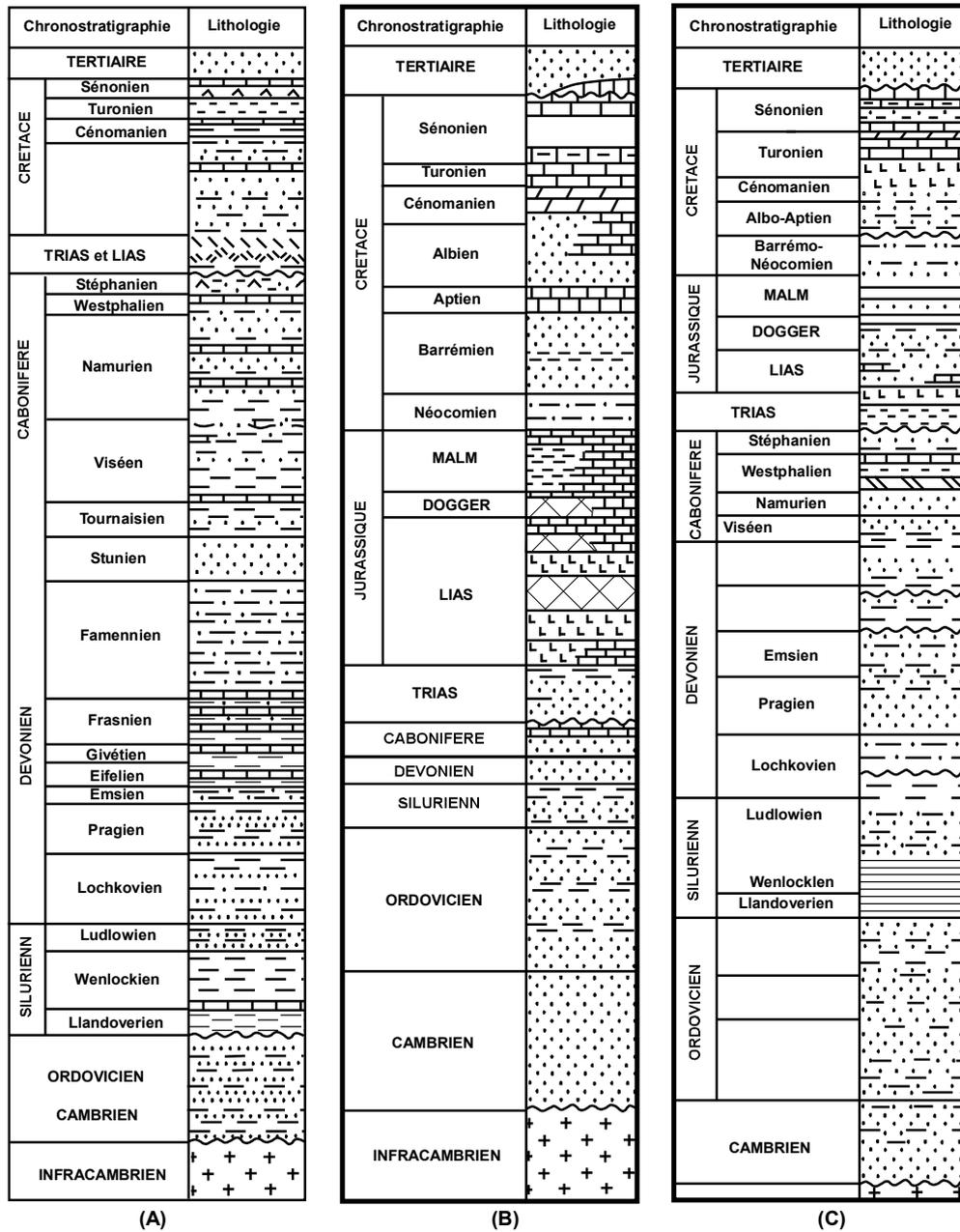
- la voûte de Tirlhemt et le haut fond de Talemzane,
- le système structural de Djemââ-Touggourt,
- le système de dislocation d'El Agreb-Messaoud ;
- le môle de Dahar.

Ces éléments sont séparés par des dépressions (Oued Mya) où l'on rencontre les séries types de la province triasique. Les dépôts paléozoïques sont souvent très érodés, aussi profondément que l'Ordovicien ou le Cambrien. Le Mésozoïque, discordant sur le Paléozoïque, est présent du Trias au Crétacé. Le Cénozoïque est représenté par une série détritique du Mio-pliocène. (WEC, 2004).

### **1.1.1.3 La province orientale :**

Cette province, appelée aussi synéclyse Est Algérie, se compose des bassins d'Illizi et de Ghadamès séparés par le môle d'Ahara.

La série sédimentaire type, en discordance sur le Précambrien, présente tous les termes, du Cambrien à l'Actuel. Une série sableuse d'âge Mio-pliocène recouvre localement les formations terminales du Mésozoïque. Enfin le Quaternaire discontinu, de faible épaisseur, constitue le dernier élément de la série stratigraphique. (Wec 2004).



**Fig. 3 : Stratigraphie de la plate-forme saharienne (d'après Wec, 2004).**

(A) : Province occidentale, (B) : Province triasique, (C) : Province orientale

## **1.2. Paléogéographie de la plate-forme Nord-gondwanienne au Paléozoïque inférieur :**

### **1.2.1 Le Cambro-ordovicien :**

La tectonique panafricaine (500 à 600 millions d'années) aboutit à la formation du supercontinent Gondwana, qui recouvre au Cambrien une vaste surface allant du pôle Sud à l'équateur. L'observation de faciès carbonatés, évaporitiques et stromatolithiques indique plutôt un climat chaud dans un stade climatique de «greenhouse» (Scotese et *al.*, 1999). Au Cambrien inférieur, la sédimentation s'est effectuée sur une plateforme structurée avec des apports en provenance du sud-sud-est (Beuf et *al.*, 1971).

Au Cambrien moyen, l'influence marine est croissante d'est en ouest. Vers la fin du Cambrien moyen, les mouvements épirogéniques vont influencer la sédimentation sur toute la bordure ouest de la plate-forme saharienne et favoriser les incursions marines (influence tidale), prémices d'une transgression qui va se généraliser sur l'ensemble du Sahara au cours de l'Ordovicien (Legrand, 1985).

La marge passive Nord-gondwanienne est alors recouverte par des eaux peu profondes (ouverture de l'océan Paléo-Téthys) et des cycles de transgression et régression vont créer des variations bathymétriques sur la plate-forme saharienne durant l'Ordovicien (Beuf et *al.*, 1971).

A l'Ordovicien terminal, l'Afrique du Nord est située près du pôle Sud, où s'installe une gigantesque calotte glaciaire née d'un changement climatique global (Scotese et *al.*, 1999). Cette glaciation est associée à une importante chute du niveau marin.

### **1.2.2 Le Silurien**

Au Silurien, un nouveau changement climatique entraîne la fonte rapide de la calotte glaciaire ordovicienne. Une importante transgression marine se met alors en place sur toute l'Afrique du Nord, conduisant au dépôt des argiles siluriennes riches en matière organique (Lüning et *al.*, 2000).

### **1.3 Lithologie des séries protérozoïque et paléozoïque inférieur (Fig. 4) :**

#### **1.3.1 Substratum précambrien :**

Dans la plate-forme saharienne, le socle a été reconnu surtout à l’affleurement, mais aussi dans certains puits. Le socle du vieux craton ouest-africain et du bouclier Targui sont essentiellement constitués par des granites, des schistes, des phyllosilicates et des hyolites. Les mouvements épirogéniques tardifs, datés vers -550 / -540 Ma permettent une nouvelle érosion et le dépôt de formations tels que les grès d’El Moungar, appelé «Unité I» constitués de conglomérats, d’arkoses et de quartzites, évoluant vers des siltstones, occasionnellement préservés et légèrement discordants sous la surface tassilienne. ( Beuf et *al.*, 1971).

#### **1.3.2 Cambrien (Unité II) :**

Les dépôts cambriens reposent en discordance sur les roches plissées infracambriennes et précambriennes constituant le socle. Ils sont régionalement représentés par des grès grossiers et des quartzites à passées conglomératiques, à stratifications obliques ou entrecroisées, typiques de systèmes fluviatiles en tresses.

Puis, l’environnement devient rapidement marin (tidal/estuarien) et conduit au dépôt de grès plus fins et mieux triés. Cette influence marine s’affirme progressivement jusqu’à l’Ordovicien où les dépôts deviennent franchement marins ( Beuf et *al.*, 1971).

#### **1.3.3 Ordovicien (Unités III et IV) :**

L’Ordovicien (inférieur à supérieur) se décompose en deux unités principales successives (III et IV). L’Ordovicien III, daté du Trémadocien au Caradocien, correspond à des alternances argilo-gréseuses déposées lors d’une succession de cycles marins transgressifs et régressifs. En revanche, les dépôts hirnantiens d’origine glaciaire de l’Ordovicien IV présentent une grande variabilité de faciès. Le découpage au sein de ces deux unités est le suivant :

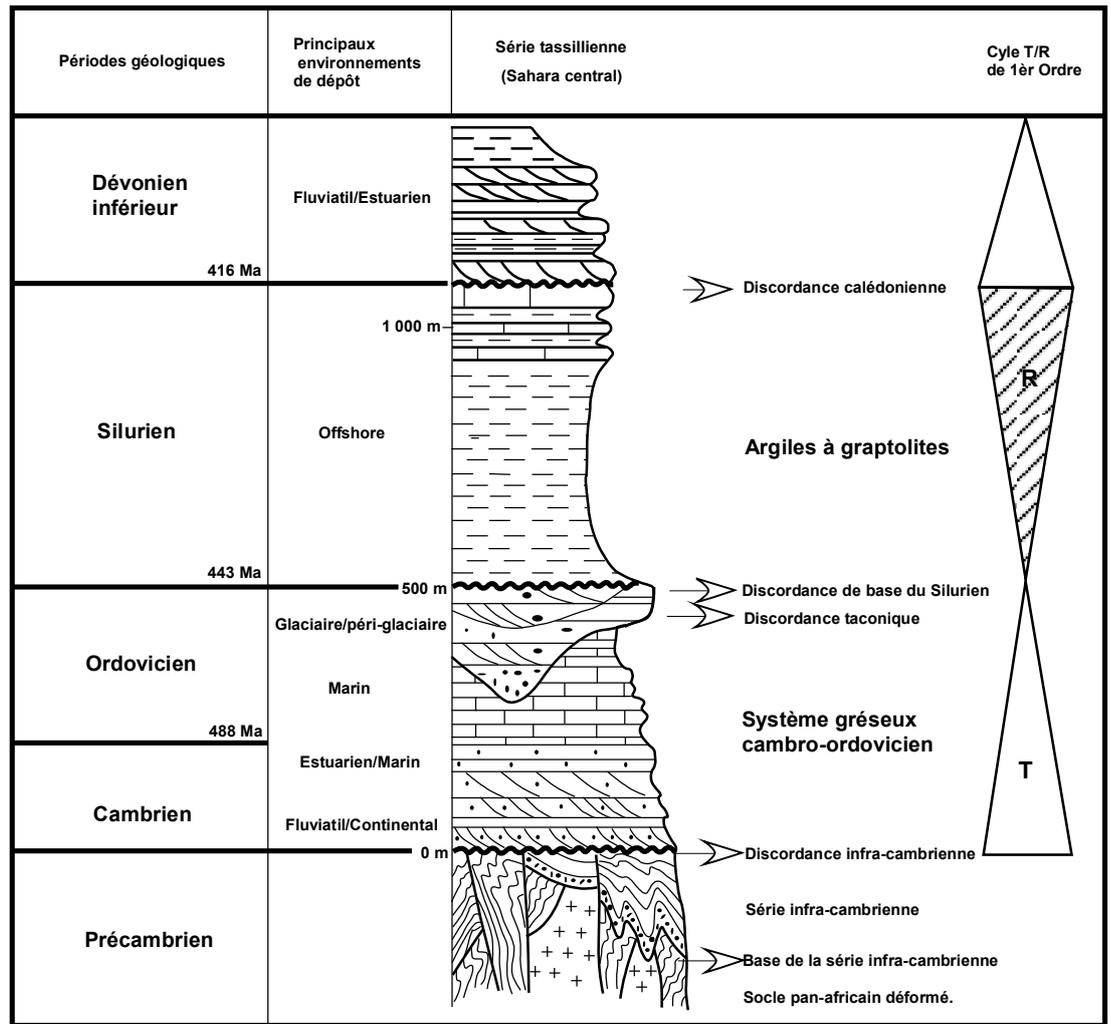


Fig. 4 : Coupe synthétique de la série sédimentaire du Paléozoïque inférieur dans le Sahara central. (D'après Beuf et al. , 1971).

L'unité III-1 est définie par une succession d'environnements marins (offshore sup.) d'âge Trémadocien. Il s'agit de la Zone des Alternances (alternances grès et argiles), des Argiles d'El Gassi, et des Grès d'El Atchane, avec un maximum d'inondation dans les argiles d'El Gassi.

L'unité III-2 est composée par les «Quartzites d'Hamra», liées à un environnement marin proximal (foreshore à shoreface inférieur). Le sommet de cette unité est généralement érodé à la limite Arénigien /Llanvirnien.

L'unité III-3 (Ordovicien moyen) est constituée successivement des Argiles de Tiférouine et des Grès d'Oued Saret.

L'unité IV, ou «Ordovicien glaciaire», correspond dans le contexte régional aux Grès d'El Goléa, aux «Argiles Microconglomératiques», et à la Dalle de M'Kratta. Ces formations silico-clastiques contiennent plusieurs preuves irréfutables d'un dépôt en environnement glaciaire (argiles à dropstones, planchers glaciaires, figures d'érosion glaciaire, déformation sous-glaciaire, etc. (Beuf et *al.*, 1971 - Ghienne et *al.*, 2007). Dans cette unité glaciaire, les variations de faciès sont extrêmement importantes et rapides.

L'unité IV présente à sa base une incision profonde pouvant localement éroder quelques dizaines de mètres du sommet des formations cambriennes. Différentes vallées glaciaires orientées approximativement N-S s'emboîtent verticalement et latéralement. L'apport sédimentaire est globalement orienté du sud vers le nord, en accord avec la direction d'écoulement de la glace à l'échelle régionale.

### **1.3.4 Silurien**

Le Silurien basal est caractérisé par le dépôt d'argiles hémipélagiques noires à graptolites riches en matière organique et fortement radioactives à la base. Elles se sont mises en place sous des conditions anoxiques en raison de faibles circulations océaniques.

Cette formation, dont le faciès est assez uniforme dans le sud algérien, constitue un bon repère lithologique pour marquer la limite Ordovicien- Silurien (Lüning et *al.* 2000).

## **1.4 Evolution géodynamique de la plate-forme saharienne :**

### **1.4.1 La phase panafricaine :**

La phase panafricaine est responsable de la convergence de plusieurs cratons s'amalgamant pour former le supercontinent Gondwana. La chaîne panafricaine est issue de la collision entre les cratons Ouest et Est-Africain à la fin du Protérozoïque (Fabre, 1980), collision qui provoque la surrection du massif du Hoggar et la mise en place de grands linéaments de socle orientés N-S (Fig. 5).

Cette phase est ainsi à l'origine d'un grand réseau de failles caractérisé par des accidents subméridiens sub-verticaux. Ces derniers sont interprétés comme des décrochements (NW-SE et conjugués) résultant d'une compression horizontale orientée E-W. Ainsi, la collision panafricaine engendre la structuration du socle précambrien sur l'ensemble de la plate-forme saharienne, formant l'édifice de base sur lequel vont s'installer les bassins paléozoïques.

La phase panafricaine s'achève au Protérozoïque terminal et sera suivie d'une longue période de subsidence post-orogénique favorisant le développement des bassins paléozoïques.

#### 1.4.2 Le Paléozoïque pré-hercynien

Suite à l'orogénèse panafricaine, une phase de distension majeure, orientée NW-SE, provoque une subsidence générale et une pénélplanation de la chaîne panafricaine. Il s'agit de l'extension cambro-ordovicienne, liée au basculement général de la plate-forme Nord-gondwanienne vers le nord-ouest, associé à une phase d'ouverture océanique (Paléo-Téthys) et formant des structures en demi-graben conduisant à l'individualisation des bassins de la plate-forme saharienne.

Le refroidissement post-extension de la lithosphère du nord-ouest de l'Algérie provoque une subsidence généralisée de la plate-forme (fin Cambrien à Permien), avec des directions de paléo-courants orientés de manière générale du sud vers le nord. L'analyse précise de ces directions de paléo-courants sur la plate-forme saharienne montre tout de même de légères convergences vers l'axe des bassins, prouvant ainsi que la structuration de ces bassins a débuté dès le Cambrien (Beuf et *al.*, 1971).

A l'Ordovicien supérieur, des mouvements compressifs orientés E-W réactivent les accidents subméridiens et génèrent des plis d'axe N-S à l'échelle régionale. Cette compression d'âge caradocien est associée à la phase taconique (440 Ma) du cycle calédonien et engendre une inclinaison globale de la plate-forme vers le sud.

C'est en cette période que s'installe la calotte glaciaire fini-ordovicienne sur le Gondwana. Au Silurien, la zone Nord-gondwanienne est subsidente et constitue un plateau continental (marge océanique) aux dimensions exceptionnelles, lié au développement de l'océan proto-Téthys.

Cette marge au pendage très faible était alors composée de sous-bassins intra-cratoniques peu profonds. La remontée du Gondwana vers le nord fut rapide durant cette période. Des variations climatiques de grande ampleur entraînent la fonte quasi-totale de la calotte glaciaire provoquant ainsi une transgression marine majeure (augmentation du niveau marin de plus de 150m) et le dépôt des argiles siluriennes.

La phase compressive calédonienne provoque une réactivation des structures du socle panafricain et accentue les reliefs préexistants. Plusieurs discordances locales témoignent de

cette phase tectonique qui se situerait entre la fin du Silurien et le Dévonien inférieur (Fig. 6). Cependant, la phase calédonienne affecte très différemment les bassins sahariens.

Une phase d'extension durant le Gedinnien-Siegenien provoque le rejeu synsédimentaire de failles et de structures préexistantes. Le Dévonien inférieur est marqué par un basculement plus ou moins important des bassins vers le nord-ouest, se prolongeant jusqu'au début du Carbonifère.

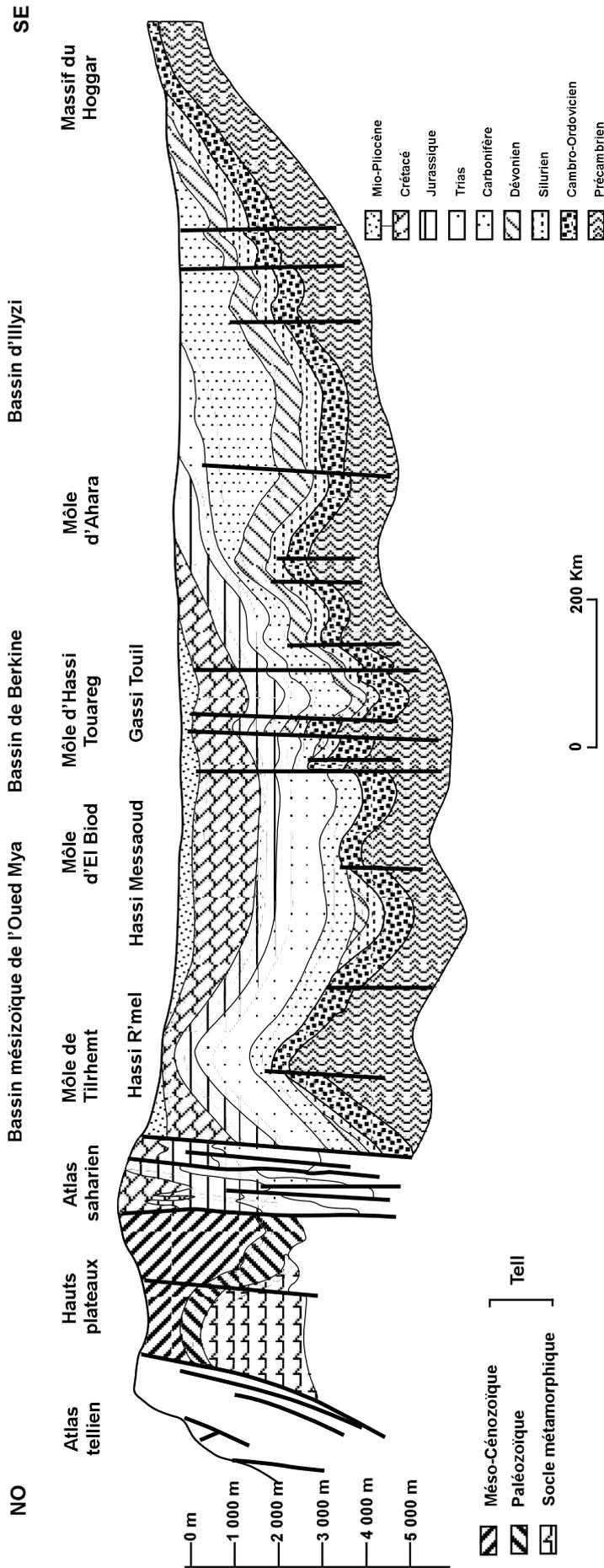


Fig. 6 : Coupe géologique régionale.

### 1.4.3 Les mouvements hercyniens du Carbonifère :

La phase hercynienne est considérée dans la région étudiée comme étant la phase tectonique la plus importante depuis l'orogénèse panafricaine. Subdivisée en trois degrés d'intensité (Fig. 7), elle a provoqué une intense structuration, la création et la réactivation de nombreux systèmes de failles et une érosion importante se prolongeant probablement jusqu'au Lias.

Les mouvements hercyniens sont partagés en mouvements précoces (Viséen ) et majeurs (Post-Namurien). Les effets de cette phase, d'orientation NE-SW, ont joué un rôle majeur dans la structuration des différents bassins de la plate-forme saharienne et dans la mise en place des systèmes pétroliers.

Le plus souvent, par la réactivation des accidents panafricains (Haddoum *et al.*, 2001), l'orogénèse hercynienne entraîne une forte déformation intraplaque à travers toute la plateforme saharienne,. Les unités réservoir cambro-ordoviciennes ont alors été plissées, faillées, fracturées et soulevées de façon permanente. (Craig *et al* 2006).

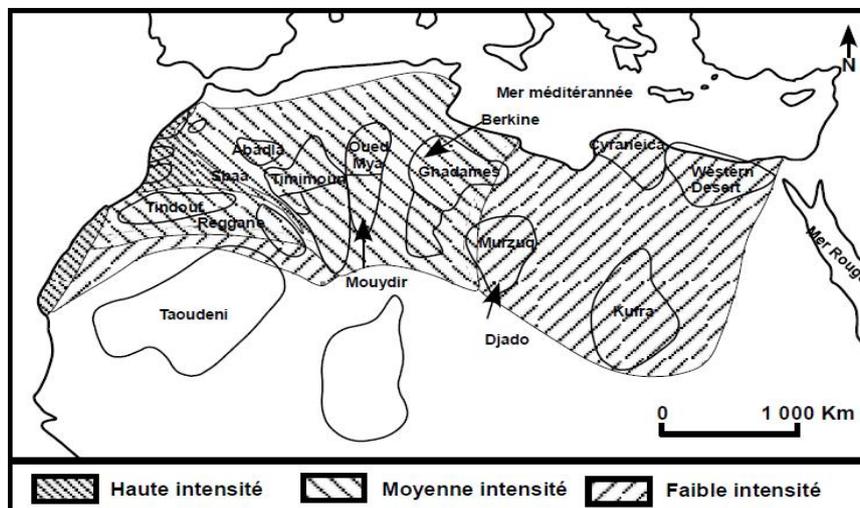


Fig .7 : intensité de la déformation hercynienne (Craig *et al* ,2006)

### 1.4.4 .Les événements mésozoïques et cénozoïques

Les failles ont pu être réactivées lors d'événements mésozoïques ou cénozoïques. Ainsi, au Crétacé inférieur de petits plissements se sont formés lors de la phase compressive

autrichienne d'orientation E-W. Cette phase qui marque le passage Barrémien à Aptien est, avec d'autres phases du Crétacé supérieur, un événement tectonique précurseur de la phase alpine.

Période d'activité maximale	Tectonique	Orientation
Précambrien	Phase panafricaine	Compression horizontale E-W
Cambro-ordovicien	Cycle d'érosion, distension	Distension NW-SE
Silurien-Dévonien	Phase calédonienne	Compression E-W
Dévonien inférieur	Variation des faciès	Distension NW-SE
Viséen	Phase hercynienne	Compression NE
Permien	Phase hercynienne	Compression NW
Trias	Phase de rifting	Distension NW-SE
Aptien	Autrichienne	Compression EW, ENE-WSW
Eocène	Pyrénéenne	Compression NS et NWSE
Miocène	Phase alpine	Compression N-S

**Tableau N°01** : Les phases tectoniques majeures avec leurs orientations

(D'après Boudjamaa, 1987).

## **2 Cadre local**

### **2.1 Situation géologique de Hassi Tarfa :**

La structure géologique d'Hassi Tarfa, comportant une série paléozoïque profondément érodée par la discordance hercynienne, est située dans la province triasique,

dans le prolongement Nord de l'axe positif d'Amguid-El Biod, élément tectonique majeur de direction subméridienne et actif tout au cours de l'histoire géologique.

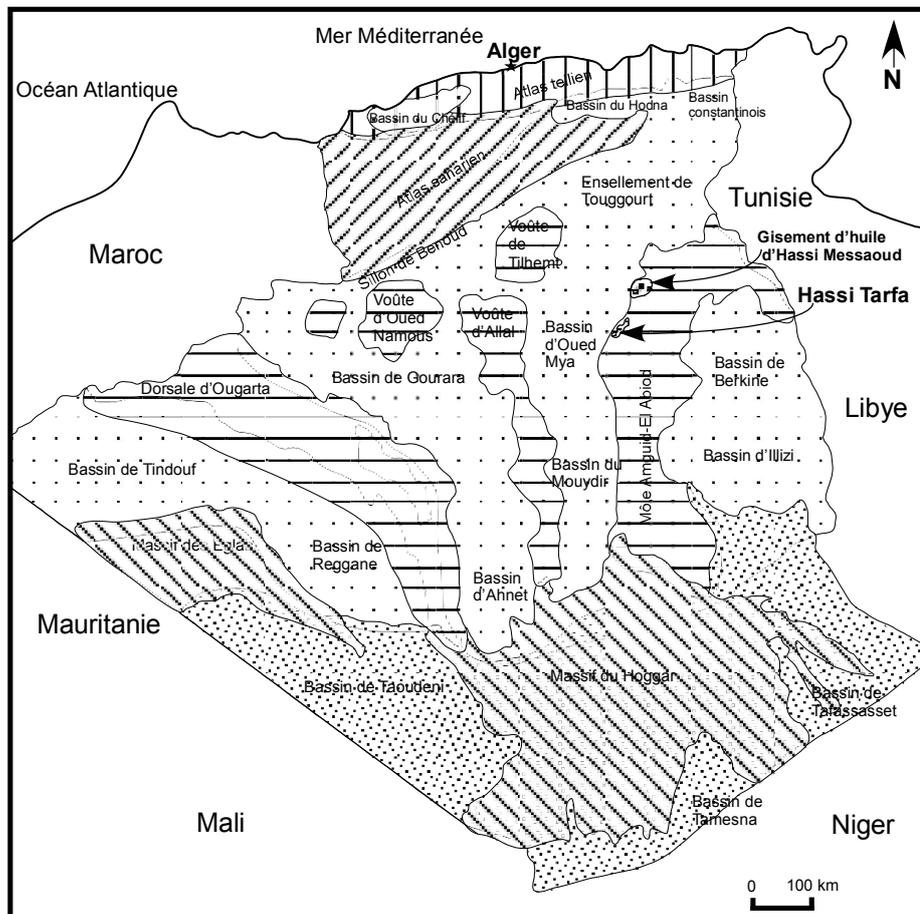


Fig. 8 : Situation géologique du gisement d'Hassi Tarfa. (D'après PED ,2009).

- ✚ Au sud, cet axe se prolonge en continuité jusqu'aux affleurements des Tassilis et du massif du Hoggar par le Môle d'Amguid-El Biod proprement dit.
- ✚ Plus à l'ouest la dépression de l'Oued Mya est soulignée par la préservation de la série siluro-dévonienne sous le Trias et correspond à une vaste structure synclinale entre les môles d'Hassi R'Mel à l'ouest et d'Hassi Messaoud à l'est.
- ✚ À l'est, le trend positif d'Hassi Touareg-Mesdar-Rhourde el Baguel, composé de structures de forte amplitude générées lors de la transpression crétacée (Phase Autrichienne) et réactivées lors des phases alpines. Cet axe sépare la zone d'étude du bassin de Berkirte à l'est,
- ✚ Vers le Nord, la zone d'étude est bordée par les Môles de Talemzane et de Dahar, ou cette paléozone haute d'orientation E-W, appelée par certains auteurs «Voute de

Tilrhemt» ou «Bombement de Djemaa-Touggourt», s'étend depuis Hassi R'Mel à l'ouest jusqu'en Tunisie à l'est.

## **2.2 Aspect stratigraphique :**

La série stratigraphique de la région d'Hassi Tarfa est essentiellement composée des dépôts mésozoïques de 3118 m d'épaisseur, reposant en discordance sur le Paléozoïque de 407 m d'épaisseur (Fig.9). Enfin, un faible épandage détritique d'âge tertiaire de 300 m repose en discontinuité sur le Mésozoïque.

### **2.2.1. Paléozoïque :**

La tranche détritique reconnue par les sondages est constituée par les formations cambro-ordoviciennes. Ces dernières sont prédominées par des grands épandages régionaux des roches détritiques grossières ayant progradés à partir du sud vers le nord en discordance sur un socle hétérogène affecté par la phase panafricaine. Ces formations sont surmontées par d'épaisses séries d'argile et grès issues des grands périodes de transgression-régression marine à partir du nord.

Le Cambro-ordovicien connaît sporadiquement des épisodes volcaniques sans grande extension latérale.

L'Ordovicien supérieur, marqué par une période de glaciation, est précédé par la phase tectonique compressive qui a favorisé une importante érosion des termes ordoviciens de base et parfois cambriens.

Durant le Silurien, une transgression majeure globale à partir du nord s'est caractérisée par les dépôts des argiles noires organiques à graptolites dans un milieu très peu oxygéné.

### **2.2.2. Mésozoïque :**

Les roches détritiques argilo gréseuses datés du Trias supérieur débutent la séquence sédimentaire mésozoïque en discordance angulaire sur les termes paléozoïques. Sur l'ensemble de la partie Nord, ces dépôts correspondent à une période de lente régression marine à partir de l'Est.

Tout ce territoire est marqué par une influence continentale avec l'installation d'un

		AGES	Lithologie	Ep.	Description lithologique	
		MIO-PLIOCENE			Sable silico-carbonaté	
		EOCENE			Calcaire dolomitique	
CRETACE	SENONIEN	Carbonaté		180	Calcaire dolomitique, passées d'anhydrites	
		Anhydritique		200	Dolomie, anhydrite et calcaire blanc	
		Salifère		134	Sel massif avec des passées d'argiles dolomitiques	
		TURONIEN		116	Calcaire avec des passées d'argiles à la base	
		CENOMANIEN		179	Anhydrite, dolomie parfois argileuse	
		ALBIEN		300	Grès argileux à silico-argileux	
		APTIEN		24	Dolomie calcaire avec des passées de marne	
		BARREMIEN		260	Grès, argile silto-sableuse et dolomie	
		NEOCOMIEN		208	Argile carbonatée avec des passées de grès	
		MALM		205	Argile silteuse, grès argileux et anhydrite	
JURASSIQUE	DOGGER	Argileux		220	Argile dolomitique, grès argileux et anhydrite	
		Lagunaire		79	Anhydrite, passées d'argile et dolomie	
	LIAS	LD1		38	Anhydrite, passées d'argile dolomitique	
		LS1		110	Sel massif, anhydrite et passées d'argile	
		LD2		55	Anhydrite, argile carbonatée, dolomie et marne	
		LS2		58	Sel massif avec des passées d'argile	
		Horizon B		27	Calcaire argileux, argile et anhydrite	
	TRIAS	TS1			100	Anhydrite intercalée d'argile dolomitique
		TS2			140	Sel massif, anhydrite et argile
		TS3			175	Sel massif avec passées d'argile
Argileux			50	Argile silteuse à des passées de sel		
Eruptif			0-90	Roches éruptives à passées d'argile		
ORDOVICIEN	Grès de Ouargla			50	Argile silteuse avec des passées de grès	
	Quartzites Hamra			90	Grès silico-argileux à quartzite	
	Grès d'El Atchane			18	Grès glauconieux, passées d'argile	
	Argiles d'El Gassi			85	Argile à passées de grès	
	Zone des alternances			22	Alternance d'argiles et de grès	
CAMBRIEN	Ri			40	Grès isométriques avec pyrite et lignite	
	Ra			120	Grès anisométrique avec joints d'argiles	
	R2			100	Grès microconglomératique	
	R3			370	Grès grossier, conglomératique	
		INFRA-CAMBRIEN		45	Grès argileux rouge	
		SOCLE			Granite porphyroïde rose	

Fig. 9 : Colonne stratigraphique de la région d'Hassi Tarfa. (PED/Sonatrach).

régime fluvial.

Après une phase de rifting, accompagnée par des épanchements volcaniques à la base du Trias, suit une période de dépôts évaporitiques qui dure du Trias terminal au Lias.

Les dépôts évaporitiques sont représentés par des intervalles dolomitiques, calcaires oolitiques ou marno-carbonatés.

Le Crétacé inférieur se caractérise par un large développement des dépôts gréseux, conséquence d'une régression entrecoupée par un intermède aptien carbonaté transgressif.

Le Cénomano-Turonien se caractérise par une reprise du cycle transgressif. Il débute par une phase de sédimentation à influence lagunaire évoluant latéralement et verticalement à un faciès marin.

### **2.2.3. Cénozoïque :**

Durant le Tertiaire, les dépôts de type plateforme épicontinentale et lagunaire persisteront durant le Paléocène et l'Eocène. Cette période est caractérisée par l'orogénèse alpine et ses phases compressives.

## **2.3 Description lithologique**

### **2.3.1.) Paléozoïque : ép. (895 m)**

#### **2.3.1.1. Cambrien : ép. (630 m)**

On distingue de bas en haut :

- **Cambrien R 3 : « 370m »**

Ce sont des grès blanc moyen à très grossiers, micro conglomératique à la base, à ciment argileux abondant admettant des passées de grès ferrugineux et d'argile silteuses.

- **Cambrien R2 : « 100 m »**

Il s'agit de grès moyens à grossiers micacées, mal classés, microconglomératiques quartzitiques à ciment argileux assez abondant et admettant des intercalations de silt.

- **Cambrien Ra : « 120m »**

Ce sont des grés blancs, moyens à grossiers, parfois très grossiers, silico-quartzitiques à quartzitiques, compacts, durs, localement pyriteux, avec de rares passées d'argile grise à gris noir, silteuses, micacées et indurées.

- **Cambrien Ri : « 40m »**

Il est formé de grés blanc, fin à moyen, silico-quartzitique à quartzitique, compact, pyriteux, avec de fines passées d'argile grise à gris-noir, indurées, silteuses, micacées. Abondance de Tigillites et de fissures fermées, horizontales à subhorizontales.

### 2.3.1.2. *Ordovicien : ép. (265m)*

- **Zone des alternances : « 22m »**

C'est une alternance d'argile gris noir à noire, silteuses, micacée, indurée et des grés gris-blanc, fin à moyen, siliceux, moyennement consolidé passant parfois à des siltstones gris-blanc.

- **Argiles d'El Gassi: « 85 m »**

Cette unité lithostratigraphique est constituée d'argile gris à gris foncé, induré, silteuse, micacée, avec des niveaux de grés gris-blanc, siliceux à silico quartzitique, rarement gris-verdâtre à gris-sombre, fin à très fin, argileux, mal consolidé et glauconieux. Notons la présence de roche éruptive, de couleur brun à brun rouge, parfois gris-verdâtre.

- **Les grés d'El Atchane: « 18m »**

Ils sont composés de grés gris-blanc et gris-sombre, fin à moyen, silico-quartzitique, compact, bien consolidé, passant à des quartzites compacts, bien consolidés, glauconieux, localement bitumineux, avec des intercalations d'argile gris foncé, indurée, silteuse et légèrement micacée.

- **Les Quartzites de Hamra : « 90m »**

Les Quartzites de Hamra sont constituées de grés gris-blanc à blanc, localement gris-noir, fins à moyens parfois grossiers, silico-quartzitique compacts, durs, passant par endroit à des quartzites, localement bitumineux, glauconieux, avec des passées d'argile gris-foncé, indurées, silteuses, micacées ; abondance de Tigillites et de fissures remplies de pyrite.

Notons la présence de fractures remplies de roches détritiques et de passée d'argile, brun-foncé et gris-noir, parfois gris-vert, indurée, silteuse, micacée, avec inclusion de galets d'argile gris-vert.

- **Les grés d'Ouargla : «50m »**

Ils sont composés de grés blancs à blanc-beige très fins à fins, parfois fins à moyens, silico- quartzitiques, mouchetés de pyrite, compacts, durs. Notons la présence de passée d'argile grise à noire, silteuse et indurée et d'un niveau de roche éruptive brunâtre et gris-sombre à la base.

### **2.3.2. Mésozoïque : ép. (3118m)**

Il est représenté par le Trias, le Jurassique et le Crétacé.

#### **2.3.2.1. Trias : ép. (466m)**

De bas en haut on distingue

- **Trias (Roches éruptives): «0 à 90 m »**

Il est constitué de roches éruptives, de couleur gris-brun et gris-vert, avec abondance de minéraux verts et d'intercalation d'argile brun-rouge à brun rarement gris-verts, fortement silteuses.

- **Trias argileux : « 50m »**

Il est constitué d'argile plus ou moins silteuses, brun-rouges à bariolés, dolomitique et anhydritique.

- **Trias Salifère : « 415m »**

Il est constitué de bancs de sel massif présentant au sommet des intercalations d'anhydrite et d'argile légèrement silteuses et dolomitique.

#### **2.3.2.2. Jurassique : ep. (792m)**

##### **2. 3.2.2.1. Le Lias : « 288m »**

- **Lias ( Horizon B): «27m »**

Il est constitué de calcaire gris-blanc, localement gris-verdâtre, microcristallin, moyennement dur, avec des passées d'argile gris-vert, gris, brun à brun-rouge, silteuse, tendre à indurée, carbonatée. Notons un niveau d'anhydrite blanche, massive et dure à la base.

- **Lias Salifère(LS2) : « 58m »**

La formation est un sel blanc massif à intercalation d'argile brun-rouge plastique.

- **Lias dolomitique (LD2) : « 55m »**

La formation est une alternance d'anhydrite blanche ou grise compacte, d'argiles versicolores et de bancs de dolomie grise.

- **Lias Salifère (LS1) : « 110m »**

L'ensemble est une alternance de sel blanc, d'anhydrite blanche à grise et d'argile à anhydrite ou dolomitique. Un banc massif d'anhydrite se développe au sommet.

- **Lias dolomitique (LD1) : « 38m »**

La formation est constituée d'alternance d'argile, d'anhydrite et de dolomie.

#### **2.3.2.2.2. Le Dogger : ép. (299m)**

- **Dogger lagunaire : « 79m »**

Il est formé d'anhydrite blanche, microcristalline, massive, dur, avec passée d'argile brun rouge, grise à gris-vert, indurée silteuse, légèrement carbonatée, et de dolomie calcaire beige, gris blanc à gris-verdâtre, microcristalline, argileuse, moyennement dure.

- **Dogger argileux : « 220m »**

C'est une argile versicolore à prédominance brun, silteuse, indurée, carbonatée avec passées d'anhydrite blanche, pulvérulente, localement microcristalline et dure; de dolomie calcaire beige à gris beige, moyennement dure à tendre, passée de grés blanc verdâtre, fin à très fin, argileux carbonaté, moyennement consolidé.

#### **2.3.2.2.3. Le Malm : « 205m »**

Il est constitué d'argile brun rouge et verte, parfois gris, indurée, tendre, silteuse, niveau de grés blanc à gris blanc, fin à très fin, argileux, moyennement consolidé à friable. Passées de dolomie à dolomie calcaire gris clair gris beige, microcristalline, moyennement dure et d'anhydrite blanche, pulvérulente, trace de lignite.

#### **2.3.2.3. Crétacé : ep. (1901m)**

Il est représenté par :

#### **2.3.2.3.1. Néocomien : « 208m »**

Il est constitué d'argile gris vert et brun rouge, indurée, silteuse à silto-sableuse. Passée de grés gris clair à gris vert, parfois brun, fin, argileux, friable. Passée de dolomie grise beige, microcristalline, moyennement dure, présence d'anhydrite blanche pulvérulente.

#### **2.3.2.3.2. Barrémien : « 260m »**

Il est constitué de grés gris-vert et brun, fin à très fin, friable, argileux, avec passée de sable blanc, translucide, moyen à grossier sub-arrondi à sub-anguleux et d'argile, brun et gris-vert, silto-sableuse, rares fines passées de dolomie blanche microcristalline, dure.

#### **2.3.2.3.3. Aptien : « 24m »**

Il est constitué de dolomie calcaire blanche à beige, microcristalline, moyennement dure, présence d'argile gris tendre parfois carbonatée.

#### **2.3.2.3.4. Albien : « 300m »**

Il est constitué de grés gris blanc à blanc, rarement brun, fin à très fin, argileux, moyennement consolidé à friable, d'argile gris à gris verdâtre, brun, indurée, silteuse. Passée de dolomie blanche à beige, microcristalline, moyennement dure à dure, trace de pyrite et

#### **2.3.2.3.5. Cénomanién : « 179m »**

C'est de l'argile grise à gris-verdâtre et brun à brun rouge, tendre à indurée, carbonatée. Intercalation d'anhydrite blanche pulvérulente, rarement cristalline, passée de dolomie beige à gris beige, microcristalline, parfois argileuse dure moyennement dure, et de calcaire gris moyennement dur.

#### **2.3.2.3.6. Turonien : « 116m »**

Il est constitué de calcaire blanc, tendre, crayeux, rarement brunâtre à gris brun, tendre argileux à la base.

#### **2.3.2.3.7. Sénonien : « 514m »**

- **Sénonien salifère : « 134m »**

Il est constitué par du sel blanc et rosâtre translucide, massif, avec fines passées d'argile gris verdâtre brun rouge, légèrement carbonaté. Niveau d'anhydrite blanche, parfois grise, pulvérulente, rares passées de dolomie beige à gris beige

- **Sénonien anhydritique : « 200m »**

C'est une alternance d'anhydrite blanche pulvérulente, et grise, cristalline, dure et de dolomie beige à gris beige microcristalline dure, localement argileuse tendre à indurée, carbonatée. Intercalation d'argile grise à gris sombre, indurée, dolomitique.

- **Sénonien carbonaté : « 180m »**

Il est constitué par la dolomie grise, microcristalline à cristalline, vacuolaire, saccharoïde passant par endroit à des calcaires dolomitiques gris-blanc à blanc, argileux. Passée d'argile gris à gris foncé, indurée, carbonatée, niveau d'anhydrite blanche pulvérulente et grise, cristalline, dure.

### **2.3.3. Cénozoïque : ép. (305m)**

#### **2.3.3.1. Eocène : « 140m »**

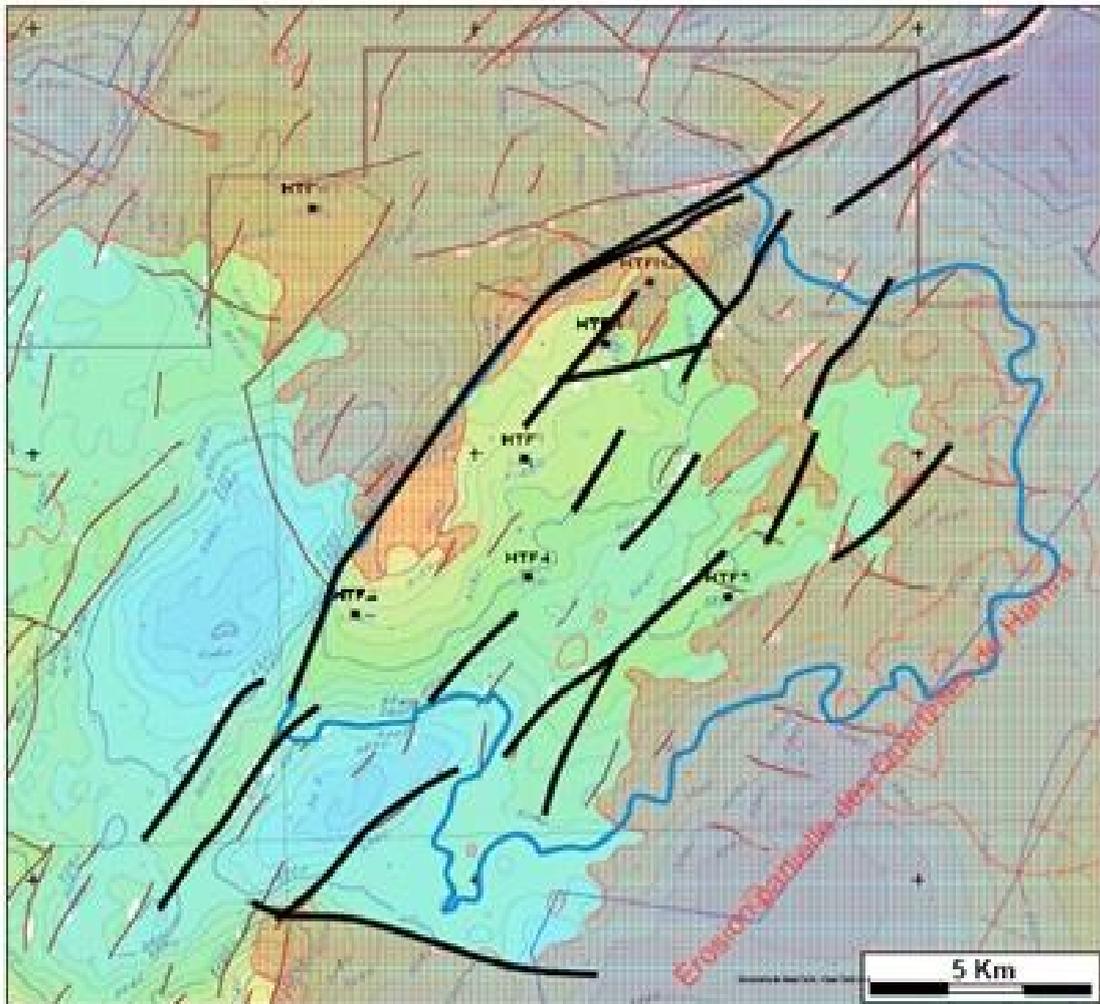
C'est un calcaire blanc, crayeux, tendre, avec inclusion de silex. Des passée d'argile grise et de dolomie blanche, microcristalline, dure, vacuolaire, passent par endroit à une dolomie calcaire, dure, fine.

#### **2.3.3.2. Mio-Pliocène : « 165m »**

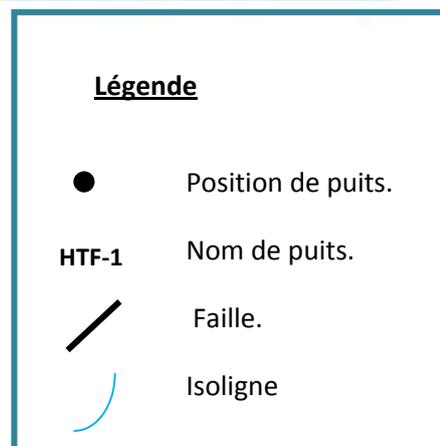
C'est un sable blanc, parfois jaunâtre, translucide, moyen à grossier, sub-arondi à sub-anguleux avec des passée de dolomie beige. Des niveaux de calcaire, blanc gréseux, moyennement dur et de gypse blanc, fibreux, translucide terminent cette série.

### **3 .Aspect structural**

La structure d'Hassi Tarfa appartient au prolongement septentrional de l'axe d'El Agreb-Hassi Messaoud qui constitue le prolongement septentrional de l'accident Amguid-El Biod dans lequel s'insèrent des différents plis anticlinaux d'orientation NE-SW, recoupés parfois par des failles subméridiennes de moindre ampleur.



**Fig. 10 : Carte en isobathes au toit des Quartzites de Hamra (Beicip, 2007)**



Plusieurs phases tectoniques ont affecté la région. Les déformations observées sont principalement liées aux mouvements des phases tectoniques hercyniennes et au rifting

permo-triasique. La phase orogénique hercynienne est associée à la surrection du Môle d'Amguid-El Biod-Hassi Messaoud et a provoqué une remontée régionale du bassin paléozoïque en relation avec des mouvements de fléxuration de grande amplitude. Ceci se traduit par un basculement régional du bassin vers l'Est et une importante érosion des séries paléozoïques sur le môle.

La structure actuelle d'Hassi Tarfa est formée d'un anticlinal de direction NE-SW, faillé sur sa bordure occidentale et affecté par une série de failles de direction N30° d'extension et de rejet faibles (Selon DP-Sonatrach ,2009).

#### **IV. Système pétrolier :**

##### **1 .Roches mères :**

Les argiles organiques siluriennes sont à l'origine de 80 à 90% des sources d'hydrocarbures paléozoïques en Afrique du Nord (Lüning et al. 2000).

Les «Hot Shales» radioactifs de la base du Silurien sont datés du Rhuddanien à l'Aéronien et se sont déposés sur une grande partie de l'ancienne marge Nord-gondwanienne (Lüning et al. 2000). Ils contiennent de fortes proportions de Carbone Organique Total (COT), jusqu'à 17% selon Boote et al. (1998).

Dans la région de Hassi Tarfa, les différentes études et analyse géochimique faite par Sonatrach et plusieurs de ses partenaires (Agip, Total, Pecten, ....) ont révélé que la partie basale de Silurien, constitué par des argiles noires radioactives à Graptolites, a montré la présence d'un kérogène du type II à mixte, constitué par des algues et de la matière organique amorphe ainsi que de quelques Chitinozoaires.

Le Silurien représente la principale roche mère par sa richesse en matière organique dont le COT atteint 14%, et dans son état de maturation. Les autres roches mères possibles ou éventuelles peuvent être représentées par les argiles d'Azzel , d'El-Gassi.

##### **2. Maturation, migration**

L'expulsion, la migration et la mise en place dans les pièges cambro-ordoviciens des hydrocarbures se seraient effectuées essentiellement à la fin de Jurassique début du Crétacé. Les chemins de migration sont les failles, la surface d'érosion hercynienne.

Le faible enfouissement des argiles radioactives au cours de Paléozoïque a préservé leur potentiel pétrolier, la maturation et la conservation des hydrocarbures auraient eu donc lieu sous l'effet de subsidence du mésozoïque.

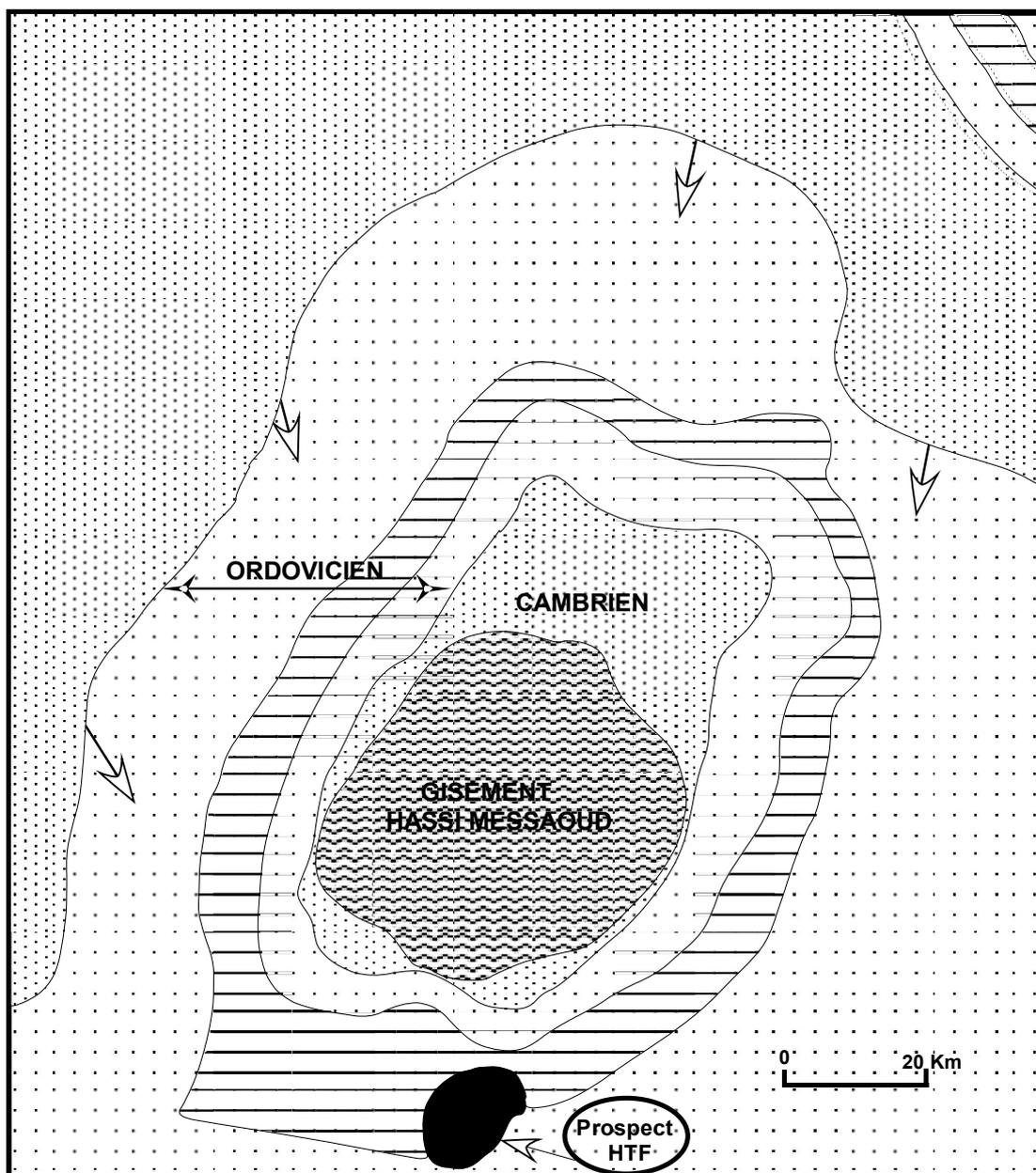


Fig. 11 : Système pétrolier d'Hassi Messaoud et d'Hassi Tarfa. (Sonatrach, Division exploration).

### 3. Piège

Les pièges désignent les zones les plus favorables à la présence d'accumulation d'hydrocarbures. Ils se caractérisent par une pression et une température respectivement plus basse et plus faible que celles des roches mères et par une barrière qui oblige les

hydrocarbures à s'accumuler. Le type existant dans la région est de type structural (anticlinal) résultant des mouvements tectonique

#### **4 .Roches réservoir :**

Le réservoir le plus important est formé par les Quartzites de Hamra dans l'Ordovicien, l'évaluation de ce réservoir par test a mis en évidence une quantité importante de l'huile et de gaz.

Il s'agit d'un réservoir compact, c'est-à-dire aux propriétés pétrophysiques globalement mauvaises mais renfermant tout de même d'importantes quantités.

#### **5. Roches couverture :**

Les formations argilo-salifères du jurassique (Lias) et les roches éruptives de Trias, constituent une bonne étanchéité pour les Quartzites de Hamra. Tandis que les argiles d'El-Gassi constituent une excellente couverture pour les réservoirs Cambriens.

***Chapitre II :***

***Lithostratigraphie***

## **I. Introduction**

Pour une meilleure reconnaissance des différentes formations géologiques rencontrées dans la région étudiée, un découpage lithostratigraphique était nécessaire. Il s'agit de décrire les différents faciès rencontrés en carottes, la description précise de ces faciès et leur interprétation en termes de régime hydrodynamique permettra ainsi de déduire les associations de faciès et les milieux de dépôts qui s'intègrent à des environnements sédimentaires.

La description des faciès se fait selon plusieurs critères : la lithologie, la granulométrie, la présence d'ichnofaciès et enfin, un des points les plus importants, la reconnaissance des structures sédimentaires.

Tout d'abord, pour bien comprendre la stratigraphie de la région étudiée et établir des corrélations avec les régions voisines, il est nécessaire de voir comment se présente l'Ordovicien à l'échelle régionale.

## **II. Aperçu de la série lithostratigraphique paléozoïque :**

La série cambro-ordovicienne déposée dans le secteur d'étude est incomplète. Les termes les plus récents appartiennent aux argiles d'Azzel qui correspondent à l'Ordovicien moyen. L'Ordovicien complet n'est rencontré qu'en direction des bassins adjacents : bassins de l'Oued Mya et de Berkine.

La série du Paléozoïque est préservée uniquement dans la partie la plus centrale du Bassin de Berkine où le Carbonifère est quasi complet. La lithostratigraphie du Cambro-Ordovicien de la région est représentée par la figure 12.

Dans la majeure partie des puits de la région d'étude, la discordance hercynienne a érodé partiellement ou en totalité la formation des Quartzites de Hamra, objectif principal de notre étude.

Les dépôts d'âge Cambrien reposent sur le socle cristallin ou sur l'Infracambrien, composé de séries détritiques métamorphiques. Dans notre région d'étude, environ une dizaine de puits ont atteint ces formations. La série cambrienne est composée d'une épaisse série détritique de plusieurs centaines de mètres (Grès de Hassi Leila), représentée par des grès et des quartzites à passées conglomératiques, avec les dénominations classiques allant des unités R3 à la Zone des Alternances.

Il est communément admis que les unités inférieures (R3 et R2), plus hétérogènes et argileuses, sont à tendances fluviatiles, alors que les unités supérieures (Ra et Ri) montrent une tendance marine progressive. L'unité Ri pourrait déjà correspondre à l'Ordovicien basal (Tremadoc). Au-dessus, un complexe argilo-gréseux constitue la Zone des Alternances. Les grands traits structuraux Nord-Sud hérités de l'orogénèse panafricaine ont pu jouer un rôle dans la sédimentation cambrienne.

L'Ordovicien inférieur, seule partie du Paléozoïque faisant l'objet de la présente étude, s'est déposé durant une phase de distension. Il faut aussi noter la présence du volcanisme, en particulier au sein des séries Argiles d'El Gassi et Grés d'El Atchane, d'âge Tremadoc d'après les datations sur les puits.

Au-dessus, viennent les Quartzites de Hamra, datées de l'Arénigien ou elles avaient été antérieurement définies (Quartzites de Laroque). Lorsqu'elles sont complètes, elles peuvent atteindre une centaine de mètres d'épaisseurs. Elles sont surmontées par les Grés de Ouargla, datés du Llanvirn par une faune de Brachiopodes, de Trilobites et de Graptolites. Cette formation, essentiellement constituée de grés fins argileux micacés et d'argiles, correspond à un épisode transgressif.

Dans la région d'étude, la discordance hercynienne vient tronquer partiellement les formations ordoviciennes. La suite de la série paléozoïque est uniquement reconnue dans les bassins adjacents.

### **III. Etude des carottes**

Les Quartzites de Hamra, qui constituent le principal objectif de cette étude, sont étudiées et décrites sur 6 puits, ce qui permet d'avoir d'amples informations de manière à permettre une interprétation des faciès de dépôts et la réalisation d'un modèle sédimentologique réaliste et applicable à l'échelle de la zone d'étude.

Par leurs dimensions et dans la mesure où le carottage est continu, les carottes constituent de bons échantillons fournissant la majeure partie des données.

Antérieurement à l'étude des carottes, une sélection de puits avait été effectuée, en fonction de la disponibilité des données de puits (diagraphies, intervalles carottés) et de la localisation du lieu de stockage des carottes ; La figure n°13 montre le plan de position des sondages impliqués dans le cadre de cette étude.

Par la suite, les puits sélectionnés ont fait l'objet d'une observation préliminaire.

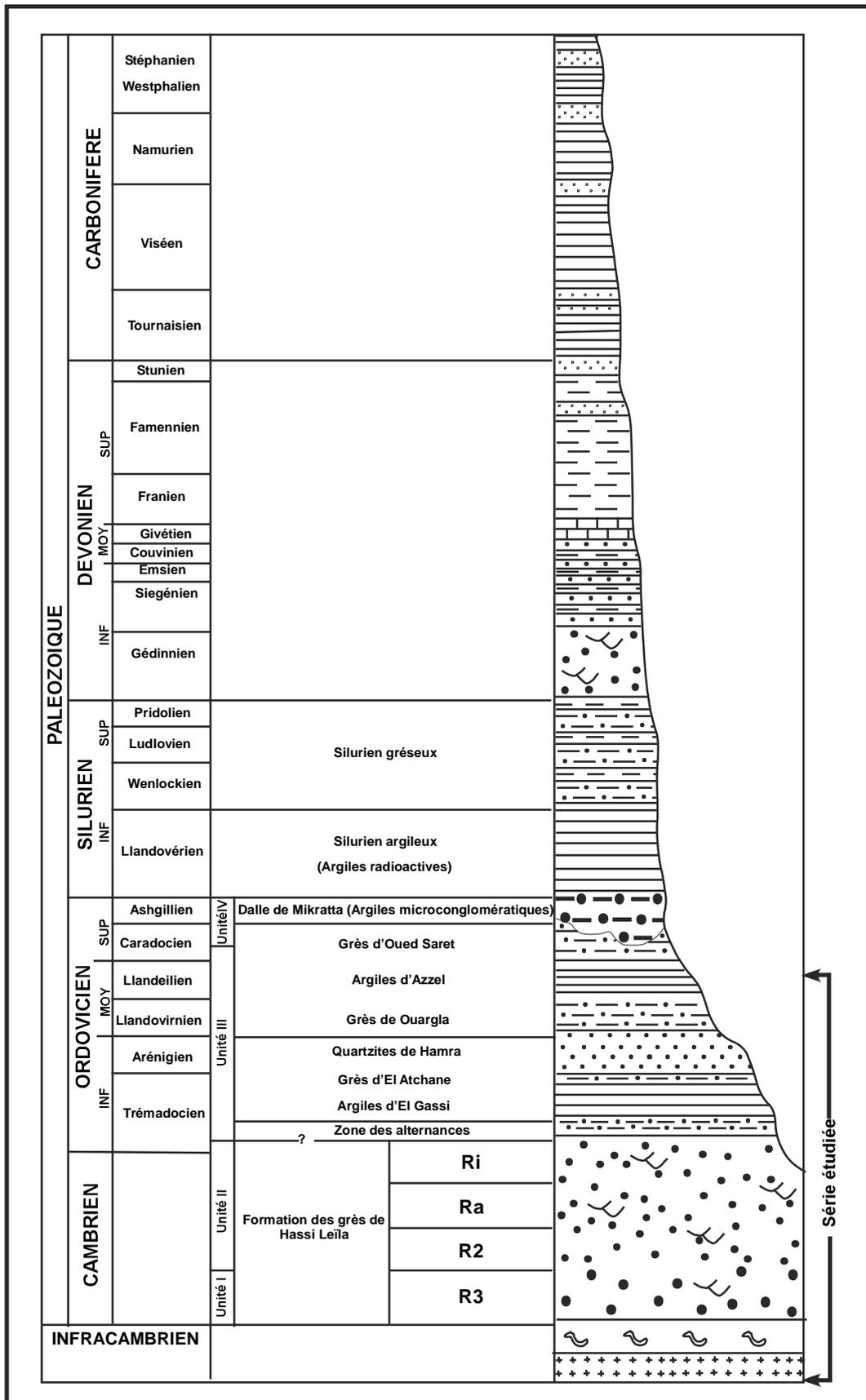


Fig. 12 : Lithostratigraphie générale de la région d'étude et de ses environs.

#### **IV. Observations préliminaires sur les puits étudiés :**

Au cours de la description des carottes, des caractéristiques particulières à chaque puits ont été mis en évidence.

D'autre part, avec le positionnement des puits (Fig. 13), les observations générales permettent une vision d'ensemble des carottes étudiées sans faire appel à la description détaillée telle qu'elle apparaît sur les planches. Les observations générales intégrant les éléments issus de la phase préparatoire sont énumérées ci-dessous.

##### Puits N°1 :

Soit 36 m de longueur de carottes ont été observées, dans les Quartzites de Hamra. Elles présentent des faciès très variés, de granulométrie fine à moyenne, organisés en séquence positive. La bioturbation, très abondante, est représentés par des Tigillites et autres traces. Les stylolites sont nombreux et l'imprégnation d'huile y est importante.

La silicification par plage est surtout importante dans la partie inférieure qui est également plus fracturée.

##### Puits N°2 :

La longueur de carotte décrite est de 18 m, correspondant aux Quartzites de Hamra. Les faciès sont principalement constitués par des grés, à granulométrie fine, assez bioturbés et globalement très silicifiés avec la présence de litage horizontal.

##### Puit N° 3 :

Soit au total 86 m en Quartzites de Hamra. Ce puits est composé de faciès de grés dont la taille des grains est assez fine à moyenne, riche en Tigillites à litage horizontal et parfois oblique à faible angle.

On y observe une imprégnation importante sur une épaisseur d'environ 5m. La silicification est assez forte sur tout le puits, très stylolitisé.

##### Puits N°4 :

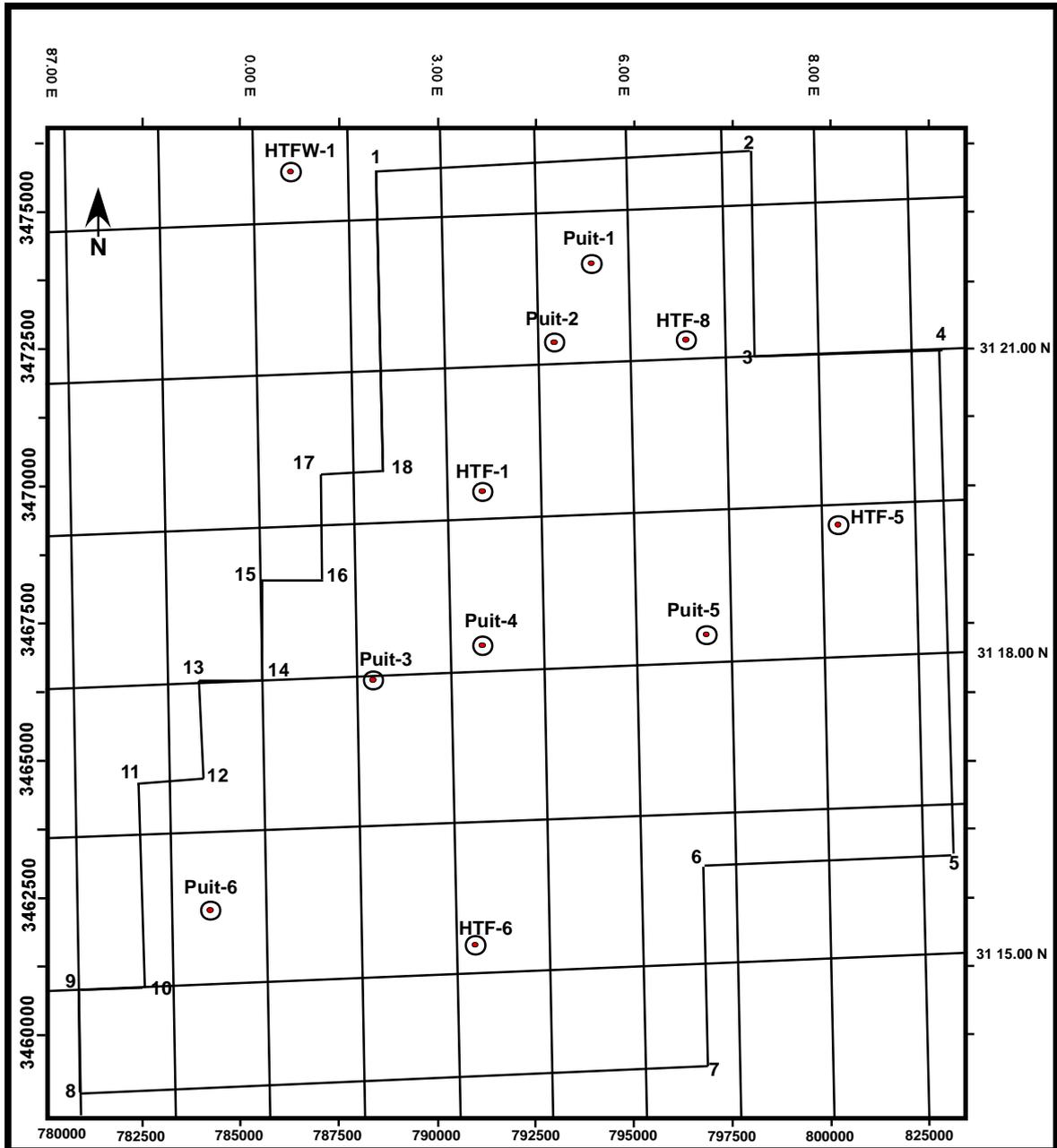
D'une épaisseur de 37 m, les Quartzites de Hamra sont constituées de grés fins à très fins, assez silicifiés et fortement bioturbés (Tigillites) avec la présence de niveaux stylolitisés à la base, de litages obliques arqués dominants dans la partie médiane et de litages plans dans la partie supérieure.

##### Puits N°5 :

Soit un total de 74 m dans les Quartzites de Hamra. Le puits présente des faciès à granulométrie moyenne à fine, assez variés, riche en Tigillites dans la partie supérieure. . La silicification est localement forte à très forte au sommet et parfois par plage.

**Puits N°6 :**

Il présente les faciès communs au Quartzites de Hamra avec une épaisseur de 39m, tels que des faciès de grés fin à litage oblique arqués et de grés fins très bioturbés à longues et fines Tigillites. Cependant ces faciès sont affectés par une très forte silicification qui ne permet plus de distinguer clairement les faciès comme dans la partie supérieure.



**Fig. 13 : Plan de position des puits (d'après SONATRACH/PED).**

## V. Description détaillées des carottes :

Les carottes de 6 puits dans les Quartzites de Hamra soit au total de 290m, ont été minutieusement décrites pour essayer de trouver des critères d'identification pour les subdivisions lithostratigraphiques et l'étude des faciès.

Dans la description macroscopique, nous avons insisté sur les caractères des faciès ci-dessous :

- la couleur des sédiments,
- la nature des constituants lithologiques et leur granulométrie,
- les discontinuités sédimentaires,
- les figures et les structures sédimentaires.

Les descriptions détaillées de chaque puits intégrant tous ces éléments sont énumérées ci-dessous

### 1. Puits N°1 :

L'intervalle étudié de 3349 à 3385 m présente de la base au sommet les caractéristiques suivantes : (Fig. 14)

#### 1<sup>er</sup> niveau de 3385 à 3383 m : (2m)

Il s'agit d'un grès de couleur grisâtre, la taille des grains est fine, à ciment siliceux, dur, à nombreuses taches silicifiées millimétriques, la bioturbation est représentée par quelques Tigillites en forme de tube vertical. On note également la présence de quelques stylolites.

À partir de 3383.5 m il passe progressivement à un grès à grain, fin fortement silicifié, à filonnets bitumineux.

#### 2<sup>ème</sup> niveau de 3383 à 3382m : (1m)

Ce niveau est caractérisé par un grès de couleur grisâtre, à grain moyen, mal classé à extraclasts gréseux et nombreux filonnets argileux déstructurés par la bioturbation qui est représentée par de longues et fines Tigillites.

#### 3<sup>ème</sup> niveau de 3382 à 3381,5m : (0.5m)

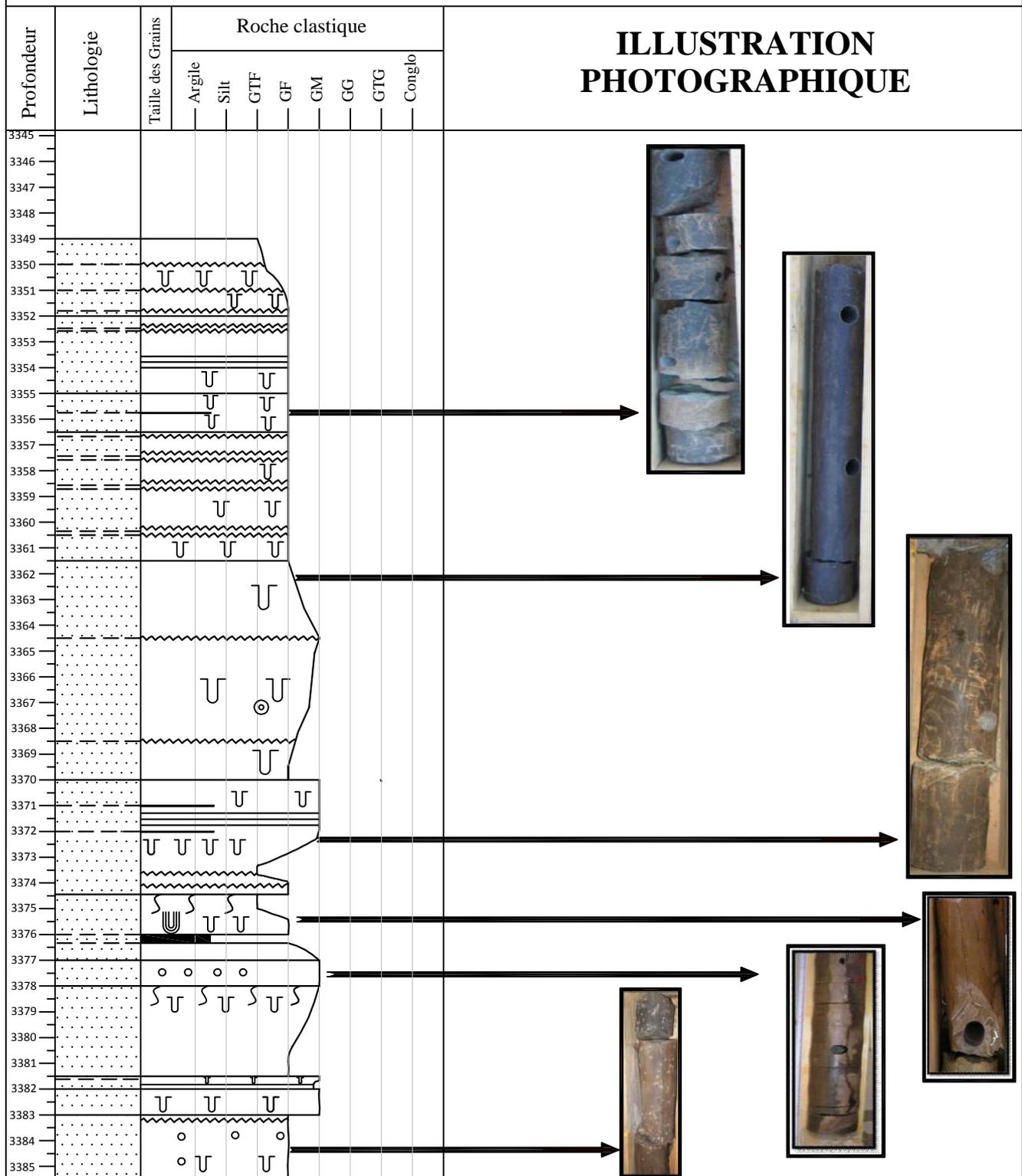
Il s'agit d'un grès de couleur grisâtre à beige, fin à moyen devenant moyen vers le haut, bioturbés. On remarque des fantômes de laminations centimétriques non recoupées par les Tigillites ;

Les 20 derniers cm sont fortement silicifiés et se terminent par une surface d'arrêt de sédimentation comportant des fentes remplies d'argile.

Région: Hassi Tarfa

PUITS: N°1

ECHELLE: 0 1m



**Légende:**

- Stratification Horizontale
- Stratification Oblique
- Stratification Entrecroisée
- Rides de Courant
- Stylolithe

- Tigillites
- Diplocraterions
- Ophimorpha
- Galets D'argile
- Galets de Quartz

- Taches Silicifiées
- Filonnets Bitumineux
- Pyrite
- Grès
- Argile

- GTF: Grès Très Fin
- GF: Grès Fin
- GM: Grès Moyen
- GG: Grès Grossier
- GTG: Grès Très Grossier
- Congle: Conglomerat

**Fig. 14: log lithologique du puits N°1**

**4<sup>ème</sup> niveau de 3381,5 à 3378 m : (3m, 50)**

Il correspond à un grès gris, d'une granulométrie fine, mal classé, argileux passant à un grès à grain moyen, silicifié à grandes Tigillites allongées et disposées verticalement d'une longueur décimétrique et d'une largeur millimétrique.

On remarque que le sommet est plus argileux et présente une bioturbation plus diffuse et de nombreux filonnets noirs probablement du bitume.

**5<sup>ème</sup> niveau de 3378 à 3377m : (1m)**

Ce niveau correspond à un grès d'une couleur gris foncé, à grain moyen, mal classé, homogène comportant de part et d'autre de grandes plages silicifiées, absence de Tigillite visible.

On note la présence d'une grande fracture à remplissage millimétrique à centimétrique de calcite blanche, partiellement ouverte.

**6<sup>ème</sup> niveau de 3377 à 3376 m: (1m)**

Il s'agit d'un grès de couleur grisâtre, à grain moyen à fin, avec présence de micronodules siliceux, la bioturbation est marquée par des terriers verticaux et des fantômes de Tigillites.

Notons aussi la présence de joints stylolithiques soulignés par une argile en relation avec des filaments argileux verticaux.

Le tout est surmonté par une argile beige verdâtre d'une épaisseur de 50 cm.

**7<sup>ème</sup> niveau de 3376 à 3374,5m : (1m, 50)**

Ce niveau est caractérisé par un grès de couleur beige, fin devenant très fin, mal classé, légèrement argileux, à filonnets bitumineux, fortement bioturbés marquée par la présence des Tigillites d'une longueur décimétrique et d'une largeur centimétrique et des Diplocraterions en forme de U.

**8<sup>ème</sup> niveau de 3374,5 à 3370 m : (4m ,5)**

Ce niveau montre un ensemble granocroissant qui débute par un grès de couleur gris foncé dont la taille des grains est fine à très fine, suivit par un grès gris foncé, à grain fin à moyen, avec présence des stylolites en liaison avec un réseau de craquelures ouvertes et des Tigillites en forme de tube vertical et se termine par un grès de couleur grisâtre, à granulométrie moyenne, mal classé, à lamines argileuses déformées par la bioturbation.

À partir de 3373.2 m ; on remarque la présence d'un litage plan fruste autour de 3371.5 m. De 3371.5 à 3372.8, apparaissent des fractures de part et d'autres desquelles se développent des plages silicifiées.

 **9<sup>ème</sup> niveau de 3370 à 3361,5m :** **(8m ,5)**

Il s'agit de grès de couleur sombre, les gains est fins à moyens, homogènes, fortement imprégnés, mal classés, la bioturbation est représentée par de nombreuses longues et fines Tigillites avec présence de trace d'ophimorpha.

Notons la présence des niveaux stylolisés, à filonnets d'argile et craquelures associées et, à partir de 3365-5 m, des fractures partiellement ouvertes.

 **10<sup>ème</sup> niveau de 3361,5 à 3356,5 m :** **(5m)**

Alternance de grès de couleur grisâtre, la taille des grains est fine, très bien classés, silicifiées. La bioturbation est représentée par de nombreuses longues et fines Tigillites allongées et disposées verticalement et des niveaux stylolisés argileux.

Au sommet, on remarque une réduction du pourcentage des Tigillites, une augmentation de la densité des lamines argileuses stylolisées et des craquelures associées

 **11<sup>ème</sup> niveau de 3356,5 à 3355 m :** **(1m ,50)**

C'est un grès de couleur grisâtre, à grain fin, moucheté, légèrement silicifié, fortement imprégné, à quelques laminations argileuses. La bioturbation est représentée par de nombreuses longues et fines Tigillites allongées et disposée verticalement.

 **12<sup>ème</sup> niveau de 3355 à 3352 m :** **(3m)**

Il s'agit d'un grès de couleur grisâtre, à granulométrie fine, bien classé, moyennement silicifié. À la base, on observe quelques laminations horizontales et quelques Tigillites d'une longueur décimétrique et une largeur centimétrique.

Entre 3352.2 et 3352.5 m, on remarque une augmentation du nombre de Tigillites et l'apparition de laminations argileuses stylolisées dont la fréquence est plus forte.

 **13<sup>ème</sup> niveau de 3352 à 3349 m :** **(3m)**

Il est composé d'un grès de couleur grisâtre, à grains fins, bien classés, à ciment siliceux, dur, fortement bioturbé ou des stylolites à remplissage argileux existent. Progressivement, il passe à un grès gris, à grain fin à très fin, bien trié ,silicifié et dur.

On note également la présence de nombreuses longues et fines Tigillites allongées et disposées verticalement ainsi que des stylolites argileux épars.

## **2 . Puits N° 2**

Il traverse les unités lithologiques de 3321,5 à 3339 ,5m (Fig. 15) :

 **1<sup>er</sup> niveau de 3339 ,5 à 3337 m :** **(2.5m)**

Il s'agit d'un grès de couleur gris clair, la taille des grains est fine, ce grès est compact et très dur, la bioturbation est marquée par des traces de Tigillites. On note la présence de pyrite

et de silice qui colmatent les fissures verticales à subverticales et parfois les joints stylolitiques.

### **2<sup>ème</sup> niveau de 3337 à 3334 m :** **(3m)**

Ce niveau correspond à un grès de couleur beige clair à blanc, d'une granulométrie fine, dur et très compact, la stratification est diffuse. La bioturbation en trace est marquée par des Tigillites. Notons la présence des galets de quartz.

Remarquons également que la fracturation est représentée par des fissures verticales à subverticales ouvertes ou colmatée par la pyrite et le bitume.

### **3<sup>ème</sup> niveau de 3334 à 3326 m :** **(8 m)**

C'est un grès grisâtre à beige, la taille des grains est fine, compact, la stratification est oblique. Au niveau 3332.7 m, on remarque la présence d'un joint centimétrique d'argile noire micacé avec des rides de courant. Ensuite viennent des niveaux de grès quartzitiques, à grain fin à stratification horizontale. On remarque que la bioturbation est absente. La fissuration est marquée des fissures subverticales, parfois ouvertes, parfois colmatées par la pyrite.

### **4<sup>ème</sup> niveau de 3326 à 3324,5 m :** **(1m, 5)**

Ce niveau est caractérisé par un niveau argileux silteux avec : - 1m de silts argileux, d'une couleur rouge, ferrugineux, micacés montrant un débit en feuillets millimétriques, tendres, avec des rides de courant symétriques

- 50 cm de silts verts, d'aspect feuilleté avec des rides de courant. On note la présence de trace de bioturbation (espèce non reconnue), ainsi que quelques nodules d'argile.

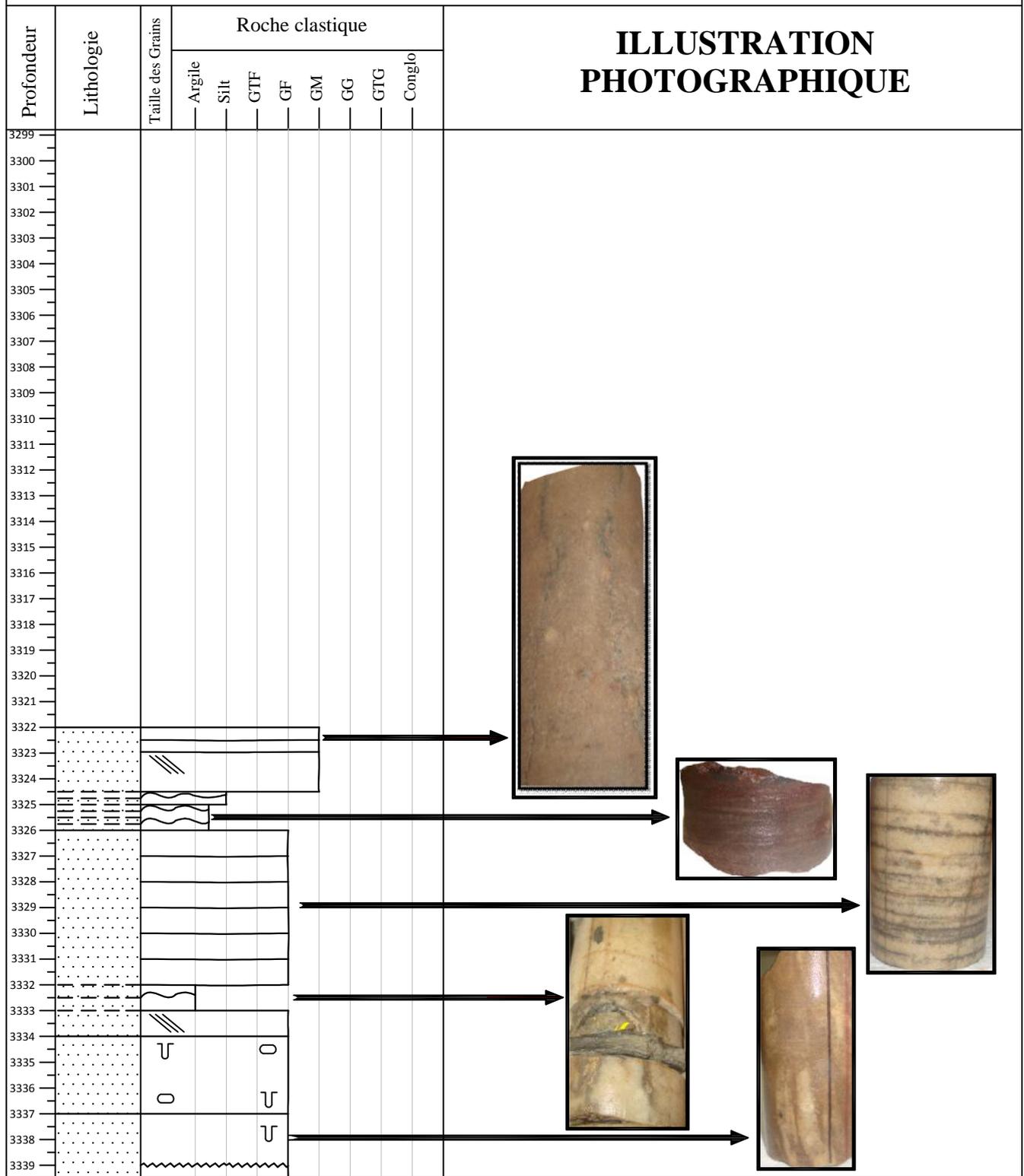
### **5<sup>ème</sup> niveau 3324,5 à 3321,5m :** **(3 m)**

Ce niveau est caractérisé par un de grès de couleur beige clair, dur, compact, les grains sont de taille moyenne. La stratification est diffuse à la base, mais paraît oblique puis horizontale au sommet ; La fracturation est marquée par des fissures verticales colmatées de pyrite et d'oxyde de fer.

Région: Hassi Tarfa

PUITS: N°2

ECHELLE:  $\frac{0}{1}$  1m



**Légende:**

- Stratification Horizontale
- Stratification Oblique
- Stratification Entrecroisée
- Rides de Courant
- Stylolithe

- Tigillites
- Diplocraterions
- Ophimorpha
- Galets D'argile
- Galets de Quartz

- Taches Silicifiées
- Filonnets Bitumineux
- Pyrite
- Grès
- Argile

- GTF: Grès Très Fin
- GF: Grès Fin
- GM: Grès Moyen
- GG: Grès Grossier
- GTG: Grès Très Grossier
- Congle: Conglomerat

**Fig. 15: log lithologique du puits N°2**

### **3 . Puits N° 3**

Il traverse les unités lithologiques de 3331 à 3417 m (Fig. 16) :

 **1<sup>er</sup> niveau de 3417 à 3410m :** (7 m)

Ce niveau est caractérisé par un grès de couleur beige, la taille des grains est fine à moyenne, très compact, dur, quartzitique, avec des successions des joints argileux. La bioturbation est moins marquée par des traces de Tigillites.

La stratification est oblique à la base de faible pendage (environ 30°), les stratifications horizontales et entrecroisées sont présentes aussi en alternance. Notons également la présence des joints stylolitiques.

 **2<sup>ème</sup> niveau de 3410 à 3404,5 m :** (5,5 m)

Il s'agit d'un grès quartzitique, d'une couleur sombre, imbibé d'huile, la taille des grains est fine à moyenne, dur, compact. On remarque que la stratification est totalement masquée et que la bioturbation est absente.

On note également que la fracturation est représentée par des fissures verticales à subverticales.

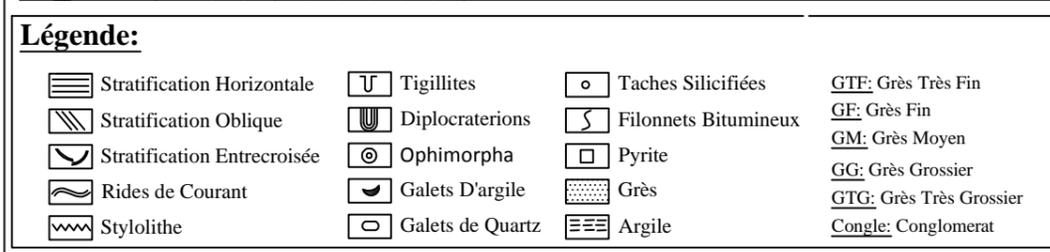
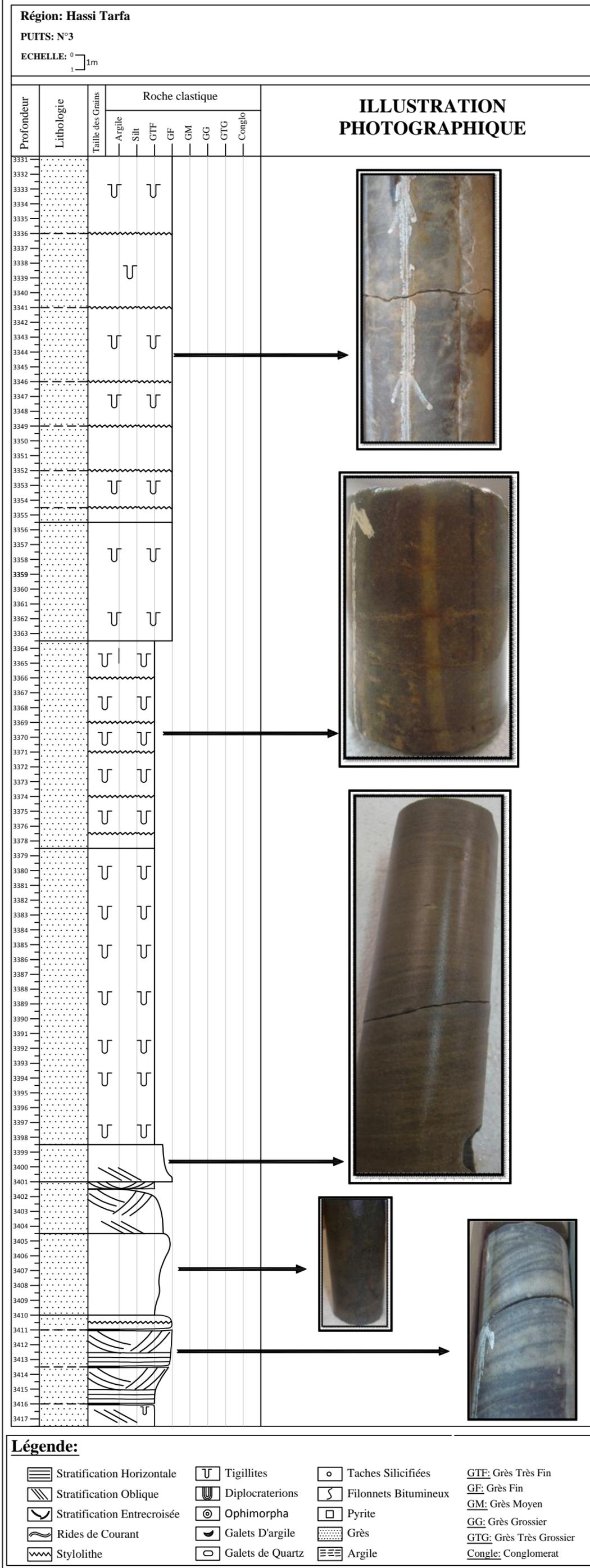
 **3<sup>ème</sup> niveau de 3404,5 à 3401 m :** (3,5m)

Il s'agit d'un grès de couleur gris à beige, la taille des grains varie de fine à moyenne, avec des alternances de films argileux. La stratification, oblique à la base, devient entrecroisée au niveau 3401,80 m.

On note également la présence d'un joint argileux micacé d'une épaisseur de 03 cm, de couleur verdâtre au niveau 3401,60m, suivi par des grès grisâtres à beige et d'une granulométrie fine à moyenne, à stratification entrecroisée.

 **4<sup>ème</sup> niveau de 3401 à 3398.5 m :** (2.5 m)

Ce niveau correspond à un grès quartzitique, de couleur grisâtre, la granulométrie est fine à moyenne, fortement silicifié, la bioturbation y est absente.



**Fig. 16: log lithologique du puits N°3**

Ce niveau est caractérisé par des stratifications obliques à faible pendage. On note également que la fracturation est marquée par des fissures verticales à subverticales qui, au niveau 3399 m forment un réseau de fissures colmatées par la pyrite.

 **5<sup>ème</sup> niveau de 3398 ,5 à 3378 ,5 m :** **(20 m)**

il s'agit d'un grès de couleur beige à grisâtre, à grain fin, à ciment siliceux, dur, compact, à stratification diffuse. La bioturbation est marquée par de nombreuses Tigillites en forme de tube vertical.

On remarque que la fracturation est représentée par des fissures verticales colmatées d'oxydes de fer et de bitume.

 **6<sup>ème</sup> niveau de 3378 ,5 à 3363,5m :** **(15m)**

Il s'agit d'un grès de couleur grisâtre, la granulométrie est très fine, homogène, fortement silicifié, quartzitique. La bioturbation est intense, formée par de nombreuses Tigillites en forme de tube vertical.

On note également la présence de nombreux joints stylolitiques.

 **7<sup>ème</sup> niveau de 3363,5 à 3355 ,5m :** **(8m)**

C'est un grès beige, à grain fin, siliceux, à ciment siliceux, dur, compact, bien classé. On remarque que la bioturbation est intense, représentées par de Tigillites en forme de tube vertical.

 **8<sup>ème</sup> niveau de 3355 ,5 à 3331 :** **(24 ,5 m)**

Ce niveau est caractérisé par de grès quartzitique, stratifié, gris clair à blanc, la taille des grains est fine, fortement silicifié, très compact, dur. Ce niveau se caractérise par une intense bioturbation marquée par l'abondance de longues et fines Tigillites allongées et disposées verticalement.

On note également la présence de joints stylolithiques associés à des joints argileux, des niveaux béchiques et des traces d'oxyde de fer et de bitume.

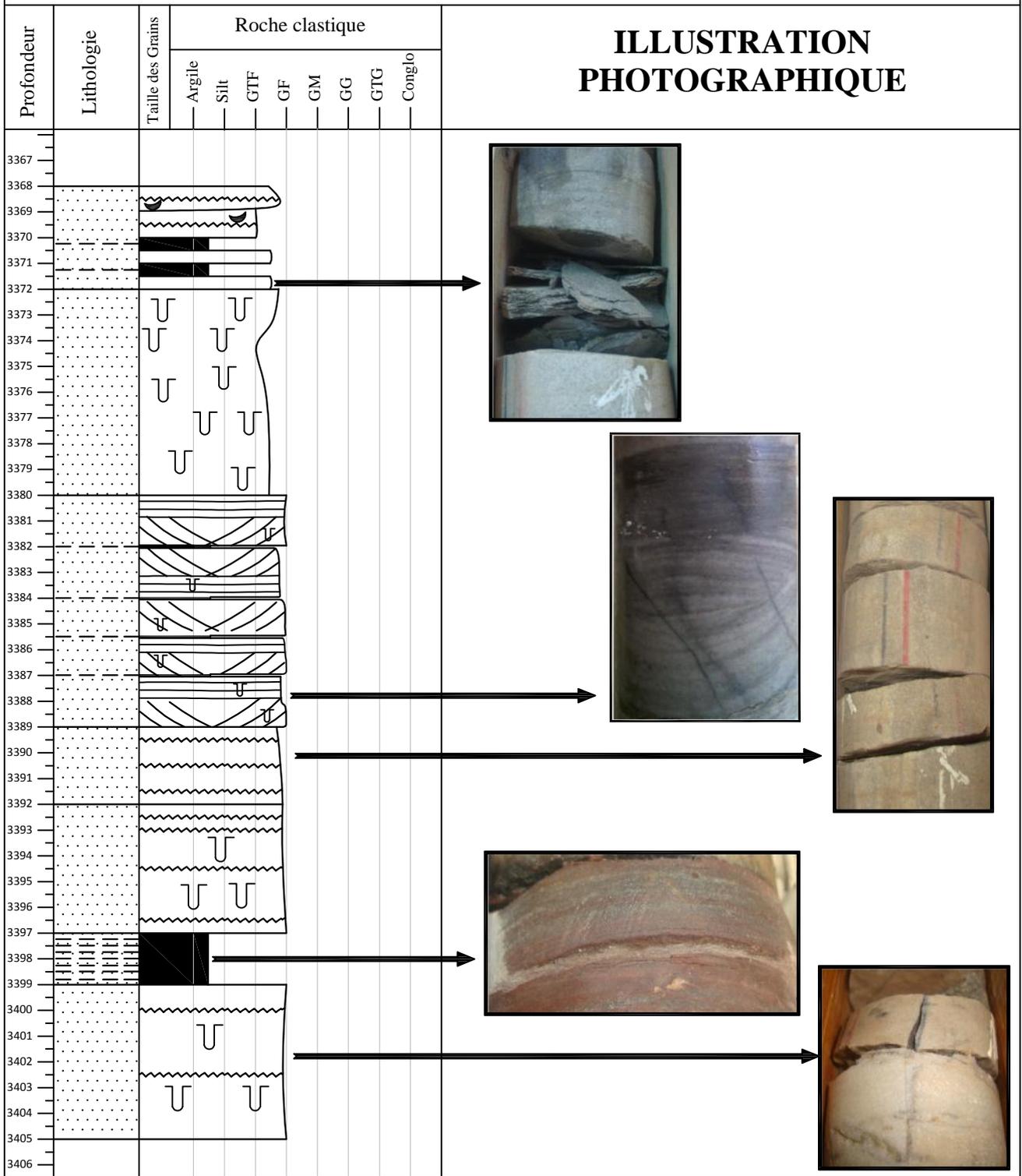
#### **4 .Puits N°4 :**

Il traverse les unités lithologiques de 3368à 3405m (Fig. 17) :

Région: Hassi Tarfa

PUITS: N°4

ECHELLE:  $\frac{0}{1}$  1m



**Légende:**

- |   |  |  |                                 |
|---|--|--|---------------------------------|
|  Stratification Horizontale  |  Tigillites       |  Taches Silicifiées   | <u>GTF</u> : Grès Très Fin      |
|  Stratification Oblique      |  Diplocraterions  |  Filonnets Bitumineux | <u>GF</u> : Grès Fin            |
|  Stratification Entrecroisée |  Ophimorpha       |  Pyrite               | <u>GM</u> : Grès Moyen          |
|  Rides de Courant            |  Galets D'argile  |  Grès                 | <u>GG</u> : Grès Grossier       |
|  Stylolithe                  |  Galets de Quartz |  Argile               | <u>GTG</u> : Grès Très Grossier |
|   |  |  | <u>Conglo</u> : Conglomerat     |

**Fig. 17: log lithologique du puits N°4**

 **1<sup>er</sup> niveau de 3405 à 3399m :** **(6m)**

C'est un grès beige, fin, quartzitique, moyennement classé, fortement silicifié, compact. La stratification est horizontale, la bioturbation est représentée par de longues et fines Tigillites d'une longueur décimétrique et une largeur millimétrique. On note la présence des stylolites associés à une pigmentation ocre.

 **2<sup>ème</sup> niveau de 3399 à 3397m :** **(2m)**

Ce niveau est caractérisé par une argile silteuse de couleur rougeâtre, ferrugineuse montrant un débit en feuillets millimétriques, tendres.

 **3<sup>ème</sup> niveau de 3397 à 3392m :** **(5m)**

Il s'agit d'un grès de couleur beige, fin, quartzitique, moyennement classé, à ciment siliceux, fortement silicifié, compact, on note la présence de quelques laminations horizontales ;

La bioturbation est importante marquée par de longues et fines Tigillites allongées et disposées verticalement. Notons aussi la présence des stylolithes.

 **4<sup>ème</sup> niveau de 3392 à 3389m :** **(3m)**

Grès de couleur gris beige, quartzitique, la taille des grains est fine, homogène, bien classé, à ciment siliceux, dur, compact. On remarque que la bioturbation est carrément absente.

 **5<sup>ème</sup> niveau de 3389 à 3380 m :** **(9m)**

Ce niveau est caractérisé par une séquences grano-décroissantes qui débute par un grès de couleur grisâtre, à grain fin, bien classé, à ciment siliceux, dur, à litages obliques arqués, suivis par des grès de couleur grisâtre, la taille des grains est fine, le ciment est siliceux, à stratification horizontale ;

Le tout est surmonté par des argiles noires, d'aspect feuilleté, tendre. On remarque que la bioturbation est représentée par de fines Tigillites qui deviennent de plus en plus fines dans les parties les plus argileuses.

 **6<sup>ème</sup> niveau de 3380 à 3372 m :** **(8m)**

Il s'agit d'un grès d'aspect noirâtre, à grains fins, bien classés, silicifié par plages, à stratification plane parallèle.

On remarque que la partie inférieure est déformée par une forte bioturbation qui est représentées par de longues et fines Tigillites d'une longueur centimétrique et une largeur millimétrique. et que le sommet est très silicifié.

 **7<sup>ème</sup> niveau de 3372 à 3368m :** **(4m)**

Alternance de grès de couleur gris à beige clair, à grain fin, à ciment siliceux, fortement silicifié, avec présence des galets d'argile grisâtre et d'argile noire par endroit, d'aspect feuilleté, tendre. On note la présence de nombreux micro-stylolites vers le sommet.

**I. . Puits N°5 :**

Il traverse les unités lithologiques de 3364 à 3438m (Fig. 18) :

 **1<sup>er</sup> niveau de 3439 à 3434m :** **(5 m)**

Ce niveau est caractérisé par un grès de couleur grisâtre, la taille des grains est fine à moyenne, fortement silicifié, dur, présentant de rares stylolites. La bioturbation est marquée par la présence de traces verticales de Tigillites.

 **2<sup>ème</sup> niveau de 3434 à 3426 m :** **(8m)**

Il s'agit d'une alternance de grès de couleur beige, à grains fins à moyens, à ciment siliceux, bien trié, dur, homogène et de niveaux riches en stylolites. Vers le sommet, on remarque des traces verticales de Tigillites.

 **3<sup>ème</sup> niveau de 3426 à 3420 m :** **(6 m)**

Ce sont des grès de couleur grisâtre à beige, d'une granulométrie moyenne, bien trié, organisé en séquences. Ce niveau débute par un grès à grain moyen, suivi par un grès à lamines argileuses stylolitiques et se termine par un niveau de grès à grain très fin à lamines argileuses.

On note la présence des fissures remplies de pyrite.

 **4<sup>ème</sup> niveau de 3420m à 3413,5m :** **(6m, 50)**

Il s'agit d'un grès de couleur gris beige, fin à moyen, à matrice argileuse. Ce niveau est marqué par une silicification différentielle par plages. La bioturbation est représentée par de longues et fines Tigillites d'une longueur décimétrique et une largeur millimétrique.

Au sommet, on note également quelques Diplocraterions en forme de U.

 **5<sup>ème</sup> niveau de 3413 ,5 à 3406 ,5m :** **(7m)**

Il est composé de grès de couleur beige, la taille des grains est fine à moyenne, le ciment est siliceux, dur, à nombreux joints stylolitiques stratiformes remplis d'argile. On remarque que la bioturbation est carrément absente.

**6<sup>ème</sup> niveau de 3406,5 à 3396 ,5 m : (10 m)**

Il s'agit de grès de couleur beige, la taille des grains est fine, assez homogène, mal classé, à ciment argileux. Notons la présence de quelques fantômes de laminations horizontales. L'intensité de la bioturbation de type Tigillites augmente en montant pour devenir très forte à 3393 m ; on note également la présence de trace de Siphnichnus.

A partir de 3394 m, on remarque une zone plus bréchique, représentée par des fissures subverticales à verticales.

**7<sup>ème</sup> niveau de 3396,5 à 3394 m : (2m ,5)**

Ce niveaux et caractérisé par un grès de couleur gris beige, moyen à grossier, mal classé, à ciment moins argileux et plus siliceux que dans la partie inférieure, formant des plages silicifiées. On observe de rares fantômes de Tigillites et une fissure verticale remplie par de la pyrite.

**8<sup>ème</sup> niveau de 3394 à 3388 m : (6m)**

Alternance décimétriques d'un grès de couleur brun à beige, à grain fin et de grès fins à moyens silicifiés. Notons la présence de laminations horizontales soulignées par des traces de pyrite ;

De nombreuses Tigillites d'une longueur décimétrique et une largeur millimétrique. La silicification augmente en montant dans le niveau .On remarque une zone bréchifiée ou les fissures sont remplies de pyrite.

**9<sup>ème</sup> niveau de 3388 à 3386m : (2m)**

Il s'agit d'un grès de couleur gris clair à beige, à grain fin, homogène, silicifié, quartzitique. La bioturbation est représentée par de longues et fines Tigillites allongées et disposées verticalement.

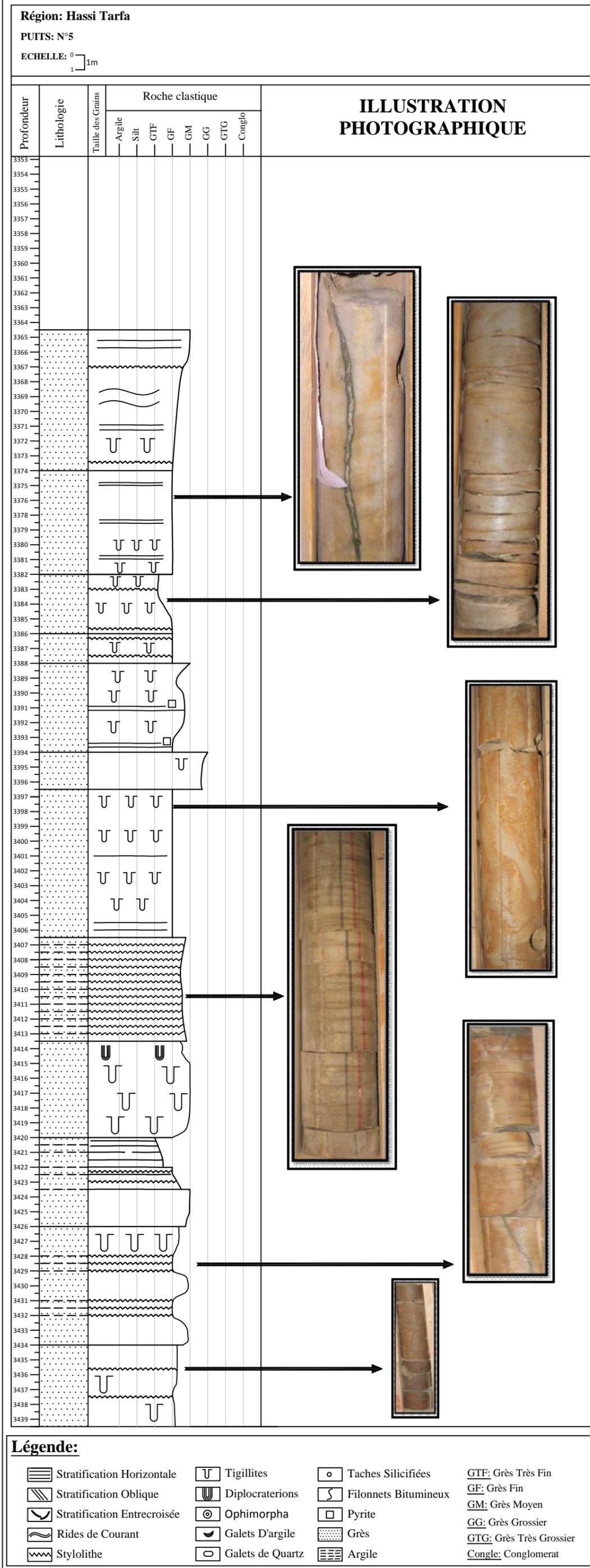
On note la présence de quelques joints stylolitiques .

**10<sup>ème</sup> niveau de 3386 à 3382 m : (4m)**

Il s'agit d'un grès de couleur beige, la granulométrie est fine à très fine, homogène, fortement silicifié, quartzitique.

La bioturbation est intense, formée par de nombreuses Tigillites en forme de tube vertical de longueur centimétrique et largeur millimétrique ainsi que par quelques terriers horizontaux.

On note également la présence de nombreux joints stylolitiques recoupant ces Tigillites.



**Fig. 18: log lithologique du puits N°5**

**11<sup>ème</sup> niveau de 3382 à 3374m : (8m)**

Ce niveau est caractérisé par un grès de couleur beige, la granulométrie est fine, bien classé, silicifié par plages. On remarque la présence d'une stratification plane. La partie inférieure est déformée par une forte bioturbation représentée par de longues et fines Tigillites d'une longueur centimétriques et une largeur millimétriques.

**12<sup>ème</sup> niveau 3374 à 3364m : (10m)**

Il s'agit d'un grès de couleur beige à gris, la taille des grains est fine, homogène, siliceux passant à un grès de couleur beige, à grain moyen, fortement silicifié, à rares joints stylolitiques avec quelques laminations donnant un débit en plaquettes centimétrique à décimétrique. On note également la présence de quelques rides de courant.

Comparativement au niveau précédent, la bioturbation, essentiellement représentés par des Tigillites, décroît dans la partie inférieure.

**6. Puits N°6 :**

Il traverse les unités lithologiques de 3360,5 à 3399 m (Fig. 19)

**1<sup>er</sup> niveau de 3399 à 3394m : (5m)**

C'est un grès de couleur gris-beige, la taille des grains est fine, bien trié, siliceux, dur. A partir de 3395.5 m, apparaissent des taches silicifiées et une augmentation de la fraction argileuse sous forme de lamines argileuses de couleur verte.

La stratification est oblique à la base, de faible pendage (environ 30°), la bioturbation est carrément absente.

On note également la présence de successions de joints stylolitiques, des fissures verticales et des traces de bitume vers le sommet.

**2<sup>ème</sup> niveau de 3394 à 3388m : (6m)**

C'est un grès beige, à grain fin, siliceux dur, avec des alternances de films argileux. La stratification est oblique arqués (entrecroisée), la bioturbation est carrément absente.

On remarque des stylolites centimétriques et un débit en plaquettes organisé en séquences métriques plus silicifiées, ainsi que de nombreuses craquelures avec infiltrations de bitume.

Notons la présence d'une zone de brèche entre 3389 et 3390 m.

**3<sup>ème</sup> niveau de 3388 à 3384m : (4m)**

Il s'agit d'un grès de couleur beige, à grains fins, à ciment siliceux, moyennement dur, avec des alternances de films argileux. La stratification est oblique arqués (entrecroisée). En montant dans le niveau, on note l'apparition de grandes Tigillites d'une longueur

décimétriques d'une largeur millimétrique, d'intensité croissante et d'une porosité liée probablement à la présence des Tigillites.

On remarque des stylolites organisés en séquences métriques et la présence de bitume dans les fractures et les Tigillites.

 **4<sup>ème</sup> niveau de 3384 à 3376m :** **(8m)**

Ce niveau correspond à des grès de couleur beige à gris, à grains fins, quartzitiques, siliceux, dur, compact. La stratification est invisible. Vers le haut, la bioturbation est importante, marquée par de longues et fines Tigillites allongées et disposée verticalement.

A la base du niveau, la fissuration est importante, marquée par des fissures verticales à subverticales et ainsi que des joints stylolitiques.

 **5<sup>ème</sup> niveau de 3376 à 3374,5 m :** **(1m,5)**

Il s'agit d'un grès quartzitique de couleur beige, la taille des grains est fine, d'aspect massif, à ciment siliceux, dur, compact. Par rapport au niveau précédent, on remarque que la bioturbation est carrément absente.

 **6<sup>ème</sup> niveau de 3374,5 à 3371m :** **(3m,5)**

Ce niveau est caractérisé par un grès de couleur beige, à grain fin à très fin, siliceux, compact. A la base, on remarque des laminations centimétriques et des fantômes de bioturbation représentée par quelques Tigillites.

On note également que la fissuration est très importante représentées par des fissures verticales à subverticales.

 **7<sup>ème</sup> niveau de 3371 à 3369m :** **(1m)**

Il s'agit d'un grès de couleur gris à beige, d'une granulométrie très fine, homogène, silicifié, dur, à rares laminations argileuses, à fantômes de bioturbation. Vers la base, on remarque des traces de racine.

Notons également que la fissuration est très importante, représentées par des fissures verticales à subverticales.

 **8<sup>ème</sup> niveau de 3369,5 à 3360,5 m :** **(9m)**

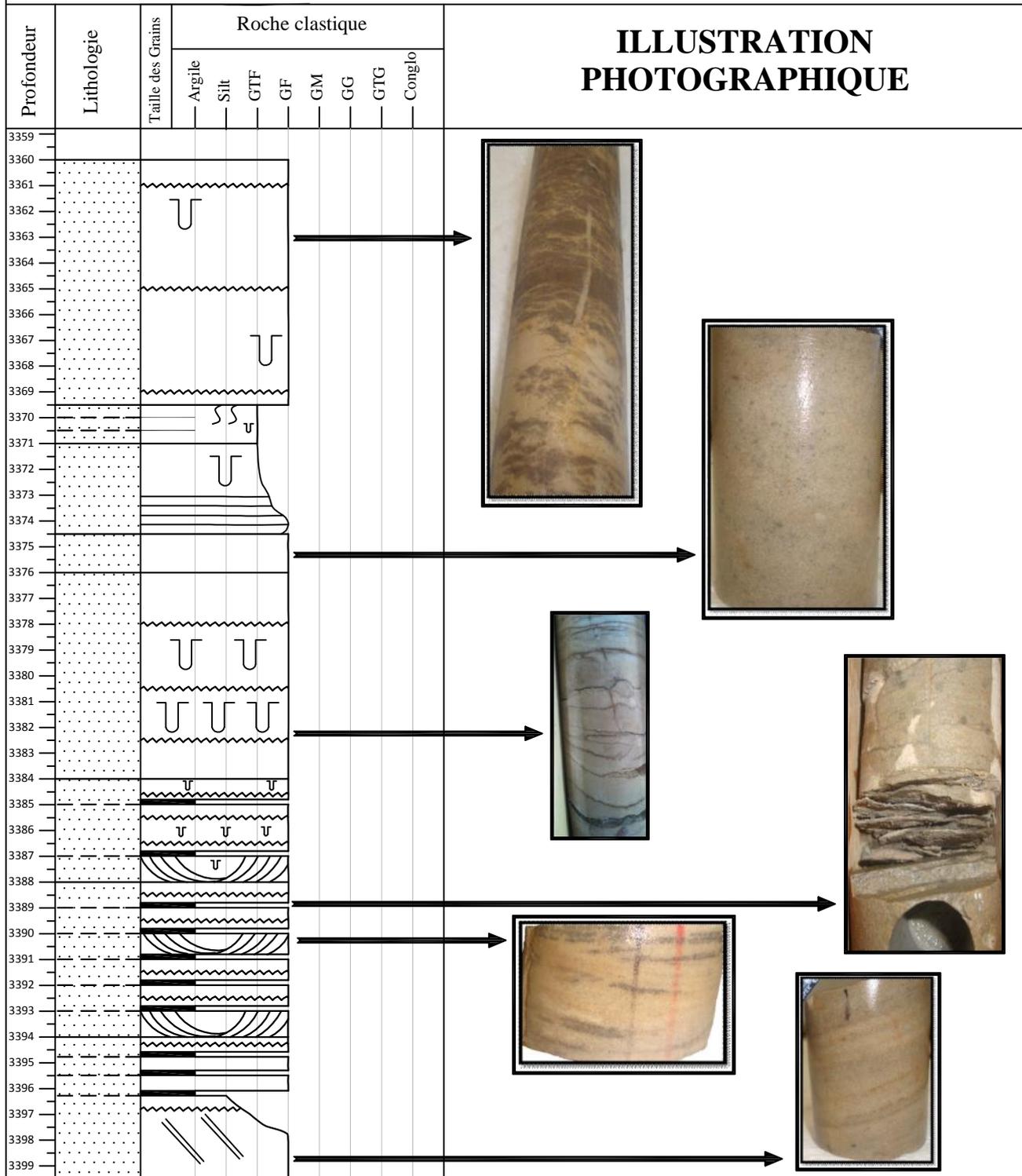
Ce niveau est caractérisé par un grès de couleur beige, la taille des grains est fine, quartzitique, massif, silicifié, à fantôme de bioturbation, entrecoupé par quelques stylolites centimétriques.

Le tout est surmonté par une zone bréchique à la profondeur 3365m d'une épaisseur de 5m à éléments centimétriques, très fissurée. On observe également la présence d'une grande fracture ouverte.

Région: Hassi Tarfa

PUITS: N°6

ECHELLE:  $\frac{0}{1}$  1m



**Légende:**

- |  |                             |  |                  |  |                      |
|--|-----------------------------|--|------------------|--|----------------------|
|  | Stratification Horizontale  |  | Tigillites       |  | Taches Silicifiées   |
|  | Stratification Oblique      |  | Diplocraterions  |  | Filonnets Bitumineux |
|  | Stratification Entrecroisée |  | Ophimorpha       |  | Pyrite               |
|  | Rides de Courant            |  | Galets D'argile  |  | Grès                 |
|  | Stylolithe                  |  | Galets de Quartz |  | Argile               |
- GTF: Grès Très Fin  
GF: Grès Fin  
GM: Grès Moyen  
GG: Grès Grossier  
GTG: Grès Très Grossier  
Congle: Conglomerat

Fig. 19: log lithologique du puits N°6

## **VI. Conclusion**

L'étude lithostratigraphique des dépôts (Ordovicien inférieur) dans la région de Hassi Tarfa nous a permis de distinguer une formation géologique des Quartzites de Hamra.

La description des carottes des puits étudiés ont montré une formation exclusivement formé de faciès détritique, constituée de grès très fins à fins, moyens par endroit et l'existence d'Ichnofaciès liés à la présence de Skolithos, qui sont abondants à très abondants.

A partir des résultats précédents, la question se pose quant au mode de transport des sédiments. Quels sont les appareils sédimentaires et les agents de transport hydrodynamiques associés qui permettent de transporter les sédiments ? Quels sont les processus hydrodynamiques qui contrôlent la dynamique sédimentaire ?

En effet, cette série essentiellement silicoclastiques, très homogènes en termes de faciès, ce qui indique une grande uniformité des environnements de dépôts contrôlés par des agents hydrodynamiques persistants possédant de grandes capacités de transport.

***Chapitre III :***

***Sédimentologie***

## **I. Introduction :**

L'approche sédimentologique est réalisée dans le but de mieux caractériser la formation et de définir les environnements de dépôt en utilisant différentes méthodes, qui sont :

- ✚ Identification de différentes structures sédimentaires à partir des carottes.
- ✚ Analyse pétrographique par la quantification des paramètres primaires des échantillons étudiés.
- ✚ Étude diagénétique détaillée par la quantification des phénomènes diagénétiques observés qui permettront de contraindre en partie les conditions d'enfouissement des dépôts. Une chronologie des événements diagénétiques sera ensuite proposée.

Les sédiments détritiques de l'Ordovicien inférieur contiennent des figures et des structures sédimentaires riches et variées, leur étude permettra de reconstituer l'histoire géologique de ces sédiments depuis leur origine (province distributrice) jusqu'au bassin de sédimentation.

La vie biologique est représentée par la microflore (spores) et par une bioturbation intense engendrée par les organismes fousseurs.

L'étude des traces fossiles ou ichnofossiles et de leurs associations ou ichnofaciès précise le milieu de sédimentation.

L'étude sédimentologique d'un grès permet de définir l'agent de dépôt final, l'agent de transport, le continent d'origine. La nature et la forme du bassin récepteur: continental, deltaïque ou abyssal (Perriaux, 1974).

L'analyse sédimentologique effectuée sur les coupes lithologique a permis d'identifier et de caractériser différents faciès types (lithologie, granulométrie, figures sédimentaires, contenu paléontologique, etc...) et de les interpréter en termes de processus et d'environnements de dépôt.

Il est important de signaler que les modèles de faciès ont été établis en tenant compte de l'évolution latérale des faciès

L'essentiel des résultats est exposé dans ce chapitre. Une partie importante de ces résultats est issue de l'étude des carottes en termes de description ainsi que d'analyses du matériel géologique

## **II. Corrélations dans l'Ordovicien :**

Une attention particulière a été portée sur les corrélations du Paléozoïque basées sur les réponses diagraphiques, avec une focalisation sur la formation des Quartzites de Hamra.

D'un point de vue général, la formation des Quartzites de Hamra est située entre deux formations argileuses marines d'extension régionale : les Argiles d'El Gassi, d'âge Ordovicien inférieur et les Argiles d'Azzel, d'âge Ordovicien moyen. Les Grès d'El Atchane et les Grès de Ouargla sont intercalés entre ces deux formations argileuses et marquent un passage progressif vers les Quartzites de Hamra.

Dans le cadre de la stratigraphie séquentielle, la formation des Quartzites de Hamra est associée à un cortège transgressif (TST, ou « Transgressive Systems Track ») et localement de bas niveau (LST, ou « Lowstand Systems Track ») pour sa partie inférieure (Fig. 20).

La base de cette formation, correspondant à une surface transgressive d'érosion confondue avec une limite de séquence « Sequence Boundary / Transgressive Surface of Erosion », est individualisée par un contact abrupt sur les diagraphies Gamma Ray et Sonic, entre les Grés d'El Atchane et les Quartzites de Hamra. Elle a été observée sur les carottes de plusieurs puits, mais la limite n'est pas soulignée par des figures sédimentaires érosives. Elle correspond essentiellement à un changement de la pétrographie (proportion d'argile et de feldspath) et à la diminution significative des laminations planes argileuses.

Lorsque la série est complète et que les Grés de Ouargla sont bien développés, la limite supérieure des Quartzites de Hamra est également bien individualisée en diagraphie. Elle correspond à une surface d'inondation majeure soulignée par le dépôt d'argile. La surface d'inondation maximum (ou « MFS ») est marquée par un maximum de radioactivité du Gamma Ray et se situe dans la partie inférieure des Grés de Ouargla.

Sur certains puits, une incertitude liée à ce niveau radioactif subsiste au sommet de la série en raison de l'érosion hercynienne.

### **III. Notions de sédimentologie :**

#### **1. Faciès :**

La notion de faciès correspond à la description de l'ensemble des caractères minéralogiques, lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès), caractérisant une roche et permettant d'identifier un milieu de dépôts.

D'après O. Serra (1985), le faciès correspond à l'aspect général d'une roche sédimentaire tel qu'il découle de la somme des caractéristiques lithologiques, structurales et organiques détectables sur le terrain, et qui permettent de la différencier des roches avoisinantes.

Les roches sédimentaires permettent de reconstituer la paléogéographie, qui représente les conditions géographiques locales qui régnaient au moment et au lieu où elles se sont formées, c'est ce qui correspond à l'ensemble des conditions que l'on définit par le mot faciès.

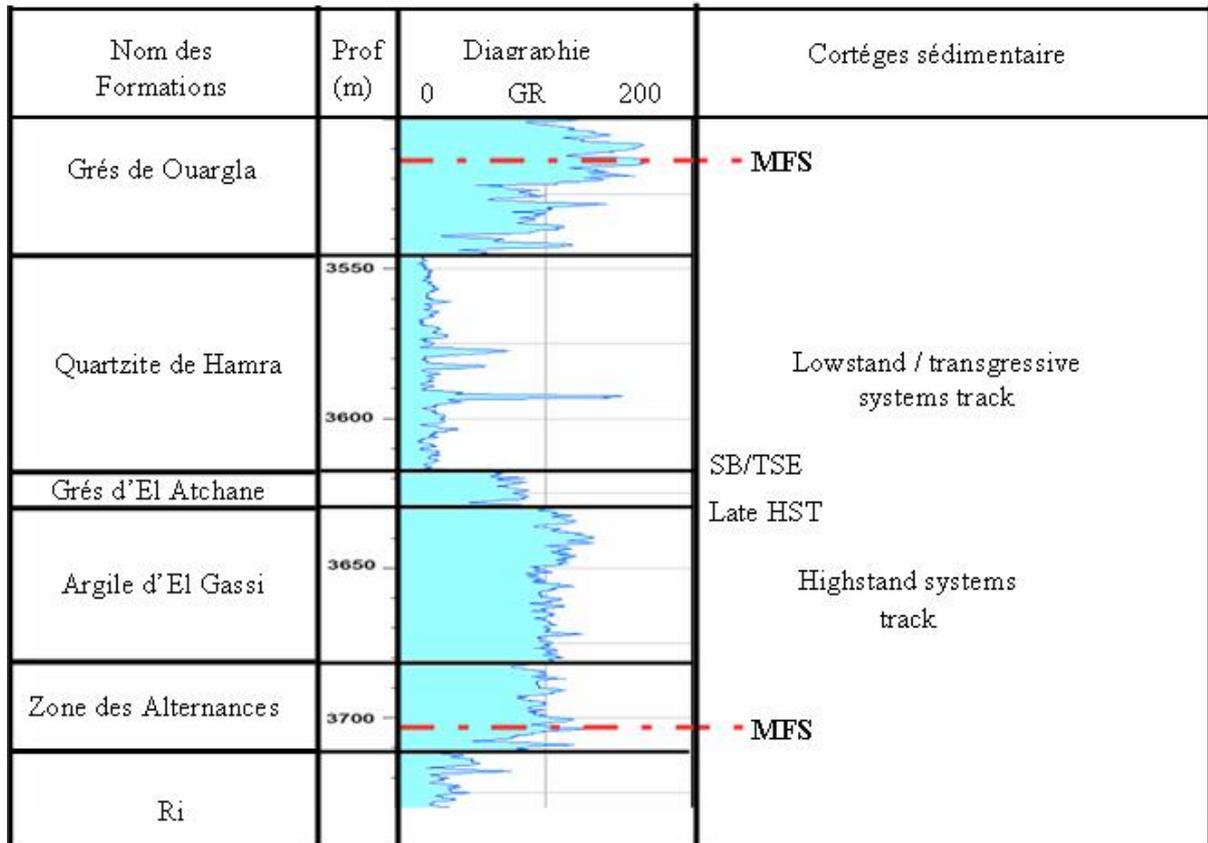


Fig.20: Découpage séquentiel (D'après Beicip 2007).

## 2. Environnement de dépôt :

L'environnement est directement exposé à l'action des vagues et des marées d'amplitudes variables.

**2.1. Littoral (zone bathymétrique) :** Cette zone est basée principalement sur l'action des marées et des vagues. On distingue ainsi l'arrière-plage (backshore) ou encore la zone supratidale, au-dessus du niveau moyen de la marée haute, l'estran (foreshore) ou zone intertidale qui correspond à la zone de balancement des marées, l'avant-plage (shoreface) ou zone infratidale, en dessous du niveau des basses mers. La frontière entre l'avant-plage et le large (offshore) est définie par la limite d'action des vagues de beau temps. Le profil typique d'une plage basse sableuse comprend de la côte vers le large (Chamley, 1988 ; Guillocheau, 1991 ; Biju Duval, 1999).

2.1.1. Backshore (arrière plage): C'est une zone terrestre où souvent formée de dunes éolienne, selon la dynamique de l'océan on reconnaîtra soit une baie ou une lagune avec des dépôts de décantation et d'évaporation, soit une zone abritée de dépôts de débordement dues aux tempêtes où des dépôts de marée vont être plus ou moins actifs (Biju Duval, 1999).

2.1.2. Foreshore (la plage) : Elle se situe entre le niveau moyen de haute et basse mer, c'est une zone de balancement de marées qui privilégie l'action des vagues de marée, des vagues et des houles. C'est le domaine littoral supratidal et intertidal (Biju Duval, 1999).

Les faciès caractéristique de ce milieu sont :

- ✚ Calcaires bioclastiques grainstones,
- ✚ Grés à stratifications horizontales,
- ✚ Grés à stratifications entrecroisées,
- ✚ Grés en plaquettes,
- ✚ Grés à litages obliques en creux (SCS),
- ✚ Grés à stratifications madrées (*flaser bedding*),
- ✚ Grés lumachelliques,
- ✚ Calcaire oolithique,
- ✚ Grés ferrugineux.

2.1.3. Shoreface (infratidale) :Où l'action des houles et des vagues dominant avec la constitution de barre d'offshore ou mégarides symétriques ou asymétriques. Ce domaine est caractérisé par des faciès suivants (Teyssen, 1989) :

- ✚ Grés à stratifications entrecroisées,
- ✚ Grés à Skolithos,
- ✚ Calcaires à entroques,
- ✚ Calcaires oolithiques,
- ✚ Grés massif,
- ✚ Calcaires bioclastiques,
- ✚ Calcaires gréseux à stratifications entrecroisées,
- ✚ Calcaire oolithique ferrugineux (Teyssen, 1989).

**2.2. Offshore** : au-delà de la base de l'effet des houles, (Biju-Duval, 1999). Ce domaine subdivise en deux sous-domaines :

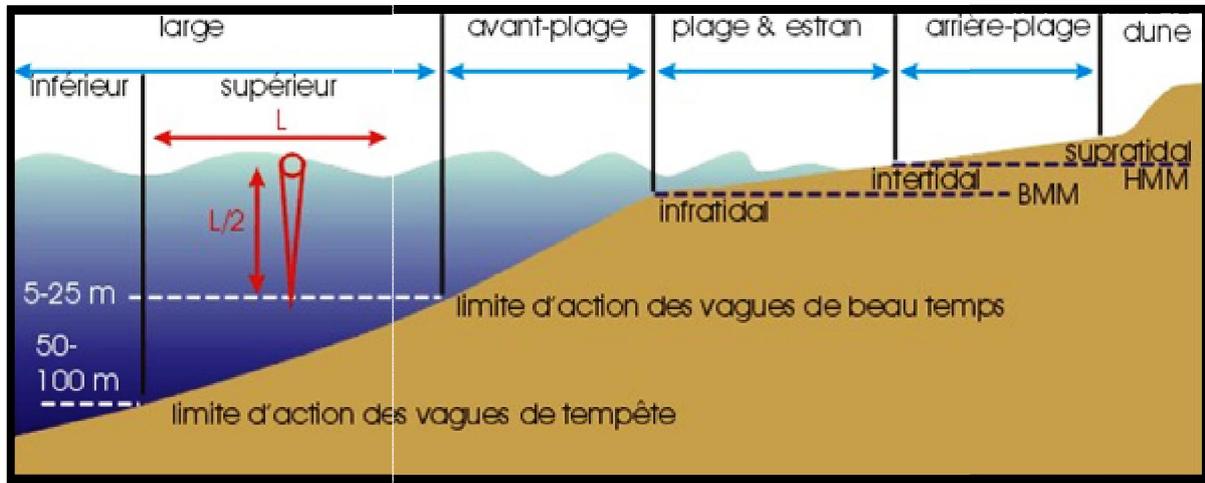
2.2.1. Offshore-Transition : Elle se situe entre la limite d'action des vagues et la limites des vagues des tempêtes, elle est caractérisée par :

- ✚ Grés à laminations obliques mamelonnées (*HCS*),
- ✚ Grés massif,
- ✚ Grés en plaquettes,
- ✚ Calcaires lumachelliques,
- ✚ Calcaires gréseux.

Ces faciès se trouvent en alternance avec la boue (argiles et/ou marnes).

2.2.2 .Offshore : C'est une zone à faible énergie au-dessous de la limite d'action des tempêtes et caractérisée par:

- ✚ Des argiles bioturbés,
- ✚ Des argiles à passés silteuses.



**Fig. 21. : Zone bathymétrique du littoral et de la plate-forme continentale. HMM=hautes mers moyennes ; BMM=basses mers moyennes (Chamely, 1990).**

### 3. Critères d'identification du milieu de dépôts :

La détermination des milieux de dépôts est un élément essentiel pour la caractérisation des bassins sédimentaires.

Pour la détermination de milieu de dépôt, il est nécessaire d'identifier les différentes structures sédimentaires.

**3.1. Les structures sédimentaires :** Une structure sédimentaire se définit comme étant la disposition géométrique particulière d'un sédiment. Les agents de transport mettant en place les sédiments, laissent leur empreinte sous forme de structures sédimentaires.

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

Une structure sédimentaire observée n'est généralement pas caractéristique d'un milieu déterminé, c'est l'association de diverses structures ainsi que leurs fréquences qui permet d'apporter des précisions sur le milieu et l'environnement.

Les structures les plus courantes rencontrées ont été sélectionnées et décrites ci-dessous.

#### **IV- Les figures et structures sédimentaires observées :**

L'abondance et la diversité des structures sédimentaires dans les Quartzite Hamra des dépôts de l'Ordovicien inférieur permettent de préciser les conditions hydrodynamiques du transport des particules (énergie et type des courants).

Ce qui nous concerne ici est l'étude et la description des figures et structures sédimentaires primaires contemporaines du dépôt, car elles nous éclairent sur les conditions physiques, chimiques et biologiques du milieu au moment de la sédimentation.

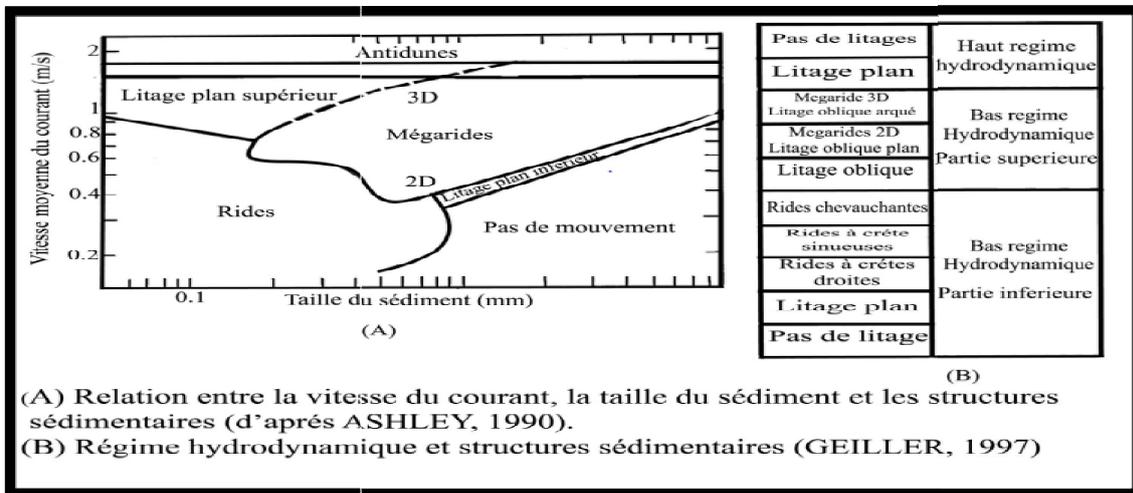
Nous n'avons pas l'intention de passer en revue toutes les formes sédimentaires, mais seulement celles que nous avons observées dans l'examen des carottes des forages.

On distingue les structures inorganiques engendrées par des agents physiques (courants, vent, eau, gravité, etc...) et les structures organiques ou biogéniques liées à une activité organique (terriers, traces).

#### **1. Les structures liées à l'action des courants**

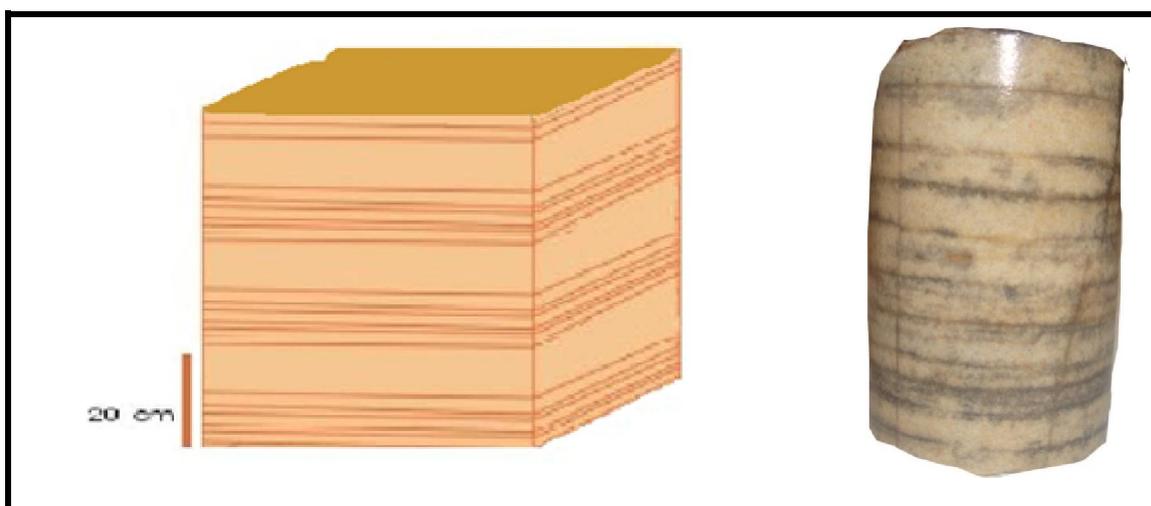
La plupart des structures rencontrées dans les formations détritiques sont d'origine hydrodynamique. Elles représentent la réponse d'un sédiment meuble à l'intensité et la direction du courant.

L'organisation verticale des structures sédimentaires reflète la variation d'énergie, les apports et la granulométrie. Les structures liées à l'action des courants se présentent dans l'ordre suivant :



**Fig.22: Notions utilisées dans la classification de Hamon (2001).**

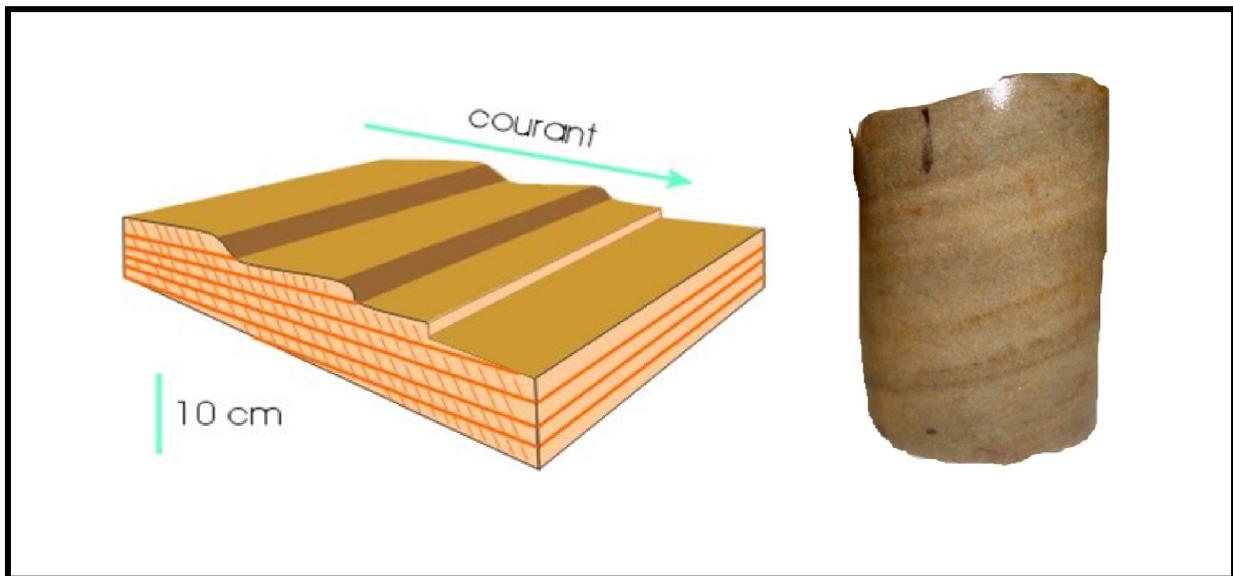
**1.1. Les stratifications horizontales :** Ces stratifications sont surtout observées dans les niveaux moins grossiers, dans les niveaux fins à très fin. Caractérisé par un bon classement, elles traduisent un environnement de dépôt à régime d'écoulement laminaire de faible énergie. Ce type de structures présente parfois une horizontalité parfaite et quelque fois légèrement inclinée. Le litage horizontal se produit sur simple décantation sans mouvement de particules, ce qui indique un milieu de dépôt calme anoxique. Pour des sédiments plus grossiers (silts, grès), le litage horizontal est dû à des courants tractifs, en milieu de moyenne à haute énergie



**Fig.23:Figure montrant une Carotte avec des Stratification horizontale.**

**1.2. Les stratifications obliques :** Elle est fréquente dans la formation étudiée représentée par des strates centimétriques de faible pendage environ  $30^\circ$  ; elles sont obliques par rapport au pendage moyen de la surface de stratification, dont la genèse est liée à la migration latérale de formes sédimentaires avec dépôt de matériel détritifique. Citons entre autre : migration de rides, mégarides et dunes,

Elles concernent généralement les dépôts grossiers, rarement les dépôts fins, c'est le résultat d'une superposition de deux granulométries fine et grossière, indicatrice d'un régime d'écoulement hydrodynamique moyen unidirectionnel.

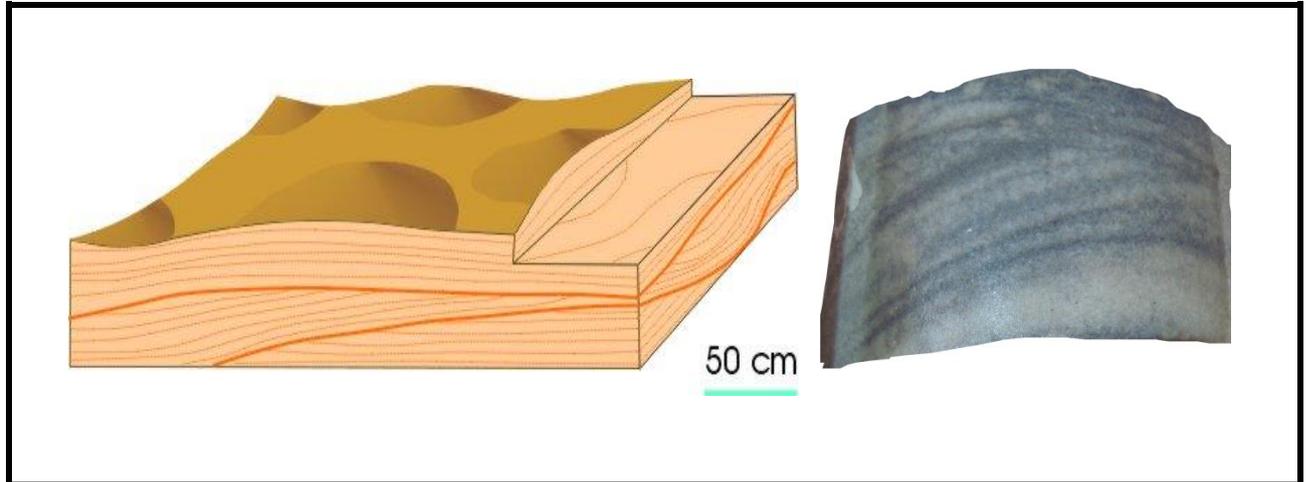


**Fig.24 : Carotte avec stratification oblique.**

**1.3. Stratifications en mamelons (HCS) :** ou Hummocky Cross Stratification, ces stratifications entrecroisées, généralement à l'échelle du mètre, sont caractérisées par de larges ondulations, faiblement inclinées (souvent moins de  $15^\circ$ ). Les lamines peuvent être suivies de manière continue dans les dépressions et sur les mamelons. Ce type de stratification entrecroisée est généré par des vagues de tempête en milieu de plate-forme dans un régime d'écoulement intermédiaire entre la formation des rides et celle des stratifications planes.

En subsurface (carottes de forage), l'échelle d'observation ne permet pas toujours de mettre en évidence le litage en mamelon de grandes dimensions et seul les «m HCS» sont parfois observables. Par contre, la présence de lamines gréseuses horizontales faiblement inclinées, leur intersection et l'association des formes de courbures convexe up et concave up des surfaces de stratifications interlitées souvent de niveaux bioturbés sont interprétées comme des structures en HCS (Walker, 1984).

Le litage en mamelons est un excellent guide bathymétrique, il caractérise le faciès à dominante de vagues de plateforme littorale (shelf) et plus particulièrement l'étage bathymétrique infratidal. Dott et Bourgeois,(1982), Harms et *al.*, (1975) estiment la tranche d'eau entre 5 et 30 m.



**Fig.25 : Figure montrant une Carotte avec stratifications en mamelons.**

**1.4. Les rides :** Les rides sont des corps sédimentaires de petites dimensions dont le grand axe est orienté perpendiculairement au sens d'écoulement du fluide transporteur .Elles résultent du mouvement des fluides à l'interface eau-sédiment ce qui engendre une organisation des grains sédimentaires. Leur forme et leur dimension varient en fonction de la taille des particules et de la vitesse d'écoulement du fluide.

On distingue les rides asymétriques engendrées par un courant unidirectionnel et pour cela nommées rides de courants et les rides symétriques appelées rides d'oscillations ou rides de vagues.

- ✚ **Les rides de courant :** asymétriques, sont fréquentes dans les dépôts de rivière, de plage lacustre, de la zone intertidale. Fréquemment associées à des niveaux bioturbés. Elles indiquent un transport en milieu aquatique. (Harms et al.. 1982).
- ✚ **Les rides de vagues :** symétriques à crêtes parallèles, parfois bifurquées et légèrement sinueuses sont induites par un courant oscillatoire d'intensité constante. Elles sont communes dans les dépôts de plage lacustre et de la zone intertidale.

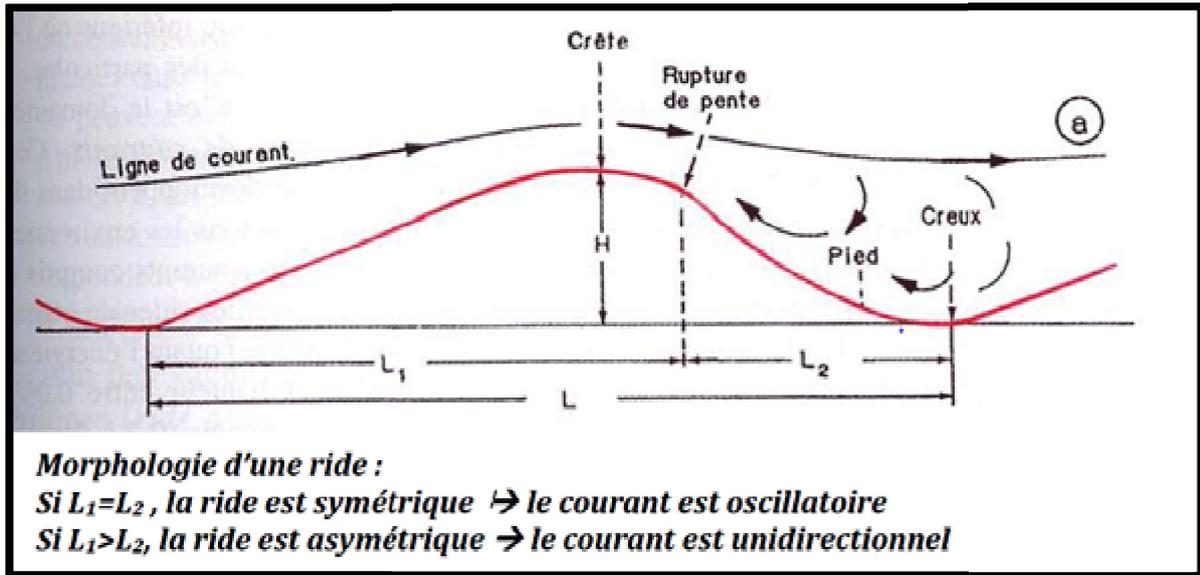


Fig.26 : Formation d'une ride (Bekkouche, 1992).

Sur les carottes, il est difficile de différencier les rides de courant des rides de vagues. On observe fréquemment une suite de lamines centimétriques à décimétriques de grès à litage de rides drapées de lamines millimétriques et centimétriques d'argiles.



Photo 01 : Carottes avec des rides.

**1.5. Les accumulations de clastes d'argiles :** ce sont des fragments d'argiles, de tailles centimétriques, de forme anguleuse ou arrondie au sein de grès, indiquant l'intensité de courant.

Ils sont les témoins de reprises du transport et de la sédimentation par un courant tractif. Ils sont aussi fréquents à la base des bancs à litage en mamelons, en suspension épars ou alignés soulignant le litage. Ils sont alors des indices de dépôt de tempêtes.



Photo 02 : figure montrant des Carottes avec des Galets d'argile.

## **2. Les structures sédimentaires d'origine organique**

**2.1. Définitions et terminologies :** Les figures et traces d'activité biologique fournissent des indications très fiables sur les conditions et les milieux de sédimentation.

Plusieurs classifications et terminologies ont été proposées pour caractériser les traces fossiles, nous citons particulièrement :

- ✚ La classification éthologique de Seitacher (1964), fondée sur le comportement animal, permet de mettre en évidence l'activité préférentielle des organismes et donc les influences auxquelles ils sont soumis (A et B).
- ✚ la nomenclature stratonomique de Martinson (1970) permet de distinguer, par rapport à une strate de référence (C), les figures épichniales au toit, les figures endichniales à l'intérieur, les figures exichniales au mur et les figures exichniales à l'extérieur.
- ✚ Schäfer (1972) distingue les structures de bioturbation déformative sans forme ni caractère définis et réguliers et les structures de bioturbation figurative possédant des formes caractéristiques pouvant être décrites.

**2.2. Généralités sur les traces fossiles connues dans le Sahara :** les traces fossiles sont, aux yeux des premiers géologues qui les ont décrits, un caractère essentiel. Elles sont à l'origine des différentes appellations :

- ✚ Grès à Spirophyton (Dévonien moyen à supérieur de l'Emi Bouli (Freulon, 1955),
- ✚ Grès à Harlania à la base des Grés du Tadrart (Dévonien inférieur) du Fezzan (Freulon, 1953),

- ✚ Talus à Tigillites dans le Tassili N'Ajjer (Beuf et al., 1963),
- ✚ Grès à Spirophyton- dans le Dévonien inférieur de l'Ahnet et du Mouydir (Biju-Duval et al., 1968),
- ✚ Grès à Scolithes du Cambrien (Formation des Ajjers) (Beuf et al., 1962).

Deux types de traces sont couramment cités par les géologues sahariens :

2.2.1. Les traces de fouissage : Terriers verticaux, simples, assimilable aux Scolithes. Ils abondent dans le Cambrien (Grès à Scolithes) et dans le Dévonien inférieur où ils sont désignés par Tigillites.

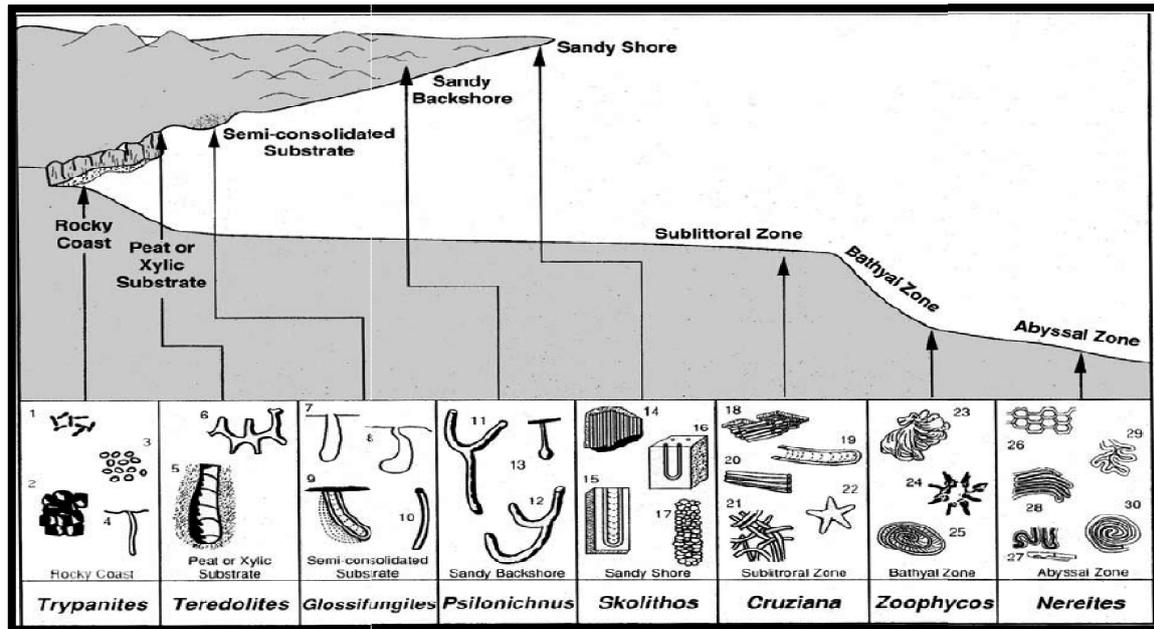
2.2.2. Les pistes horizontales : Essentiellement *Cruziana*, *Harlania* et *Spirophyton*. Kilian (1931) signale la présence de *Harlania* dans les sédiments du Silurien supérieur.

L'existence de *Harlania* apporte une faible précision stratigraphique puisqu'elle semble toujours se localiser au sommet du Silurien ou à la base du Dévonien inférieur (Freulon, 1955).

- ✚ Dans la Formation de Tadrart (Dévonien inférieur), les grès grossiers à lamines obliques, continentaux, sont intercalés de niveaux de grès fins à moyens contenant des *Tigillites*.
- ✚ Fréquence des Spirophytons dans la Formation marine de l'Ouan Kasa.

**2.3. Les traces observées** : Les Quartzite Hamra recèlent une abondante bioturbation, en général du type «bioturbation déformative», dont le seul intérêt est de fournir des indications sur la vitesse de sédimentation et le niveau d'énergie relatif du paléo-milieu.

Elles sont très caractéristiques du milieu de dépôt, car elles représentent in-situ les témoins d'activité d'un animal et ne peuvent être suspectées d'avoir été remaniées ou transportées après sa mort, dans un milieu différent de celui dans lequel il vivait (Lessertisseur, 1955). Les associations de traces fossiles sont de bons indicateurs d'environnement (Frey, 1978; Howard, 1978) et de la bathymétrie (Seilacher, 1964 - 1967). Ils permettent aussi d'avoir une idée sur la vitesse et le taux de sédimentation (Howard, 1978; Durand, 1984).



**Fig.27 :Distribution des différents ichnofaciès (D'après Pimberton):** 1) *Caulostrepsis*; 2) *Entobia*; 3) *echinoid borings*; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7, 8) *Gasirochaenolites*; 9) *Diplocraterion* (*Glossifungites*); 10) *Skolithos*; 11,12) *Psilonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19) *Rhizocorallium*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzina*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodictyon*; 27) *Taprhelminthopsis*; 28) *Helminthoida*; 29) *Cosmorhaphe*; 30) *Spirorhaphe*.

**2.3.1. Les terriers verticaux :** Ces formes traversent les bancs de part en part et présentent l'aspect de petites tiges dures qui ont données le nom de Tigillites, terme employé par la majorité des géologues sahariens.

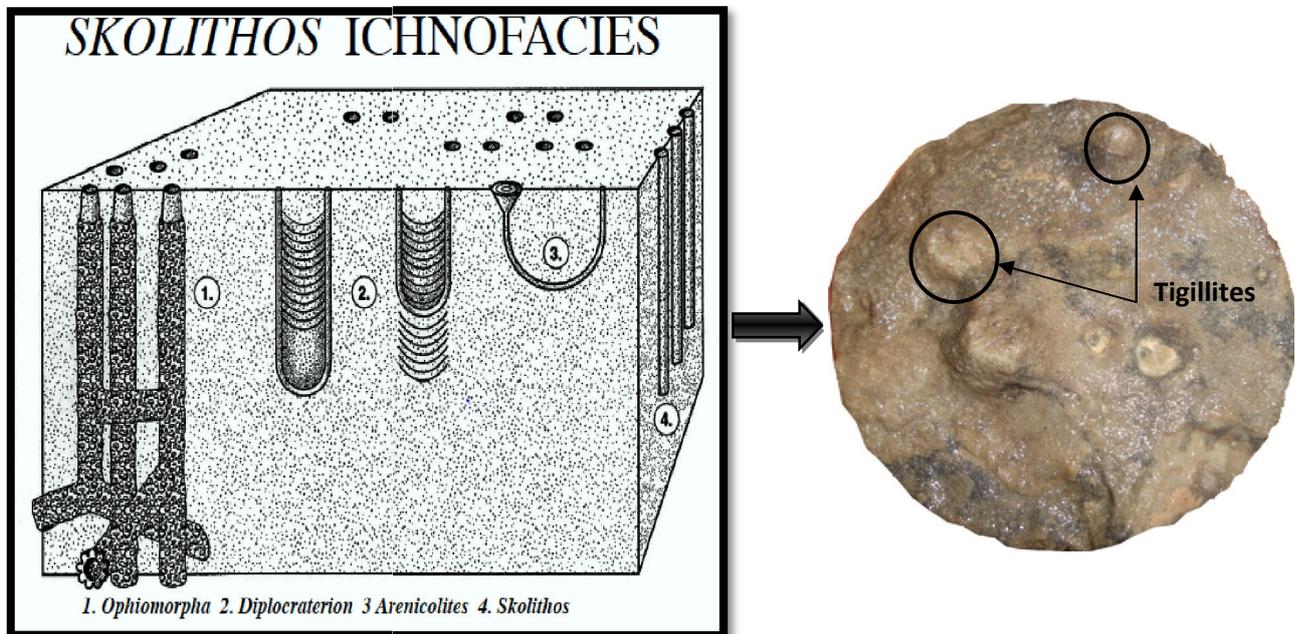
Dans la Formation des Ajjers (Cambrien) où ils abondent, ils sont désignés par le terme de Scolithes.

Le terme de Tigillite est employé pour la première fois par Rouault (1851) pour désigner des terriers simples, rectilignes, de forme cylindrique, disposés perpendiculairement à la stratification. C'est le synonyme junior du genre *Skolithos* (Haldman, 1840- Alpert, 1974) dont l'ichnoespèce-type est *Skolithus linearis* (Haldman, 1840).

Les terriers verticaux rencontrés dans les Grès des Tassili externes paraissent dans leur majorité pouvoir être rattachés à l'ichnofaciès *Skolithos* qui désigne, selon Seilacher (1967), les terriers d'habitations d'organismes suspensivores (*dwelling traces*).

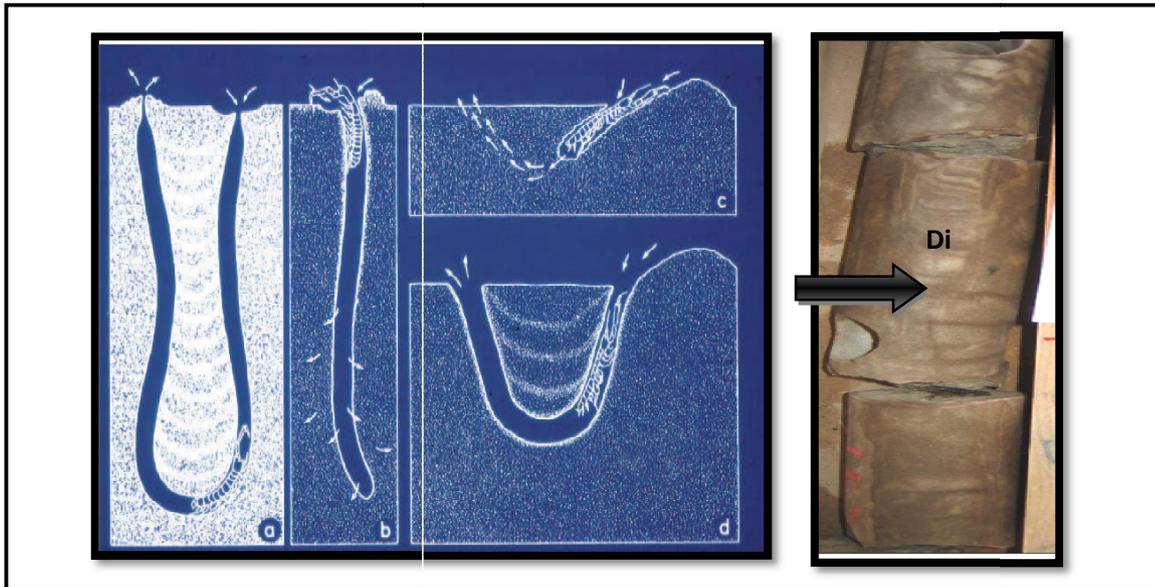
2.3.1.1. L'ichnofaciès Skolithos : Les terriers verticaux sont très abondants dans la Formation des Quartzite Hamra de l'Ordovicien inférieur. Trois types de traces sont reconnus :

- ✚ Des terriers visibles sur des sections perpendiculaires à la stratification sous forme cylindrique allongée verticalement, de longueur centimétrique traversant les niveaux gréseux, remplis par un matériel d'une granulométrie hétérogène. Des tubes verticaux avec traverses ou ménisques. Ils sont engendrés par les ichnoespèces *Diplocraterion* ainsi que des traces de l'ichnoespèce *Ophiomorpha*.



**Fig.28: L'ichnofaciès Skolithos (Tigillites).**

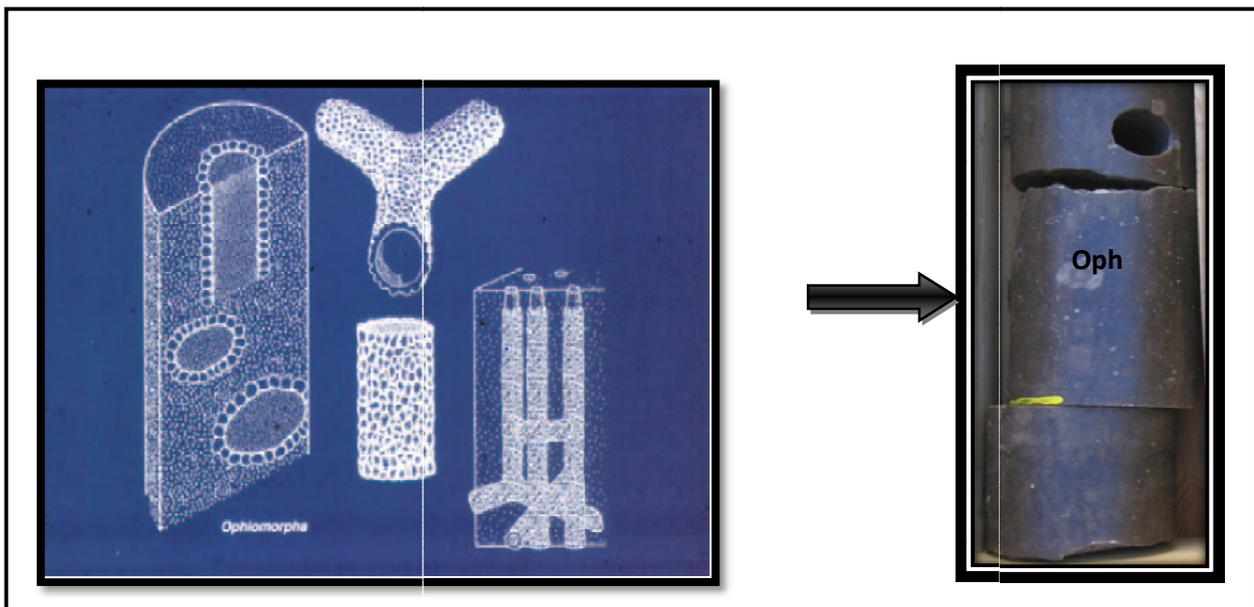
2.3.1.1.1. L'ichnoespèce *Diplocraterion parallelum*: Elle est reconnue par sa trace de longueur décimétrique, par la forme en U et par les traverses correspondant aux perturbations du sédiment à la suite du déplacement vertical du tube (Fig. 3). La position des traverses, par rapport à la position finale du tube, permet de déterminer la réponse de l'organisme (descente ou remontée dans le sédiment) à la suite des phases de sédimentation ou d'érosion (Durand, 1985). L'ichnoespèce *Diplocraterion* caractérise le milieu de dépôt shoreface médian (middle).



**Fig.29: Carotte avec trace d'Ichnoespèce Diplocraterion (d'après Pemberton 1992 ).**

2.3.1.1.2. L'ichnoespèce *Ophimorpha* : Généralement lié aux ichnofaciès de skolithos développés par des organismes suspensivores qui se développent en milieu littoral à infralittoral. Ils sont souvent observés en tant que sections transversales circulaires et longitudinales cylindriques, en "y", de 1 à 2 cm de largeur et dès fois plus de 50 cm de longueur, dont la plupart sont orientées verticalement.

L'origine et signification des dispositifs morphologiques de l'*Ophimorpha* ont été discutées par le Frey et *al.*, (1978).

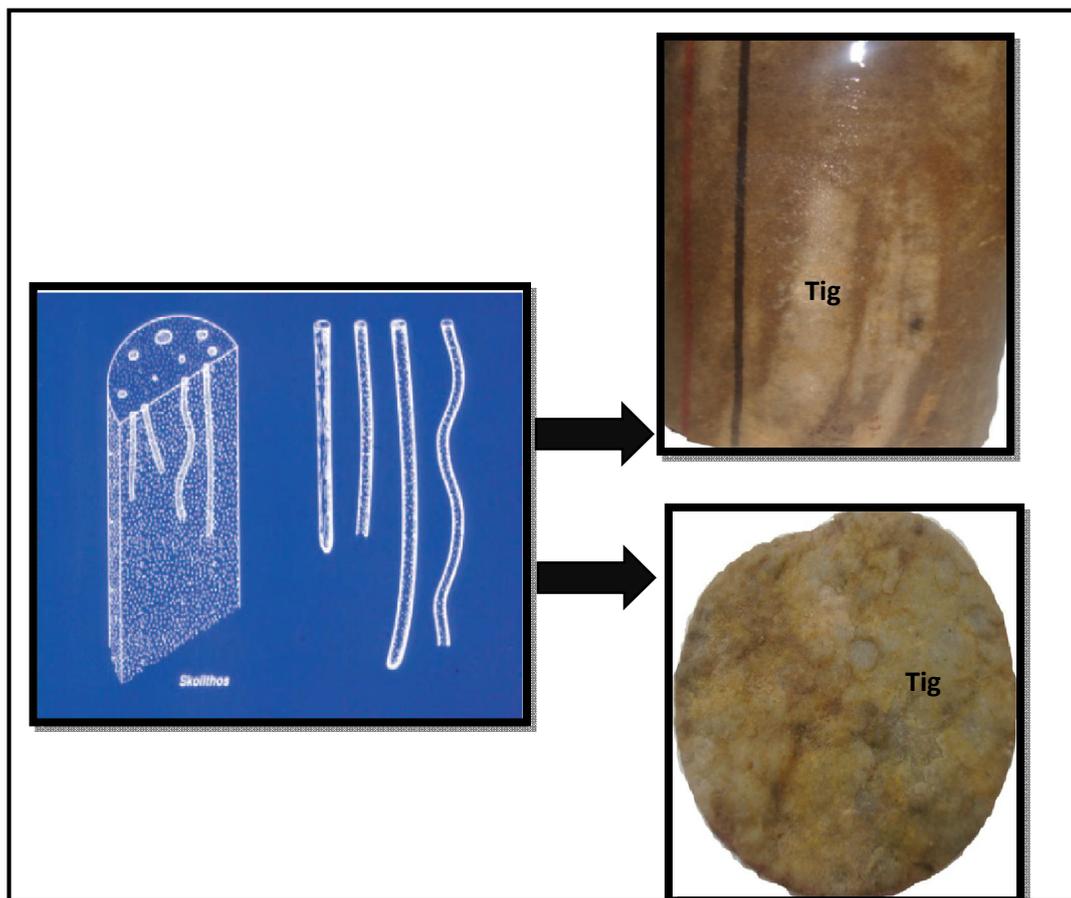


**Fig.30: Carotte avec trace d'Ichnoespèce *Ophimorpha* (d'après Pemberton 1992).**

2.3.1.1.3 .l'ichnoespèce *Skolithos* : Des tubes verticaux simples, sans traverses, appartenant à l'ichnoespèce *Skolithos Haldman* (Tigillite de certains auteurs). Ce sont des terriers verticaux à section cylindrique lisse, de longueur décimétrique atteignant 1 mètre par endroit.

La signification de ce type de trace est encore ambiguë. Plusieurs auteurs s'accordent à leur reconnaître une origine animale et les comparent avec certaines traces actuelles, Annélides Phorinidiens (Sundberg, 1983).

Durand (1984) décrit l'ichnogenre *Skolithos* dans les sédiments gréseux de l'Ordovicien armoricain et suggère, pour sa formation, l'explication suivante : *Skolithos* traduit le trophisme vertical d'un animal vivant dans un substrat instable et traversant les sédiments en fonction des apports nouveaux.



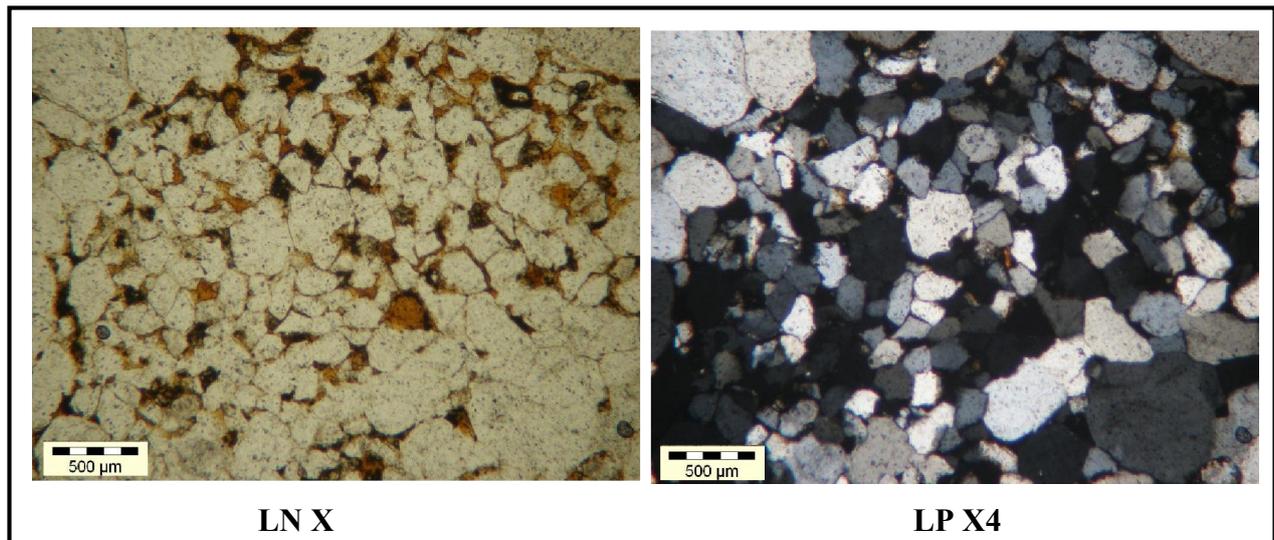
**Fig.31 : Carotte avec trace d'Ichnoespèce *Skolithos*.**

Sundberg (1983) donne une explication similaire pour montrer l'adaptation de ce type de trace aux apports sédimentaires.

Par leur position verticale, perpendiculaire à la stratification, les traces profondes du type *Skolithos* sont mieux protégées et résistent aux courants de forte intensité.

L'ichnofaciès *Skolithos* représente des traces d'habitation d'organismes suspensivores qui se développent dans un milieu agité, peu profond. Ils caractérisent les grès littoraux (Seilacher, 1967).

Sundberg (1983) signale la présence de *Skolithos linearis* dans des siltstones propres et suggère un milieu subtidal peu profond.

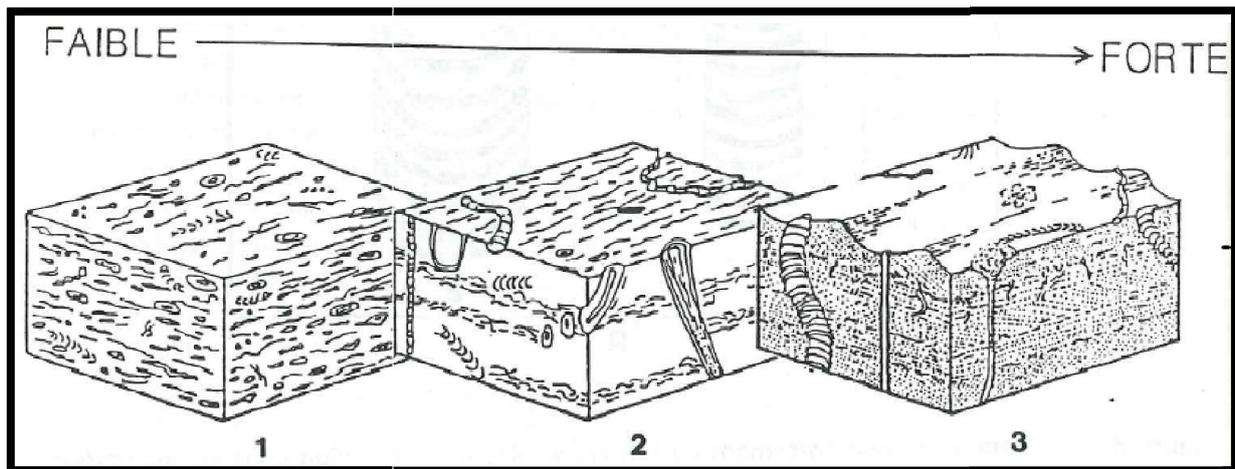


**Photo 03 : Terrier vertical dans un grès moyen remplis par des grains fins.**

Seilacher (1967) montra l'intérêt des associations de traces fossiles (ichnofaciès) pour la connaissance de la paléobathymétrie.

- ✚ Les faciès de haute énergie de la zone intertidale-infratidale supérieure sont moins bioturbés et seuls les terriers verticaux du type *Skolithos* subsistent dans de telles conditions.
- ✚ Les faciès de la plate-forme littorale de faible ou de moyenne énergie, sont intensément bioturbés par des terriers horizontaux du type *Zoophycos*, *Cruziana*.

En accord avec la majorité des auteurs, nous considérons que les terriers verticaux, *skolithos* rencontrés dans les sédiments (carottes) sont indicateurs d'un milieu marin peu profond.



**Fig.32 : Caractéristique de la sédimentation en fonction du degré de bioturbation (D'après Howard, 1978).**

- 1-Energie faible, sédiment complètement bioturbé.
- 2 - Energie modérée (coexistence de traces fossiles horizontales et de terriers verticaux).
- 3 - Energie forte, seuls les terriers verticaux persistent.

## **V. Caractérisation des lithofaciès :**

### **1. Notion de faciès :**

Haug (1907) définit le faciès comme étant la somme des caractères lithologiques et paléontologique d'un dépôt à un endroit donné.

Pour Moore (1949), le faciès considéré comme une entité lithologique est désigné sous le nom de lithofaciès. L'association de fossiles représente le biofaciès.

Selley (1970), caractérise le faciès par cinq paramètres : la géométrie, la lithologie, la paléontologie, les structures sédimentaires et le type de paléocourant. Kazi Tani (1986) définit le faciès par la somme des paramètres décrits ou mesurés dans un dépôt.

### **2. Identification des lithofaciès :**

Chaque puits, ayant fait l'objet d'une description de carottes, a ainsi pu être habillé en lithofaciès reportés sur les planches de descriptions dans le chapitre précédent.

Dix (10) lithofaciès ont été définis et déterminés par une observation détaillée, à l'échelle centimétrique à métrique, en s'appuyant sur les variations lithologique et en se basant sur :

- ✚ La granulométrie,
- ✚ La bioturbation,
- ✚ L'aspect (homogénéité, couleur, etc...),
- ✚ Les figures sédimentaires et éléments associés.

Des éléments secondaires ont été introduits dans la définition des lithofaciès pour rendre compte des variations de qualités réservoirs. Ces éléments sont :

- ✚ La silicification,
- ✚ La stylolitisation.

On remarque qu'un certain nombre de ces lithofaciès s'individualise par une variation limitée à un seul critère. C'est le cas par exemple des lithofaciès 5 et 6 semblables, mais avec une plus grande argilosité pour le lithofaciès 5. Par conséquent, une définition basée seulement sur des critères de dépôt réduirait le nombre de lithofaciès.

Dans un premier temps, nous présenterons les différents lithofaciès observés. D'après leur nature et leur organisation, ils sont numérotés de 1 à 10 dans le chapitre présent. Pour des raisons de commodité, cette numérotation a été reprise ici.

Ces faciès, regroupés par environnements de dépôt, sont décrits ci-dessous. On peut également se reporter au Tableau N°2 pour retrouver l'organisation de ces faciès dans les différents environnements.

Enfin, cette présentation des faciès sera suivie d'une discussion sur la construction des modèles de faciès et sur la nature des processus hydrodynamiques qui contrôlent la dynamique sédimentaire sur la plate-forme.

**2.1. Lithofaciès N°1 (F1) :** Grès de couleur gris-beige, fin à très fin, bien trié, montrant un débit en plaquettes alternant avec quelques passées d'argile noire.

Ces grès montrent des structures sédimentaires très variées : stratification obliques planes d'angle faible, rides et quelques figures d'échappement d'eau. La bioturbation, principalement marquée par des fines et courtes Tigillites d'une longueur centimétriques et une largeur millimétrique, est d'intensité faible à moyenne avec la présence de stylolithes. Ce faciès montre une forte silicification et une porosité faible.

**2.2. Lithofaciès N°2 (F2) :** Ce faciès est caractérisé par un grès de couleur beige, des fois grisâtre, fin à moyen, bien trié à copeaux d'argile épars et débit en plaquettes au sommet avec la présence des joints stylolithiques centimétriques.

Des stratifications obliques planes avec petites rides peuvent être distinguées. La bioturbation, d'intensité assez faible, est principalement marquée par des terriers verticaux de types fines et courtes Tigillites. Ce faciès montre une forte silicification et une porosité faible.

**2.3. Lithofaciès N°3 (F3) :** Ensembles granocroissants de grès fin à moyen, mal classé, à ciment argileux, de couleur grisâtre, avec intercalations de niveaux stylolitiques argileux.

Au sein de ces grès se trouve un litage plan fruste. La bioturbation est représentée par de nombreuses longues et fines Tigillites, avec la présence de traces d'ophimorpha. La silicification est moyenne à faible est surtout par plage.

**2.4. Lithofaciès N°4 (F4) :** Ce faciès est formé par des grès de couleur grisâtre à beige, à grains fin à moyen, homogène, siliceux, bien trié, à nombreux joints stylolitiques stratiformes remplis d'argile.

La bioturbation est marqué par de traces verticales de fines et longues Tigillites et la silicification est moyenne à faible.

**2.5. Lithofaciès N°5 (F5) :** Grès de couleur beige, fin à moyen, quartzitique, avec des successions des joints argileux. Les stratifications horizontales et entrecroisées sont présentes en alternance. On note également la présence des joints stylolithiques.

La bioturbation est modéré, principalement marquée par de fines et longues Tigillites et la silicification est moyenne.

**2.6. Lithofaciès N°6 (F6) :** Ce faciès correspond à un grès beige, moucheté, quartzitique, moyennement classé, fortement silicifié. Ce grès fin possède un litage de type horizontal. On note une forte bioturbation représentée par de longues et fines Tigillites et des stylolites par fois associé à une pigmentation ocre.

**2.7. Lithofaciès N°7 (F7) :** Ensemble grano-décroissant constitué de grès grisâtre à beige, moyen, bien classé, passant à un grès fin, plus argileux qui présente une bioturbation diffuse marquée par de fines et longues Tigillites.

**2.8. Lithofaciès N°8 (F8) :** Ce faciès est caractérisé par une succession qui débute par un grès de couleur grisâtre, à grain fin, bien classé, siliceux, présentant une stratification obliques arqués, suivis par des grès de couleur grisâtre, siliceux, à grains fins, à stratification horizontale et se termine par des argiles noires, d'aspect feuilleté, tendre. La bioturbation, modérée, est représentée par des fines Tigillites. Notons la présence de nodules de pyrite.

**2.9. Lithofaciès N°9 (F9) :** Ce niveau se caractérise par un grès de couleur beige, fin à très fin, légèrement argileux, à rares joints stylolitiques et mouchetures de pyrite.

Ce faciès montre une forte bioturbation, marquée par la présence des Tigillites et des Diplocraterions en forme de U, ainsi que une forte silicification. La présence de quelques laminations dans ce faciès donne un débit en plaquettes centimétrique.

**2.10. Lithofaciès N°10 (F10) :** Il s'agit d'un grès d'aspect noirâtre, fin, bien classé. La bioturbation est intense formée par de nombreuses Tigillites en forme de tube vertical de longueur centimétriques et largeur millimétriques. Ce grès présente le plus souvent une stratification plane parallèle et silicifiée par plage.

### **3. Processus et milieu de dépôt :**

Les lithofaciès définis ont mis en évidence une organisation au sein des quartzites. La succession verticale et l'agencement latéral de ces différents lithofaciès ont permis la construction du modèle sédimentologique schématique. Ce modèle intègre les notions de sédimentologie, de stratigraphie et d'ichnologie.

**3.1. Interprétation du milieu de dépôt de lithofaciès 1 et 2 :** En effet, ces faciès fins à litages obliques, d'angle faible, indiquent un processus tractif, de migration de dunes sous aquatiques et une sédimentation rapide de haute énergie (plage). Ils sont attribués aux tempêtes qui ont produit un afflux rapide de sédiments et les figures d'échappement d'eau (dewatering) avec les déformations qui s'ensuivent.

La présence de copeaux et fines lamines argileuses entre les ensembles gréseux suggère que de fréquentes tempêtes érodaient les dépôts qui se sont formés par périodes de beau temps « fairweather/post-storm deposits ».

Les laminations horizontales et la présence de galets dispersés indiquent un milieu de forte énergie et caractérisent le *shoreface supérieur*.

La faible abondance d'une bioturbation monospécifique suggère aussi que les taux de sédimentation étaient extrêmement élevés pour permettre aux organismes de coloniser le substrat.

Donc les grès bioturbés et les grès à laminations de plage prédominent et caractérisent un milieu littoral dominé par l'action des vagues et des tempêtes où alternent des dépôts de

haute énergie, bi-directionnels (action des vagues et des tempêtes) et des dépôts de faible énergie (présence de terriers).

En prenant en compte l'ensemble des critères faciologiques, ces faciès peuvent être interprétés comme déposés dans un environnement de foreshore à shoreface supérieur.

### **3.2. Interprétation du milieu de dépôt : les lithofaciès : (F 3, F 4, F5, F6, F7, F8, F9, F10)**

Ces faciès sont les plus grossiers de la série avec des litages obliques arqués et plans. Ils sont interprétés comme des HCS «Hummocky Cross Stratification» qui sont des indicateurs des dépôts de tempêtes ;

Ces dépôts de tempêtes montrent deux types d'association de faciès :

*3.2.1. Une association (F3, F4, F5, F6) proximale à prédominance de faciès gréseux, non ou faiblement bioturbés à litage en hummocky* : Déposé par les courant de tempête, les grès à lamination en hummocky, reconnaissable en carottes par la forme des lamines faiblement inclinées et leurs courbures concaves et convexes(Walker, 1984), sont un excellent guide bathymétrique et caractérisent le faciès à dominante de vagues de plateforme littorale (shelf) et plus particulièrement l'étage bathymétrique Shoreface inférieur (avant-cote), infratidal. (Dott & Bourgeois, 1982), Harms *et al.* (1975) estiment la tranche d'eau entre 5 et 30 m.

Les bioturbations sont caractéristiques d'un milieu de dépôt où l'agitation est permanente (Pemberton *et al.* 1992 ; Seilacher, 2007).

L'augmentation de la granulométrie par rapport aux faciès (F7, F8, F9, F10) montre un caractère plus proximal de dépôts.

L'analyse des figures sédimentaires permet d'interpréter l'association des faciès F3, F4, F5, F6 comme des dépôts de shoreface médian proximal.

*3.2.2. Une association (F7, F8, F9, F10), distale, des faciès complètement bioturbés ou seul quelques traînées de grès en hummocky sont visibles* : Une abondance accrue de la bioturbation par rapport aux facies précédents. La présence d'assemblages plurispécifiques de terriers verticaux (skolithos. Diplocraterion), associés aux ichnofaciès Skolithos, semblent indiquer un milieu de dépôt marqué par des conditions hydrodynamiques unidirectionnelles de faible énergie (Pemberton *et al.*, 1992 ; Seilacher, 2007).

La présence de litages plans ou obliques arqués, classiquement interprétés comme des événements de tempêtes (Harms *et al.*, 1975 ; Reineck et Singh, 1980) et une fraction

argileuse légèrement accrue, indique une légère distalité de ces faciès par rapport aux précédents.

**Dans le détail** : Ces dépôts amalgamés sont caractéristiques des dépôts de tempête. Bourgeois (1980), Doit et Bourgeois (1982) ont montré que les dépôts amalgamés de tempête sont engendrés par un processus alternatif de phases de dépôt, de bioturbation et d'érosion.

Les associations de type (2), faciès amalgamés à prédominance de zones bioturbées sont les plus représentées dans nos sédiments et indiquent des dépôts littoraux dominés par les tempêtes distales (*distal storm-dominated coast*). La présence, en abondance, de terriers verticaux (skolithos.diplocraterion) et l'absence, de terriers horizontaux indique que ces dépôts se sont effectués au-dessous de la zone d'action des vagues, dans le shoreface médian distal.

La sédimentation des Quartzites Hamra est donc dominée par des faciès riches en bioturbation de type Skolithos, c'est à dire des terriers verticaux cylindriques, développés par des organismes suspensivores qui se développent en milieu littoral à infralittoral, en réponse à une dégradation ou une aggradation du substrat. Leur environnement benthique typique correspond à des substrats changeants, des conditions d'énergie relativement élevées, des sédiments propres, bien triés, sujets à des dépôts ou une érosion brutale en eaux peu profondes et agitées.

Sur le modèle illustre par Tableau N°2, les différents lithofaciès observés dans les Quartzites Hamra sont interprétés comme déposés dans des environnements de foreshore (intertidale) à shoreface (avant-plage) médian à distal, caractérisés par une absence d'argile franche et une profondeur d'eau variant de 5 à 10 m.

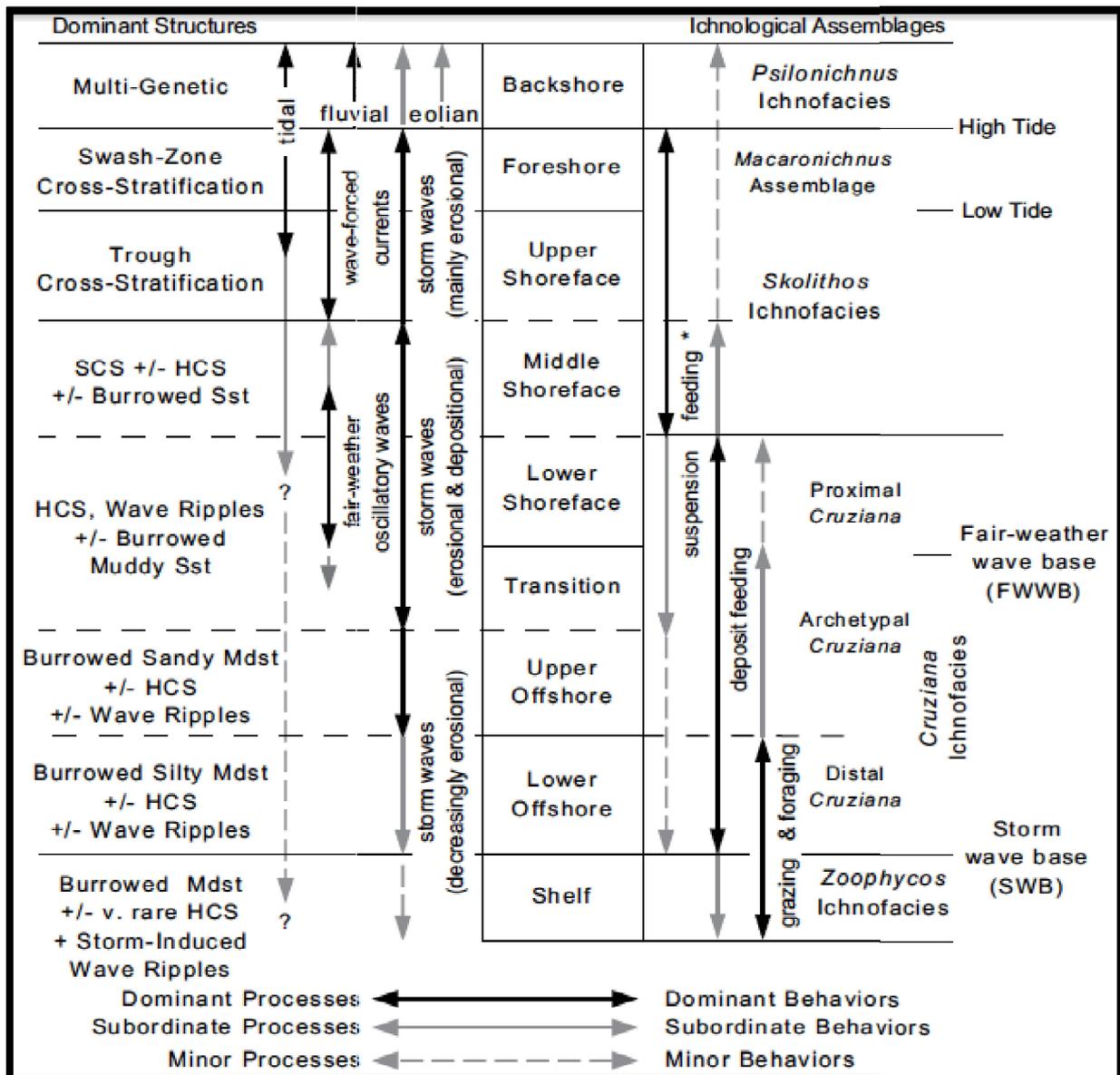


Fig. 33 : Modèle de Shoreface et leurs divers sous-environnements (modifié par MacEachern et al. 1999).

**3.3. Courants de tempêtes :** Les principales études sur les processus hydrodynamiques et les dépôts associés aux tempêtes ont été effectuées au cours des années 70 à 80, c'est-à-dire avant la mise en place des nouveaux concepts de stratigraphie.

Durant cette période, les travaux sur les tempêtes ont connu un engouement tout particulier fournissant une importante bibliographie (Hayes, 1967 - Howard, 1971, 1972 - Brenner et Davies, 1973 - Harms *et al.*, 1975, 1982 - Bourgeois, 1980 - Kreisa, 1981 - Swift, 1976, Swift *et al.*, 1979, 1981, 1983, 1986 - Dott et Bourgeois, 1982 - Figuereido *et al.*, 1982 - Mount, 1982 - Leckie et Walker, 1982 - Guillocheau, 1983 - Walker, 1979, 1984, 1985 - - Brenchley, 1985 - Snedden *et al.*, 1988 - Leckie et Krystinik, 1989, etc...).

Ces travaux montrent que les tempêtes engendrent différents types des courants semi-permanents mixtes unidirectionnels-oscillatoires, et notamment des courants unidirectionnels de forte énergie dirigés vers le large qui permettent le transport des sédiments du littoral vers la plate-forme. Les tempêtes sont en effet les événements climatiques principaux responsables du transport sédimentaire sur les plates-formes.

L'analyse des plate-formes actuelles à la surface du globe montre que 80% de ces plates-formes sont dominées par des processus hydrodynamiques liés à l'action des vagues et des tempêtes (Walker, 1984 ; Porter-Smith *et al.*, 2004). Les tempêtes sont également le processus dominant de la dynamique sédimentaire des plates-formes anciennes (Swift *et al.*, 1986). Lors d'une tempête, sous l'effet de la pression barométrique, du vent et donc des vagues, le niveau de la mer s'élève sur le littoral, ce qui est communément appelé le « coastal set up » ou le « storm surge ».

Cette augmentation des masses d'eau sur le littoral entraîne, à la fin de la tempête, le développement d'un système de courants de fond perpendiculaires ou obliques à la côte et dirigés vers le large «downwelling current». Plus la pression et les vents sont forts, plus l'élévation du niveau marin est élevée et plus la compétence de ces courants est accrue. Trois principaux types de courants de retour sont reconnus : les «rip currents», les «storm-surge ebb currents» et les «wind-driven currents» (ou courants géostrophiques) (Shepard et Inman, 1950 - Komar, 1976 - Hayes, 1967 - Morton, 1981 - Walker, 1984, 1985 - Chel et Leckie, 1993). Ces trois processus ne sont pas incompatibles et peuvent exister concomitamment et/ou successivement.

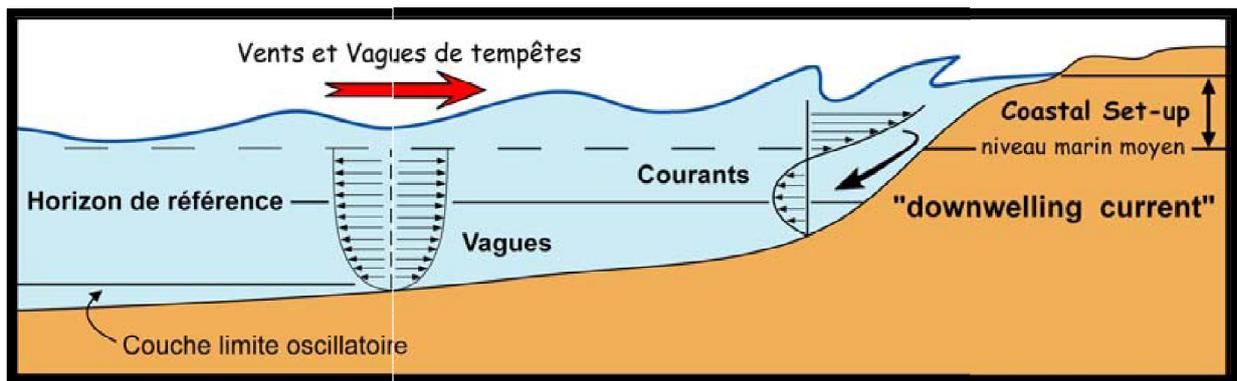


Fig.34 : Courants de tempête (Swift *et al.*, 1986).

Zone environnement	Foreshore	Foreshore /Upper shoreface	Proximal /Middle shoreface	Distal /Middle shoreface
Définition	Grès fin soumis à l'action des vagues. Faciès de haute énergie.	Grès fin à moyen, bien trié, soumis à l'action des vagues	Grès fin à moyen, litages obliques arqués et plans.	Transition entre la limite d'action des vagues de beau temps (fair weather) et la limite d'action des vagues de haute mer tempête (storm).
Caractéristiques sédimentologiques	Grès fin bien classé à nombreux copeaux d'argile litages obliques d'angles faibles, quelques figures d'échappement d'eau et petites rides.	Grès fin à moyen, bien classé, à copeaux d'argile.	1/Grès fin à moyen avec litage plan ,moy. à mal classé avec présence de stylolites. 2/Grès fin à moyen bien classé séquences positives avec grès à débit en plaquettes au sommet microstylolites ,rares rides.	Grès fin, homogène à litage plan parfois oblique arqué, formé de bancs dm à m montrant une granulométrie décroissante. Les interbancs d'argile présentent des microcracks. Bioturbation croissante nodules de pyrite possibles
Caractéristiques ichnologiques	Assemblage mono spécifique, skolithos de petite taille ( mm – longueur pluri-cm). Abondance faible	Assemblage mono spécifique, skolithos de petite taille (largeur mm – longueur pluri-cm). Abondance faible	<i>Skolithos</i> – Assemblages plurispécifiques : Fines et longues <i>Tigillites</i> (largeur mm, cm) <i>Ophiomorpha</i> . Diversité faible à moyenne, Abondance modérée à forte.	<i>Skolithos</i> – Assemblages plurispécifiques : Fines et longues <i>Tigillites</i> , <i>Diplocraterions</i> , Abondance modérée à forte
Lithotypes	<b>F 1</b>	<b>F2</b>	<b>F3, F4, F5, F6</b>	<b>F7, F8, F9, F10</b>

**Tableau N°2 : Modèle de dépôt des Quartzites Hamra.**



## **VI. Etude pétrographique :**

Cette étude est une analyse pétrographique détaillée portant sur trois puits qui sont situés respectivement l'un loin de l'autre dans la région de Hassi Tarfa ;

Cette étude nous a permis en premier lieu de décrire l'aspect pétrographique du réservoir, pour cela il a fallu une analyse quantitative et qualitative approfondie de lames minces au microscope optique dont le but sera la détermination des caractéristiques suivantes :

### **Les phases clastiques :**

- ✚ Les pourcentages des éléments figurés.
- ✚ Les types de contacts entre les grains et leur fréquence.
- ✚ Le diamètre moyen et maximal des grains de quartz, leurs classements et leurs morphoscopies.

### **Les phases liantes :**

- ✚ les différents types de ciments et leurs abondances.

### **La porosité**

- ✚ Les différents types de réseaux poreux et leurs proportions.
- ✚ L'importance des différents paramètres texturaux.

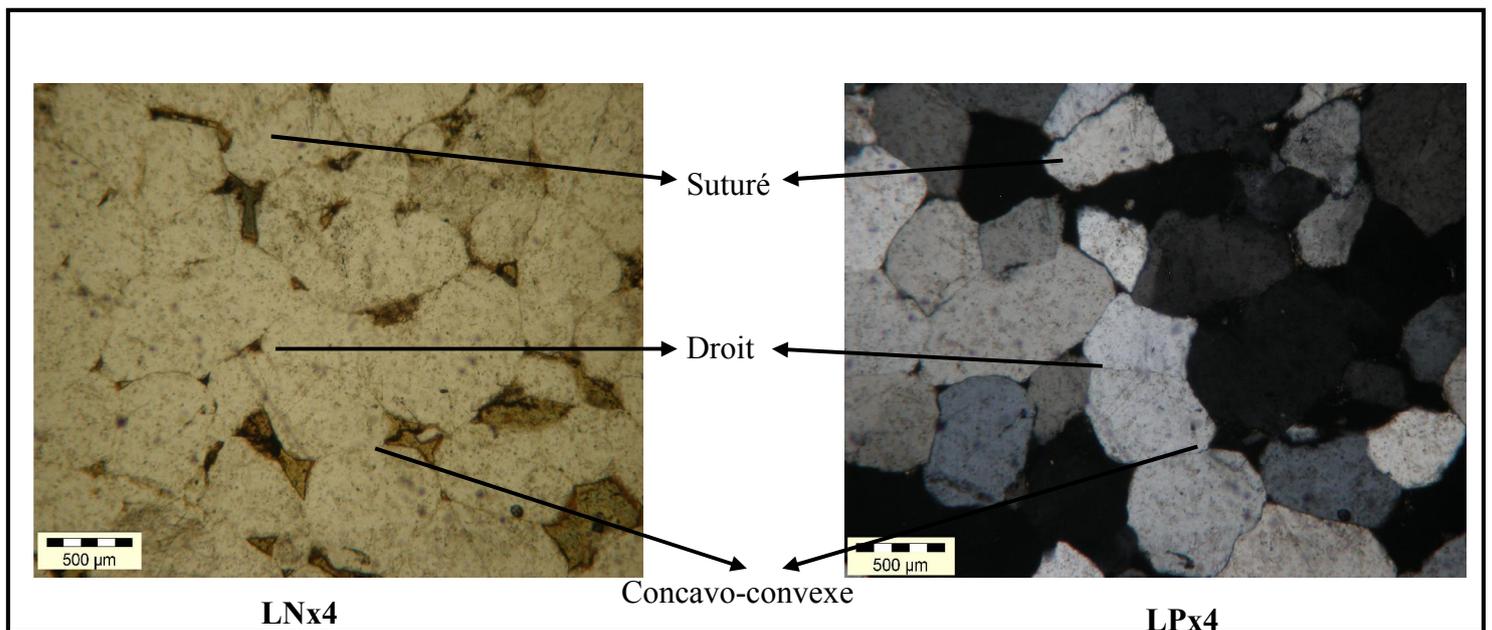
## **1. Constituants pétrographique du puits N°3 :**

### **1.1. Phase clastique :**

Elle est essentiellement composée de quartz (80%), les autres constituants existent en minéraux accessoires et en faible pourcentage

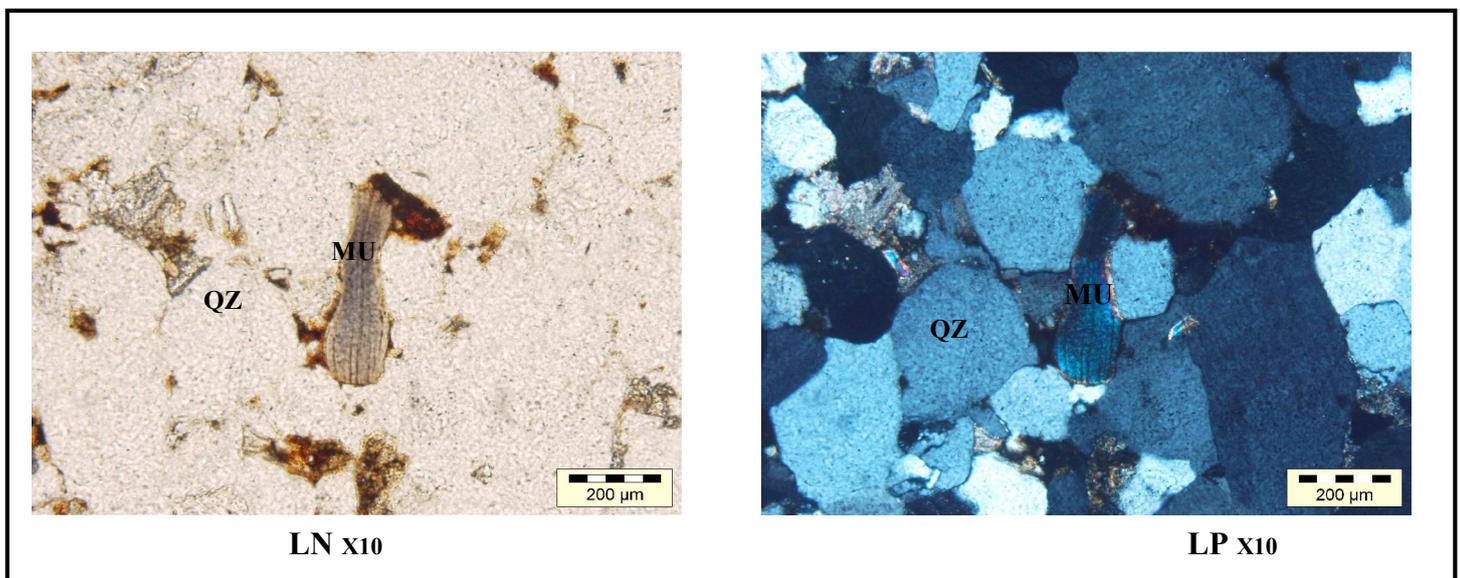
*1.1.1. Le quartz :* Il consiste l'élément le plus abondant d'environ 80% avec une granulométrie fine à moyenne et une nette tendance à devenir plus fine vers le sommet ; le contour est sub-anguleux à sub-arrondi, le classement est bon à très bon et parfois mal classé.

Les contacts entre les grains de quartz sont de type : droit, concavo-convexe et suturé, avec l'abondance de contacte droit ; on remarque que les grains de Quartz sont parfois nourris ; Ces auréoles de nourrissage avec les grains montrent des formes généralement irrégulières et discontinues.



**Photo.04 : Grès moyen, sub anguleux à sub arrondie, bien classé à ciment siliceux avec des contacts droit, suturé et Concavo - Convexe entre les grains.( Côte 3403 m).**

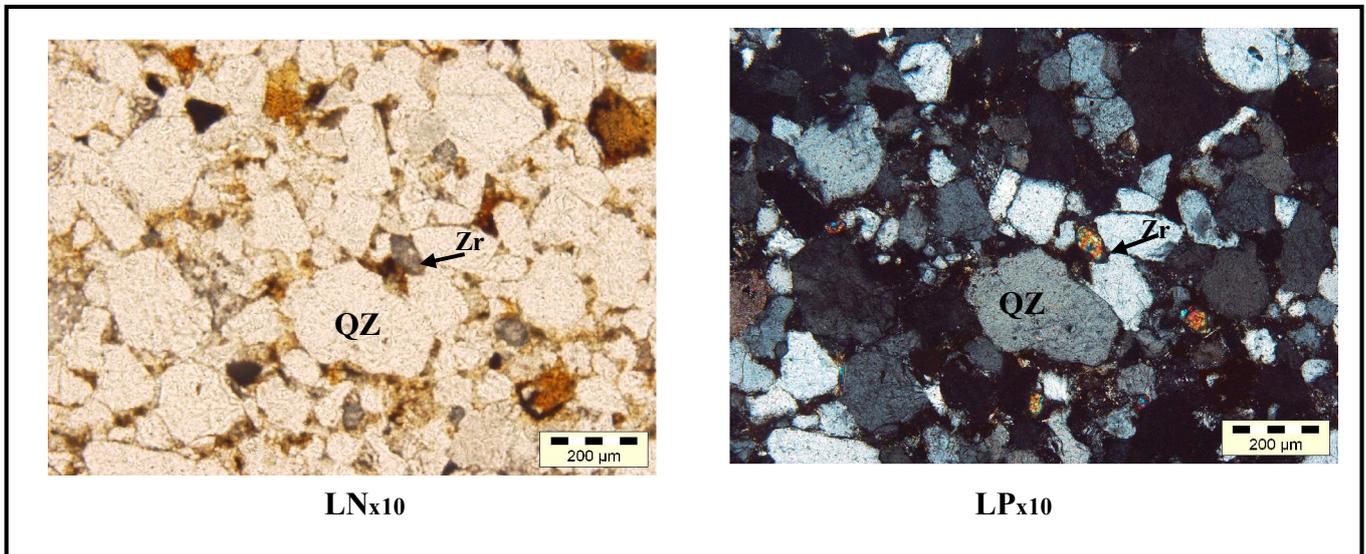
1.1.2 Micas : Avec un pourcentage ne dépassant pas les 2%, le principal mica observé est surtout la muscovite en baguettes coincées entre les grains de quartz et rarement la biotite qui apparait altérée et transformée en chlorite est présente.



**Photo.05 : Grès moyen, sub arrondis, bien classé à ciment siliceux (Côte 3398 m).**

**QZ : Quartz, MU : Muscovite**

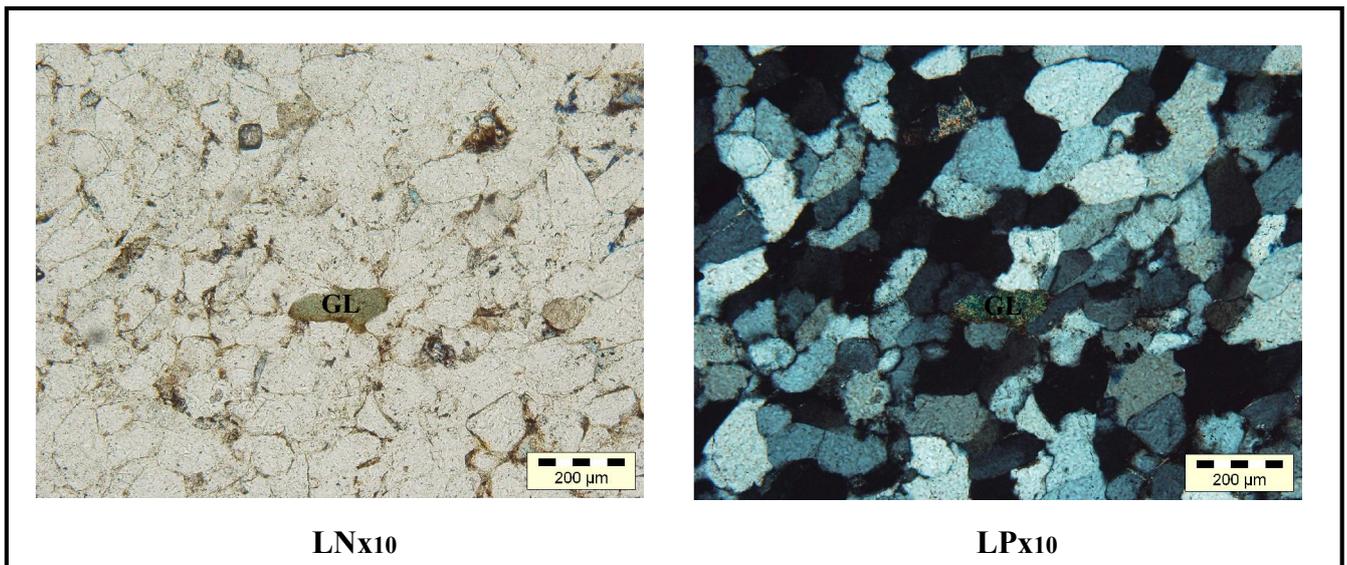
1.1.3. Les minéraux lourds : De part leur grande résistance aux altérations et aux transformations durant de long transport et sédimentation, seuls le zircon et la tourmaline sont présents avec un pourcentage qui varie de 1% à 3%. ; On les retrouve parfois en traces.



**Photo.06 : Grès fin à moyen, sub anguleux mal classé, à ciment argileux (Côte 3404 m).**

**Zr : Zircon**

1.1.4. La glauconie : En trace se forme de grains de couleur vert-vif, légèrement plicroïque. Les minéraux glauconitiques sont des phyllites riches en fer, indicateurs des formations marines littorales.



**Photo.07 Grès fin , sub anguleux, bien classé à ciment siliceux (Côte 3388 m).**

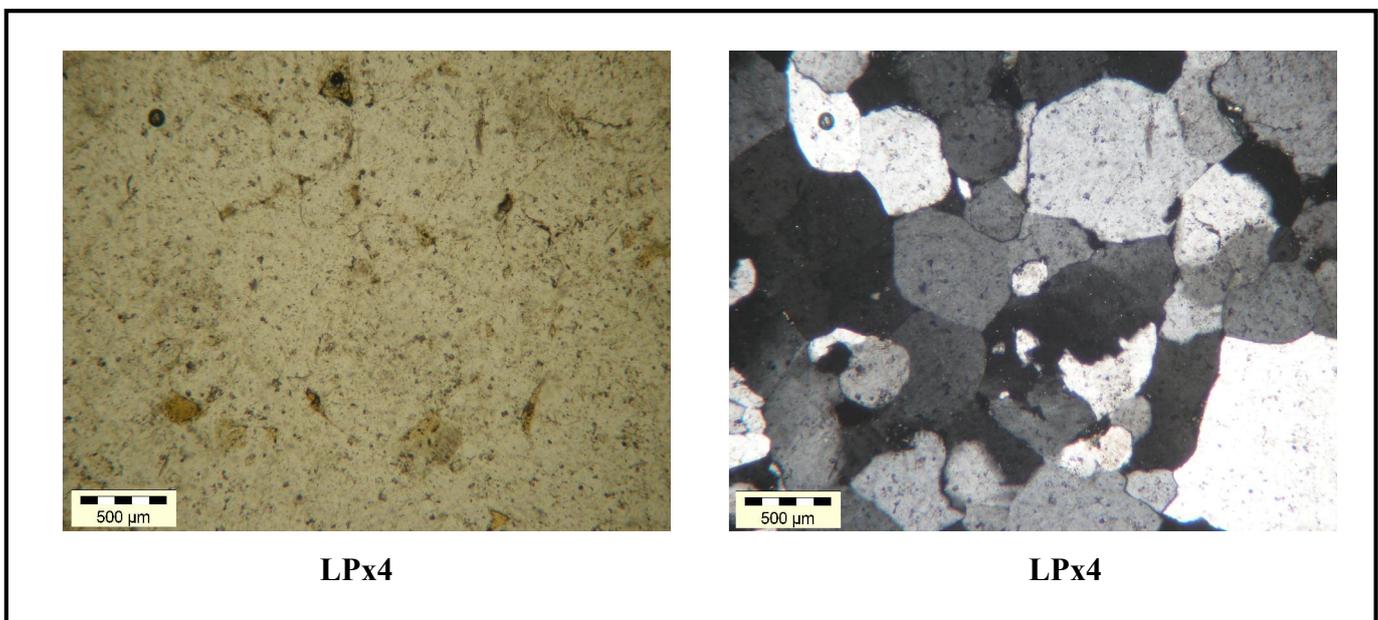
**GL : glauconie**

## 1.2. La phase liante

1.2.1. Le ciment siliceux : Le ciment siliceux est très abondant, sa teneur peut atteindre 20% on le retrouve sous forme de silice de nourrissage autour des grains ; Elle s'exprime sous forme d'auréoles de surcroissance syntaxiale, directement en contact avec le grain détritique. Elle forme généralement des auréoles discontinues, comblant d'abord les aspérités du grain ou de Silice interstitielle de pression-dissolution occupant les vides entre les grains.

1.2.2. Le ciment argileux : Il est moins abondant, son pourcentage maximale est de 7%, concentré dans les niveaux supérieures de puit ; suite l'absence des analyses au rayons-X, il est très difficile de distinguer ou d'estimer les différents types d'argile. Par ailleurs, d'après les observations pétrographiques on peut probablement distinguer trois types d'argile, la kaolinite qui est peu développée, en plages entre les grains de quartz ; l'illite qui constitue le ciment argileux majeur abondante, elle se développe entre les grains de quartz en association avec la kaolinite et par fois en fin liséré autour des grains de quartz.

1.2.3. Le ciment carbonaté : Il assez fréquents ; sa teneur maximale peut atteindre 5% dans certaine niveau représenté essentiellement par la dolomie  $MgCa (CO_3)_2$  et la sidérite ( $FeCO_3$ ).



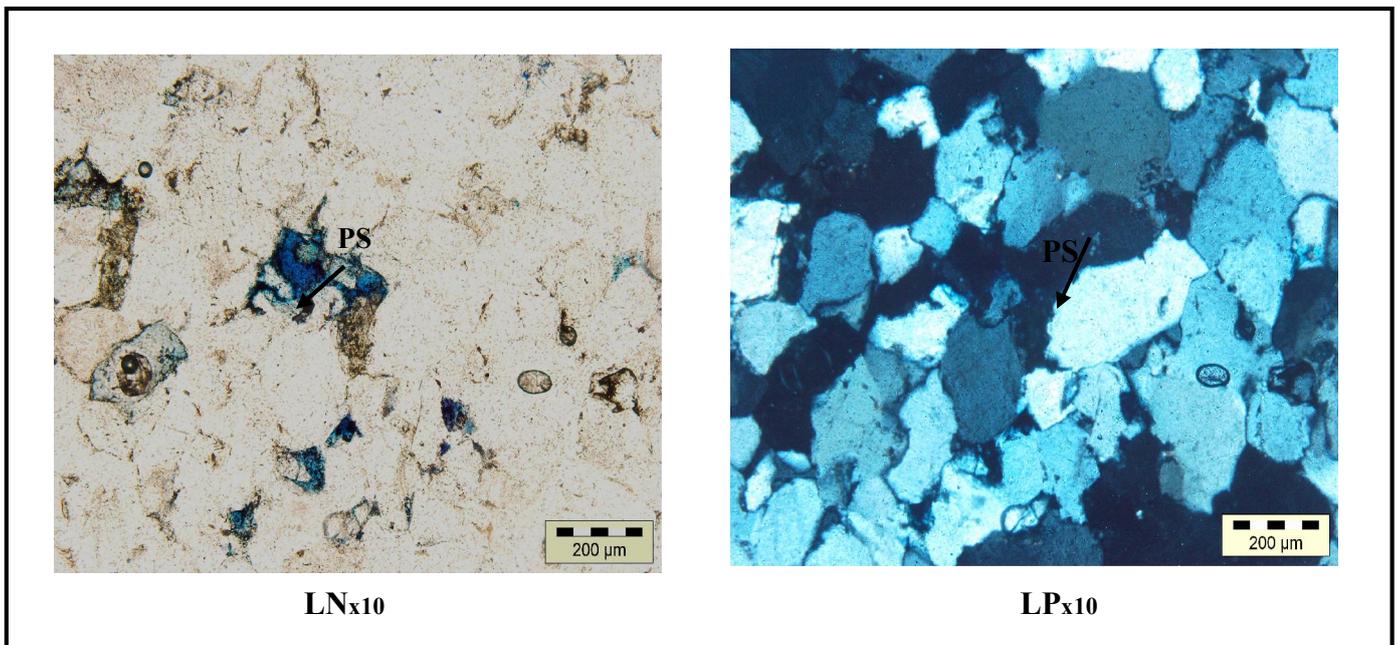
**Photo.08 : Grés quartzitique moyen, sub arrondie à ciment siliceux (Côte 3391 m).**

### 1.3. La Porosité :

Elle est représentée par la porosité matricielle, dissolution ou fissurale. La porosité matricielle est marquée par la porosité primaire intergranulaire il s'agit de la porosité présente entre les éléments figurés de la roche, généralement, elle correspondra aux espaces poreux non occlus par la cimentation siliceuse. Ces pores sont généralement bien connectés ; C'est une porosité que le sédiment possédait lors de son dépôt ou de sa formation.

La porosité secondaire est formée au cours de l'histoire des grès soit par des phases de dissolution des éléments moins résistants (silice, carbonate, micas, argile) elle dépend du taux de dissolution et de la circulation des fluides qui déstabilisent les ciments ;

La porosité fissurale est représentée par des microfissures ouverte, est employée généralement pour la porosité le long des cassures.



**Photo.09: Grès moyen sub anguleux, à ciment siliceux avec un réseau de porosité secondaire (PS) (Côte 3410.50 m).**

## **2. Constituants pétrographiques du puits N°2 :**

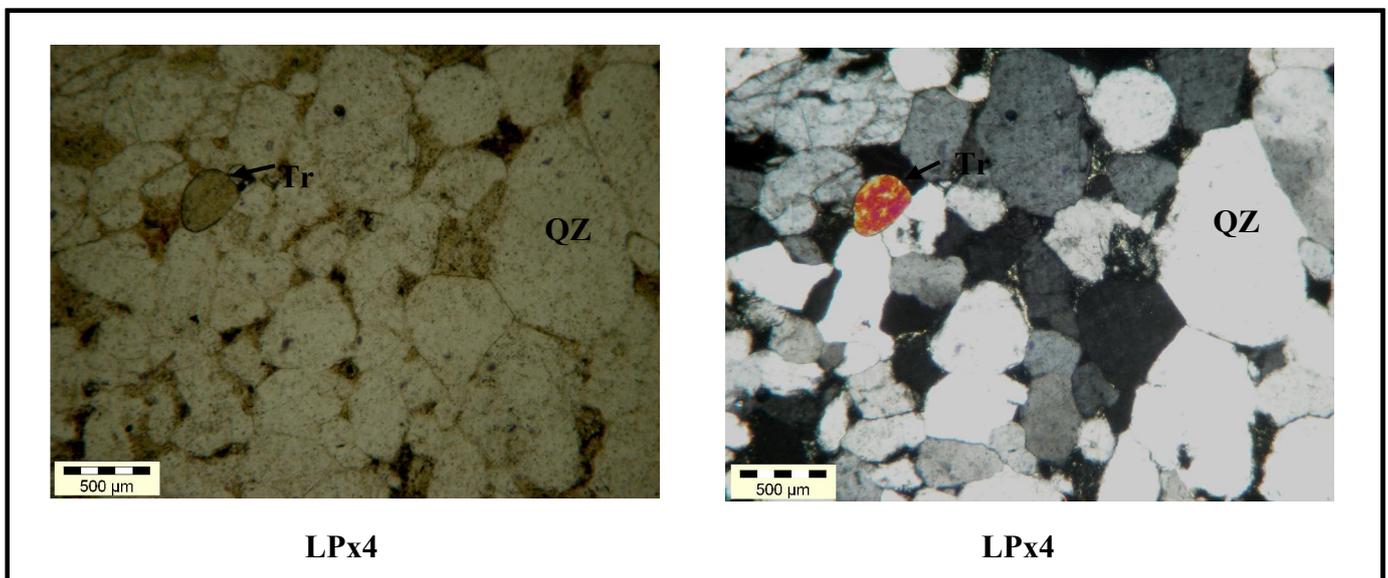
### **2.1. Phase clastique :**

**2.1.1. Le quartz :** Est l'élément détritique le plus répandu dans tout les échantillons observé, sa teneur varie entre 70 à 90%, les grains de quartz ont une granulométrie de grès

moyen, de taille varie entre (0.77 mm à 1.55 mm), un classement moyen à bon, un contact généralement concavo-convexe et une morphoscopie arrondis à subarrondis.

2.1.2. Les minéraux lourds : Le zircon, difficilement altérable en trace, ne dépassant pas la teneur de 1% ; on remarque aussi la présence de tourmaline à grain isolé.

2.1.3. Pyrite : Sa présence est généralement sous forme de trace et par fois sous forme des colmatant des fissures. En lumière réfléchi, il apparait avec un éclat métallique jaune vif et, en lumière naturelle il apparait noir. Cette pyrite occupe les espaces intergranulaires et son pourcentage ne dépasse pas les 2%.



**Photo.10: Grès moyen arrondi a sub arrondie, bien classé à ciment argileux (Côte 3332m). Tr : Tourmaline**

## 2.2. Phase de liaison :

Les ciments sont : siliceux, argileux, et accessoirement carbonaté.

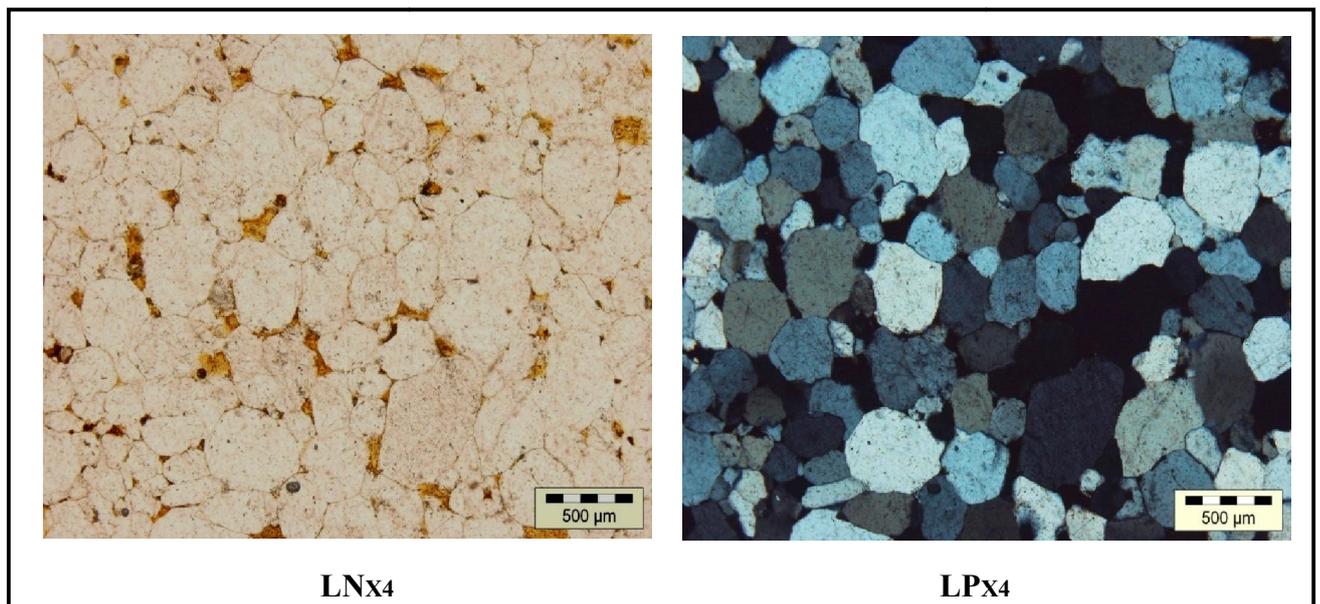
2.2.1 Le ciment siliceux : Il se développe autour et entre les grains de quartz. Il est représenté par

- ✚ Le ciment de nourrissage précoce : Se développe autour des grains de quartz dont il est séparé par des auréoles d'impuretés .son pourcentage est de 5%
- ✚ La silice de compaction : Prend place entre les grains de quartz sous forme de quartz microgrenu il se matérialise par les contacts suturés et concavo-convexes (pression-

dissolution), la taille des cristaux de silice est petite par rapport aux grains de quartz, leur pourcentage atteint 19 %.

2.2.2. Le ciment argileux : Ce ciment est plus important par rapport au puits précédent, son pourcentage varie de 2 à 22% en moyenne essentiellement formé de la kaolinite et illite. On remarque la présence d'illite qui est engendrée par l'altération de la muscovite et par fois de la transformation de la kaolinite (illitisation de la kaolinite).

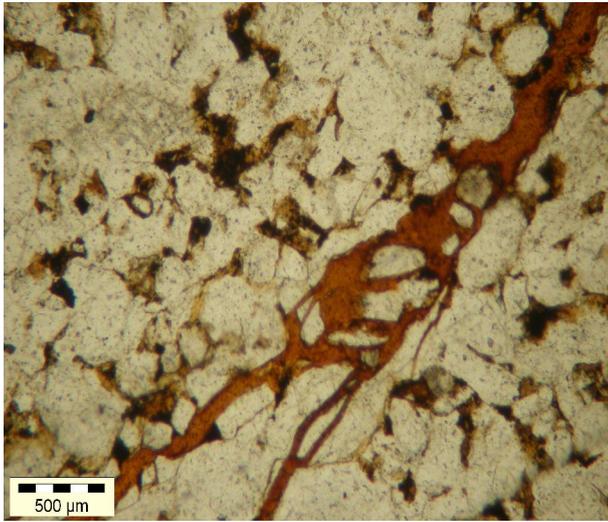
2.2.3. Le ciment carbonaté : Sa présence est révélée par les analyses pétrographiques dans quelques échantillons de ce sondage avec de faibles proportions et il est notamment représenté par de la dolomie et de la sidérite ( $\text{FeCO}_3$ ).



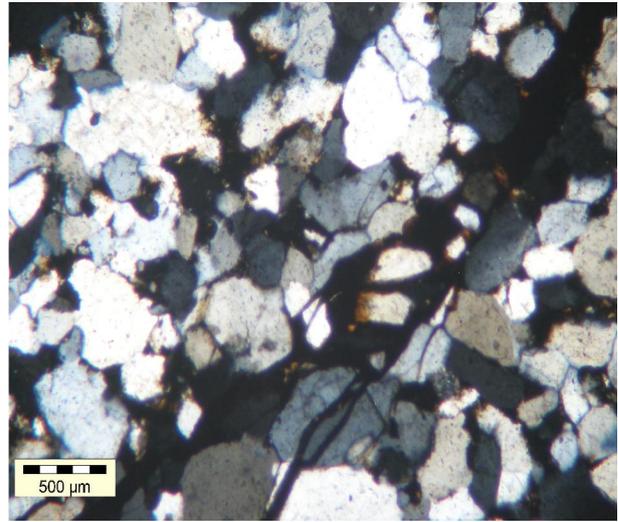
**Photo.11 Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux (Côte 3324m).**

### 2.3. La Porosité :

L'espace intergranulaires est occupé généralement par de la silice, argile et parfois du carbonate, et qui engendre de faible porosité ne dépassant 8% .Toutefois on note la présence d'une porosité secondaire relativement faible celle-ci est due à la dissolution partielle de certain grain de quartz et à la présence de microfissure.



LNx4



LPx4

**Photo.12 : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux avec une porosité fissurale (Côte3339 m).**

### **3. Constituants pétrographiques du puits N°5 :**

#### **3.1. Phase clastique :**

*3.1.1. Le quartz:* Les grains de quartz sont généralement moyens à fins devenant relativement plus grossiers à la base. Leur classement est moyen à bon dans la partie sommitale. Leur morphologie est généralement sub-anguleuse à sub-arrondie. Le contact entre grains est surtout concavo-convexe à suturé, il n'est ponctuel que très rarement dans les endroits à forte cimentation. La taille moyenne des grains de quartz est de 0,50 mm et celle des grains maximum est de 2,50 et quant au pourcentage des quartz dans la composition globale, il varie entre 77 et 90 %.

*3.1.2. Les Micas :* Représentés par la muscovite. Elle est rarement observée. Son pourcentage est très faible et se trouve en traces ou ne dépasse pas 1 %.

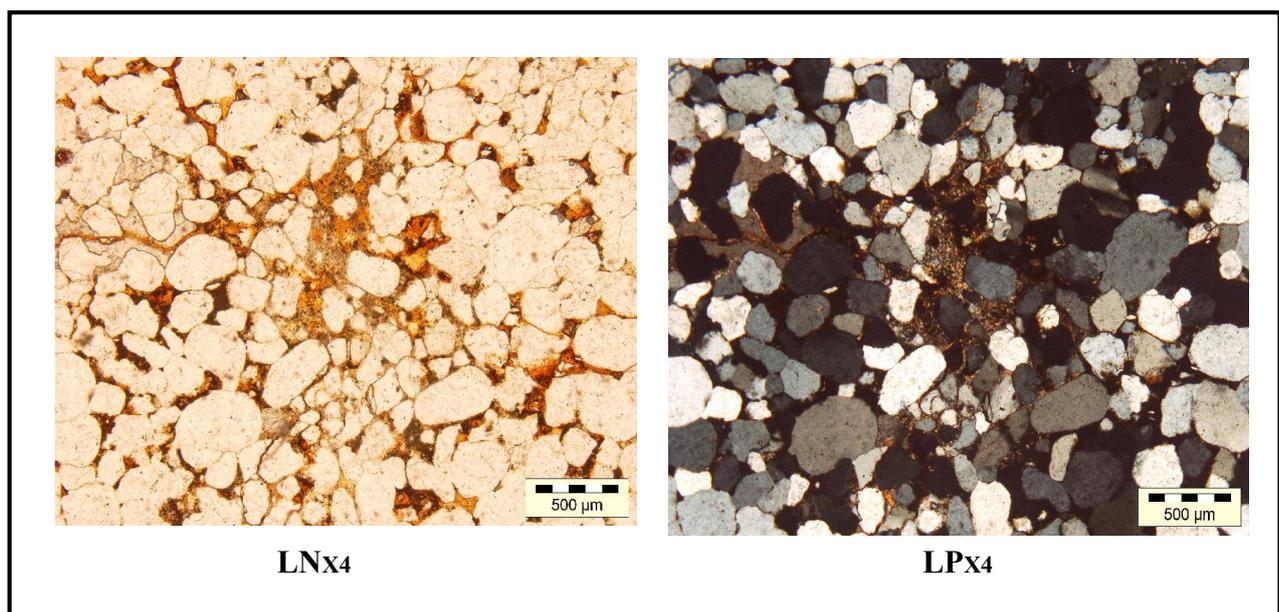
*3.1.3 Les Minéraux lourds:* Les minéraux lourds ont été observés très rarement. Il s'agit en général de zircons ou accessoirement de la tourmaline.

### 3.2. Phase de liaison :

Trois ciments sont fréquemment rencontrés sur les échantillons étudiés: le ciment siliceux, le ciment argileux, et celui carbonaté.

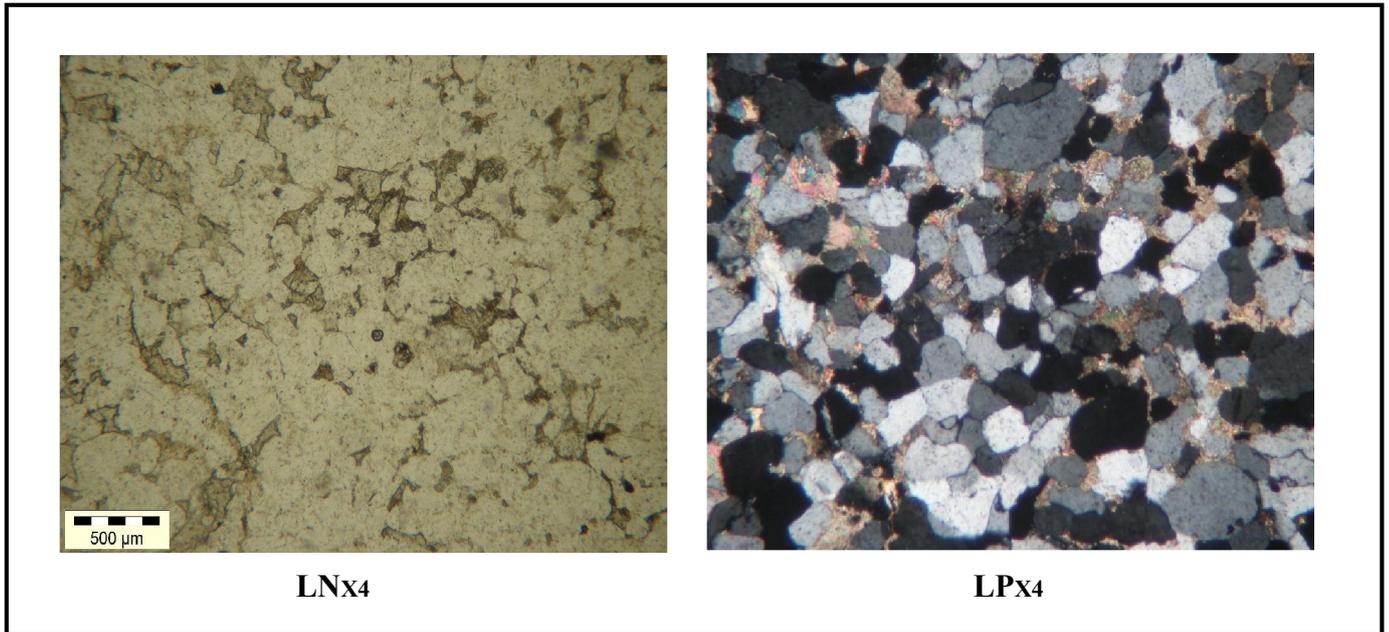
3.2.1. Le ciment siliceux: Il est essentiellement composé par le ciment siliceux de nourrissage s'établissant juste au début de la déposition. Il est rencontré en fines pellicule dans ce puits. Le ciment siliceux prépondérant rencontré est celui du à la pression-dissolution. Il se développe dans l'espace intergranulaire sous forme de silice amorphe microgrenue induisant ainsi une étanchéité total de l'échantillon et le développement d'un quartzite franche. La proportion de silice totale (de nourrissage et secondaire) varie entre 2 et 9 %.

3.2.2. Le ciment argileux: Il s'agit d'un ciment argileux dispersé dans la matrice. Il est moins important que le ciment siliceux avec une proportion de 5 %. Il est composé surtout d'illite



**Photo.13 Grès fin a moyen, arrondie à ciment argileux. (Côte 3406.50m).**

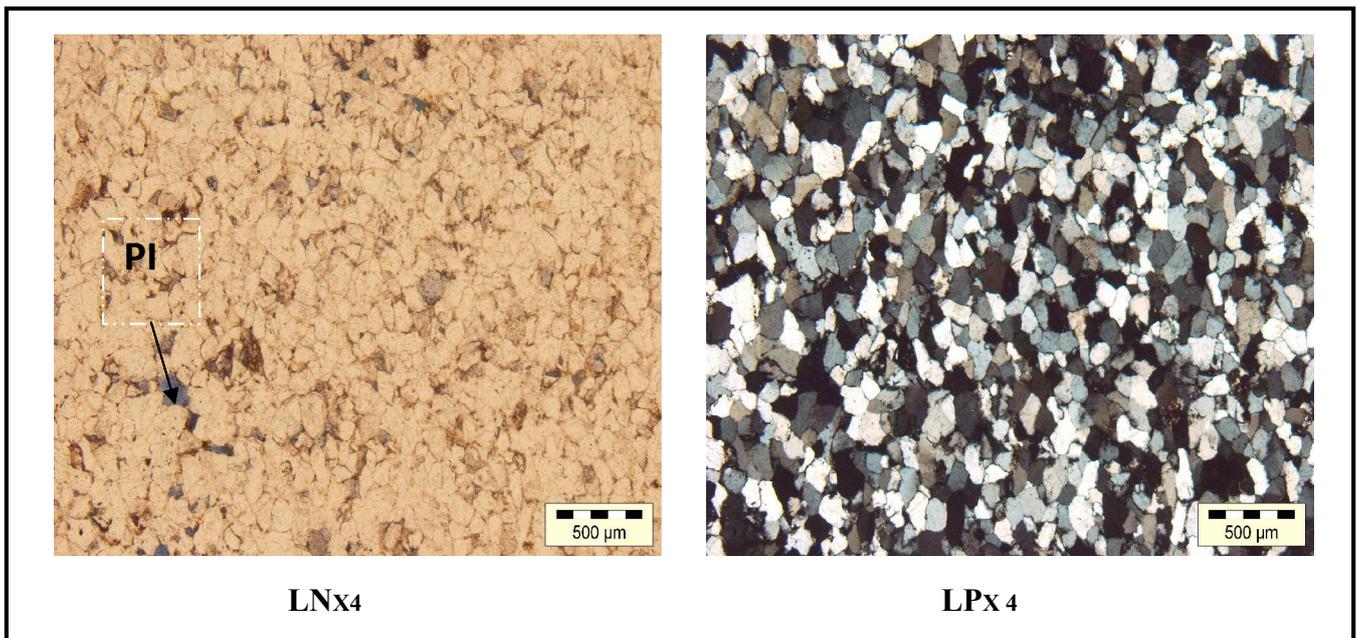
3.2.3. Le Ciment carbonaté: Il existe dans presque tous les échantillons analysés sous forme de dolomie ou de sidérite. Il se développe en plages dans l'espace intergranulaire ce qui réduit beaucoup le réseau poreux, son pourcentage varie entre 0 et 10 %.



**Photo14: Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment carbonaté (Côte 3333m).**

**3.3. La porosité :**

Son pourcentage est généralement faible qui varie de 0 à 8%. Elle est représentée essentiellement par la porosité secondaire (plus de 75% de la porosité totale de la roche), le reste est représenté par la porosité intergranulaire ; L'augmentation de ciment siliceux (silice de nourrissage) est due à la silicification, qui a contribué à la diminution des espaces poreux



**Photo.15 : Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux. (Côte 3425m).**

## **4. Influence des paramètres texturaux sur les propriétés de réservoir :**

Différents facteurs texturaux liés aux conditions originelles de dépôt sont apparus comme contrôlant la qualité de réservoir, il s'agit:

### **4.1. Le classement des grains :**

Le classement des Quartzites de Hamra est, pour une grande majorité des lames, bon à moyen alors que dans 30% des cas il peut être très bon. L'impact du classement des grains sur les propriétés réservoirs est en partie masqué par la présence de ciment précoce qui contrôle la réduction de porosité au cours de l'enfouissement. En général, les échantillons ayant un meilleur classement et arrondis présentent de meilleures porosités initiales.

### **4.2 La taille des grains :**

Les Quartzites de Hamra sont majoritairement constituées de grès fins à moyens. L'impact de la granulométrie sur les propriétés réservoirs est très fort : plus la granulométrie n'est forte, meilleures sont les caractéristiques pétrophysiques des échantillons. Généralement, cela s'explique par le fait que les grès plus grossiers subissent relativement moins de dissolution par compaction chimique en raison d'une surface de contacts entre grains plus réduite.

### **4.3 Arrondi des grains :**

A partir de chartes visuelles permettant l'estimation de la sphéricité et de l'émousé des grains, l'arrondi des grains a pu être déterminé pour chaque échantillon.

L'estimation du degré d'usure des éléments donne des indications sur le transport des éléments : un pourcentage élevé de grains anguleux traduit un transport court, alors qu'un degré d'arrondi dominant indique un long transport.

Les Quartzites de Hamra ont des grains majoritairement subanguleux à subarrondis. Ce paramètre a également un impact sur les propriétés réservoirs plus les grains sont arrondis, meilleures sont les caractéristiques pétrophysiques des échantillons en raison du réarrangement des grains.

#### **4.4 Contacts entre grains :**

Les contacts entre grains, déterminés pour chaque échantillon, sont le reflet du degré de compaction du matériel.

Dans le cas des Quartzites de Hamra, les contacts sont majoritairement concavo – convexes à suturée, ce qui traduit un degré significatif de compaction. L'impact de ce paramètre sur les propriétés réservoirs est: seuls les contacts longitudinaux montrent de meilleures propriétés.

#### **5. Caractéristiques générales sur l'ensemble des échantillons étudiés :**

Pour caractériser les sédiments et leur maturité texturale et essayer d'identifier leur province d'origine, il s'est avéré nécessaire de replacer les grès dans une nomenclature classique. Son choix est conditionné par la nature et le pourcentage des éléments détritiques et par la présence ou l'absence de la matrice détritique argileuse.

Pour cela nous avons utilisé les classifications, minéralogique et de maturité, de Dott1968. Ce choix réside dans le fait qu'elles sont les mieux adaptées à ce type de sédiment et que beaucoup d'auteurs et plus particulièrement les pétroliers continuent à l'utiliser.

Quartzite Hamra sont, d'après leur composition pétrographique, des Quartzarénite, La présence, uniquement de minéraux ultra-stables, quartz et accessoirement muscovite, zircon et tourmaline indique que ces sédiments sont pétrographiquement évolués (Dott. 1968). La forme arrondie à subarrondie des grains, leur classement (bon à modéré) et l'absence ou la rareté de la matrice argileuse indiquent que ces sédiments sont en général matures

Si l'on se réfère à classification des arénites dans laquelle quartz, feldspaths et sont évalués sur un diagramme triangulaire, les Quartzites de Hamra sont classées dans les quartzs arénites (ou arénites quartzitiques), c'est-à-dire des roches constituées essentiellement de grains de quartz associés à quelques minéraux lourds résistants, et moins de 5% de feldspaths et de fragments de roches ce sont des sédiments matures, c-à-d. débarrassés des constituants instables, généralement bien triés et dont les grains possèdent un bon arrondi.

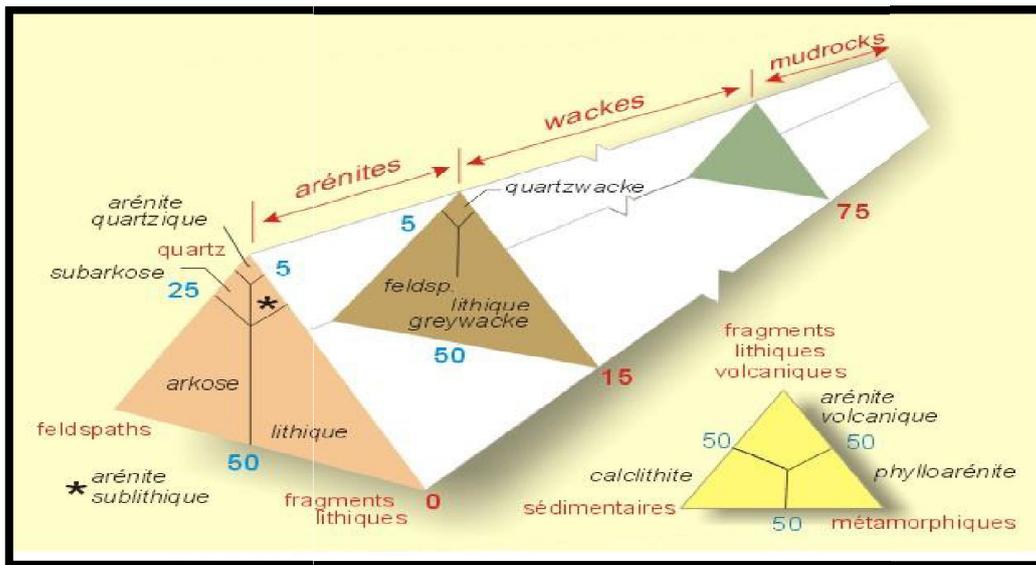


Fig 35: Classification des grès suivant Dott (1964).

Les différentes observations pétrographiques et minéralogiques permettent de déduire aussi ce qui suit:

- ✚ Un long transport justifié par le faible nourrissage des grains de quartz suivi par la suite d'une compaction de ces éléments jusqu'à atteindre un contact concavo-convexe à suturé induisant la dissolution de cette silice et sa re-déposition comme silice secondaire microgrenue dans l'espace intergranulaire et transformant les grès en quartzites franche. A cette chronologie suit une très faible déposition de carbonates.
- ✚ Différents facteurs texturaux liés aux conditions originelles de dépôt sont apparus. Comme contrôlant la qualité des réservoirs, il s'agit :
  - Du classement des grains
  - De la taille des grains
  - De l'arrondi des grains
  - Du contact entre grains

Plus le paramètre initial est favorable, comme par exemple la taille des grains, et plus l'impact sur les propriétés actuelles du réservoir est fort.

## ***VII. Etude diagénétique :***

La diagenèse est définie par l'ensemble des processus physiques, chimiques et biochimiques qui interviennent après le dépôt des sédiments, durant l'enfouissement et le soulèvement, conduisant à former une roche sédimentaire.

Dans les systèmes pétroliers, l'huile et le gaz générés dans la roche mère peuvent être transportés et piégés au sein d'une roche sédimentaire perméable appelée « réservoir ». La qualité de cette roche réservoir est caractérisée par ses propriétés pétrophysiques, à savoir sa porosité et sa perméabilité. Il est donc essentiel de comprendre dans les systèmes pétroliers quels sont les facteurs qui contrôlent la variabilité des propriétés pétrophysiques du réservoir, afin d'établir des prédictions sur la localisation et l'importance des volumes d'huile et/ou de gaz piégés. Les propriétés pétrophysiques d'un réservoir dépendent du milieu de sédimentation (faciès sédimentaire) et des processus ultérieurs de diagenèse liés, ou non, à l'évolution structurale du bassin.

De ce fait, la caractérisation diagénétique d'une roche réservoir et la compréhension des mécanismes contrôlant cette diagenèse représentent des enjeux scientifiques d'intérêt majeur pour l'industrie pétrolière.

La compréhension de la distribution des phénomènes diagénétiques et de leur impact sur la porosité et la perméabilité des réservoirs silicoclastiques a considérablement évolué dans les dernières décennies (Wilson et Stanton, 1994). La réduction de porosité dans les grès est contrôlée par trois processus majeurs : la compaction mécanique, la pression-dissolution (ou compaction chimique), et la cimentation par des minéraux authigènes (Houseknecht, 1984). Certains mécanismes permettent en revanche de générer de la porosité secondaire (dissolution, fracturation, transformation minéralogiques, etc. ; Schmidt et McDonald, 1979 ; Surdam et al., 1984 ; Giles et Marshall, 1986), ou encore de préserver la porosité primaire (tapissage des grains détritiques de quartz par la chlorite ou le microquartz, mise en place d'hydrocarbures, surpression du fluide, etc. ; Pittman et al., 1992 ; Aase et al., 1996 ; Bloch et al., 2002).

L'occurrence de ces différents mécanismes est contrôlée par les caractéristiques primaires des dépôts sédimentaires (faciès sédimentaire, minéralogie détritique, granulométrie, tri, hétérogénéités), par les conditions d'enfouissement de ces dépôts (température, pression,

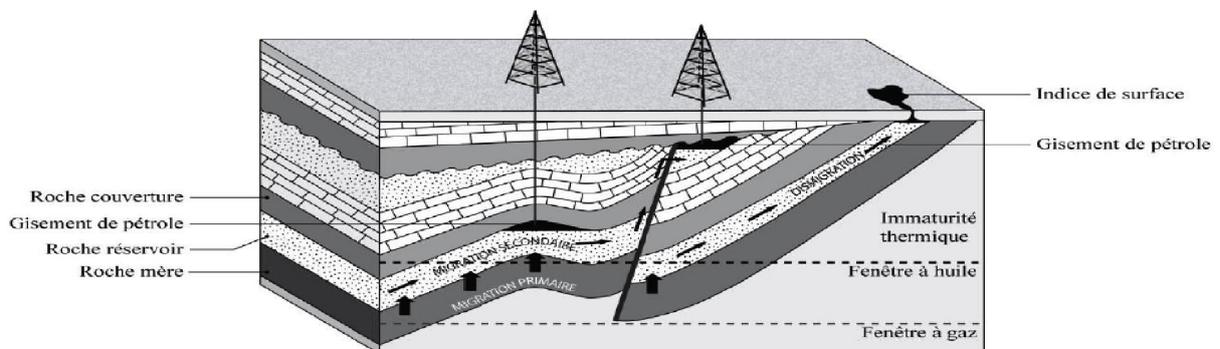
temps et vitesse d'enfouissement, nature des fluides internes à la formation, évolution de la matière organique, structuration du bassin, etc.), et par les circulations potentielles de fluides externes à la formation. De nombreuses études se sont attachées à reconstituer l'histoire diagénétique de divers bassins sédimentaires à travers le monde, cependant très peu d'entre elles ont été publiées sur les bassins de la plate-forme saharienne en Afrique du Nord (Makhous, 2000 ; Djarnia et Fekirine, 1998 ; El Ghali et al., 2006). Pourtant ces bassins possèdent des caractéristiques particulières qu'il convient de mettre en relation avec la diagenèse.

Cette partie vise à décrire point par point tous les phénomènes diagénétiques observés dans l'ensemble des échantillons disponibles et de présenter les résultats des quantifications réalisées.

L'observation au microscope optique des lames minces permet d'étudier les relations entre les grains et les ciments, d'identifier les phases de cimentation, de dissolution et de remplacements des minéraux. Les exemples les plus représentatifs des transformations diagénétiques sont illustrés par des photos. L'examen de lames minces colorées au bleu de méthylène permet de mieux visualiser l'espace poreux et les relations entre les pores d'une part et les grains et les ciments d'autre part.

### 1. Généralités et définitions sur les systèmes pétroliers :

Un bassin sédimentaire peut être considéré comme un système pétrolier à condition d'être constitué de cinq éléments majeurs aussi connus sous le terme anglais « magic five ingredient » (Gluyas&Swarbrick, 2004): une roche mère, une couverture, un piège, un réservoir et un timing de migration d'hydrocarbures.



**Fig36 : Schéma conceptuel d'un système pétrolier classique composé d'une roche mère, d'un réservoir, de pièges et de roches couvertures (selon Richard 1998).**

**1.1. Les roches mères :** Les roches mères sont des sédiments riches en matière organique susceptible de générer de l'huile ou du gaz en fonction de la nature et des conditions P-T de la roche mère (Tissot & Welte, 1984). La transformation par voie bactérienne et chimique de ces sédiments conduit à la formation d'un composé solide, connu sous le nom de kérogène. Avec l'enfouissement, et donc avec l'augmentation de la température et de la pression, la maturation de ce kérogène produit des hydrocarbures de type huile et/ou gaz. Il est possible de distinguer différents types de kérogène en fonction de la teneur en carbone organique totale (COT), des index d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO).

Au fur et à mesure de l'enfouissement, le kérogène subit une lente maturation contrôlée principalement par la température (Hunt, 1996). Les molécules constituant la matière organique vont ainsi être cassées pour former dans un premier temps de l'huile (craquage primaire) puis, dans un second temps, du gaz associé à du bitume (craquage secondaire). L'expulsion des hydrocarbures hors de la roche mère est appelée migration primaire tandis que l'écoulement des hydrocarbures au sein de la roche réservoir est appelé migration secondaire. Le terme de dismigration est également utilisé pour définir la migration des hydrocarbures hors du réservoir et vers la surface.

**1.2. Les roches couvertures :** L'huile et le gaz étant moins dense que l'eau, leur expulsion depuis la roche mère les entraîne inévitablement vers la surface en l'absence de roche couverture. Ces dernières sont caractérisées par une perméabilité très faible, et sont généralement des roches sédimentaires de granulométrie très fine ou de type cristallin, et résistant à la déformation. Les exemples les plus communs sont les mudstones, les shales ou argilites, l'anhydrite ou encore le sel.

**1.3. Les pièges :** Ce terme est utilisé pour définir la géométrie d'un système où les hydrocarbures sont accumulés. Un piège est généralement constitué d'une roche poreuse, perméable et d'une roche couverture empêchant la dismigration des hydrocarbures. Les pièges peuvent être structuraux et/ou stratigraphiques. Les exemples les plus communs de pièges structuraux sont les anticlinaux, les failles ou encore les diapirs de sels. Les systèmes sédimentaires à chenaux fluviaux, les turbidites, les dunes éoliennes ainsi que les discordances peuvent quant à eux constituer des pièges stratigraphiques.

**1.4. Les réservoirs** : Un réservoir est défini comme étant un volume de sédiments présentant des vides, pores ou fissures dans lequel peuvent circuler des fluides. Les roches des réservoirs pétroliers sont principalement de type silicoclastique ou carbonaté. La qualité d'un réservoir est fonction de ses propriétés pétrophysiques : la porosité ( $\Phi$ ) et de la perméabilité (K).

La porosité d'une roche est définie comme étant le rapport entre l'espace poral (vides pouvant être remplis par des fluides) et le volume total (espace poral + matrice solide). On distingue généralement deux types de porosité : la macroporosité et la microporosité. La macroporosité est constituée à la fois de la porosité primaire (généralement intergranulaire dans le cas des réservoirs silicoclastiques) correspondant aux espaces entre les grains, et de la porosité secondaire correspondant à la porosité issue de la dissolution de grains minéraux. La microporosité correspond quant à elle aux pores dont la taille ne permet pas d'être observée précisément par microscopie optique ( $< 10 \mu\text{m}$ ). Dans les réservoirs gréseux cette porosité est souvent associée aux phyllosilicates ou aux grains lithiques argileux.

La perméabilité d'une roche correspond à son aptitude à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient de pression et se définit par la loi empirique de Darcy (1856). La perméabilité s'exprime généralement en Darcy (D) correspondant à la perméabilité d'un corps continu et isotrope au travers duquel un fluide de viscosité équivalent à celle de l'eau à  $20^\circ\text{C}$  s'écoule à une vitesse de 1 cm/s lorsqu'il est soumis à une pression de 1 atm ( $1 \text{ D} = 0,97 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ ).

**1.5. La notion de timing de migration des hydrocarbures** : La dernière notion élémentaire nécessaire à la création d'un système pétrolier est le timing relatif de mise en place du réservoir, de la roche couverture, du piège et de l'expulsion des hydrocarbures depuis la roche mère. Il est évident qu'une génération d'hydrocarbures (migration primaire) précédant la formation d'un du piège (couple réservoir/couverture) ne permettra pas l'accumulation des hydrocarbures et conduira à la migration du pétrole vers la surface et donc à sa dégradation.

## **2. Rappels sur la diagenèse :**

**2.1. Définition de la diagenèse** : La diagenèse inclut toutes les modifications physiques et chimiques qui se produisent dans un sédiment après son dépôt mais avant le métamorphisme. La limite diagenèse métamorphisme est arbitraire.

L'évolution diagenétique permet de maintenir la composition et les Conditions physiques des sédiments en équilibre avec le champ de contrainte extérieures.

Le produit final possédera une texture et une composition qui dépendra de provenance des matériaux mais aussi de leur évolution post-dépôt (Burley et Worden ; 2003).

**2.2. Les principaux mécanismes de la diagenèse :** De nombreux paramètres impliqués dans les transformations diagenétiques, résultent de la grande diversité et complexité des évolutions observées. On peut distinguer les processus suivants :

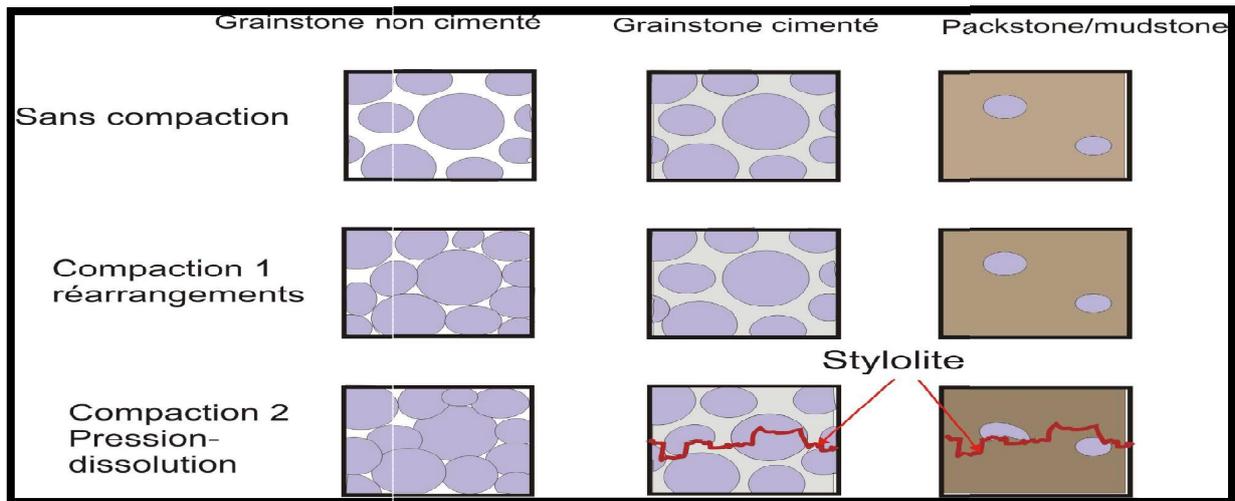
- ✚ L'activité bactérienne essentiellement limitée à la diagenèse précoce,
- ✚ Les mécanismes physiques, dominants dans les premiers stades de la compaction,
- ✚ Les transformations chimiques qui traduisent les interactions entre les fluides interstitiels et les particules.

2.2.1. La compaction : Le tassement d'une couche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents correspond à la compaction. Ce mécanisme conduit à l'établissement d'un assemblage plus compact des particules par l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle dans les premiers décimètres d'enfouissement, et ensuite par déformation et dissolution des particules.

La compaction comprend donc une première phase au cours de laquelle les mécanismes physiques dominant (compaction physique) qui se traduit par un réarrangement des particules et une réduction de volume rocheux au détriment des vides originaux, donc par la diminution de la porosité initiale.

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

Les profondeurs auxquelles la compaction mécanique laisse place à la compaction chimique dépendent essentiellement de la granulométrie des sédiments, mais aussi de la composition chimique des particules (Burley et Worden ; 2003).



**Fig.: 37 Schéma montrant la croissance de la compaction avec l'enfouissement (Worden, 2003) .**

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

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

2.2.3. La dissolution: La dissolution, par de nombreux aspects, peut être considérée comme la réaction inverse de la précipitation. Elle contribue largement à la croissance de nouveaux minéraux grâce au renouvellement des éléments en solution. Les phénomènes de dissolution liés à l'action d'eaux météoriques acides chargées en CO<sub>2</sub> sont particulièrement importants, car ils créent des réseaux poreux secondaires qui peuvent augmenter considérablement le potentiel réservoir d'une roche (Burley et Worden ; 2003).

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

Les traces laissées par ce type de réaction sont :

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

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

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

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

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

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

**2.3. Les phases de diagenèse:** 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 (télodiagenèse).

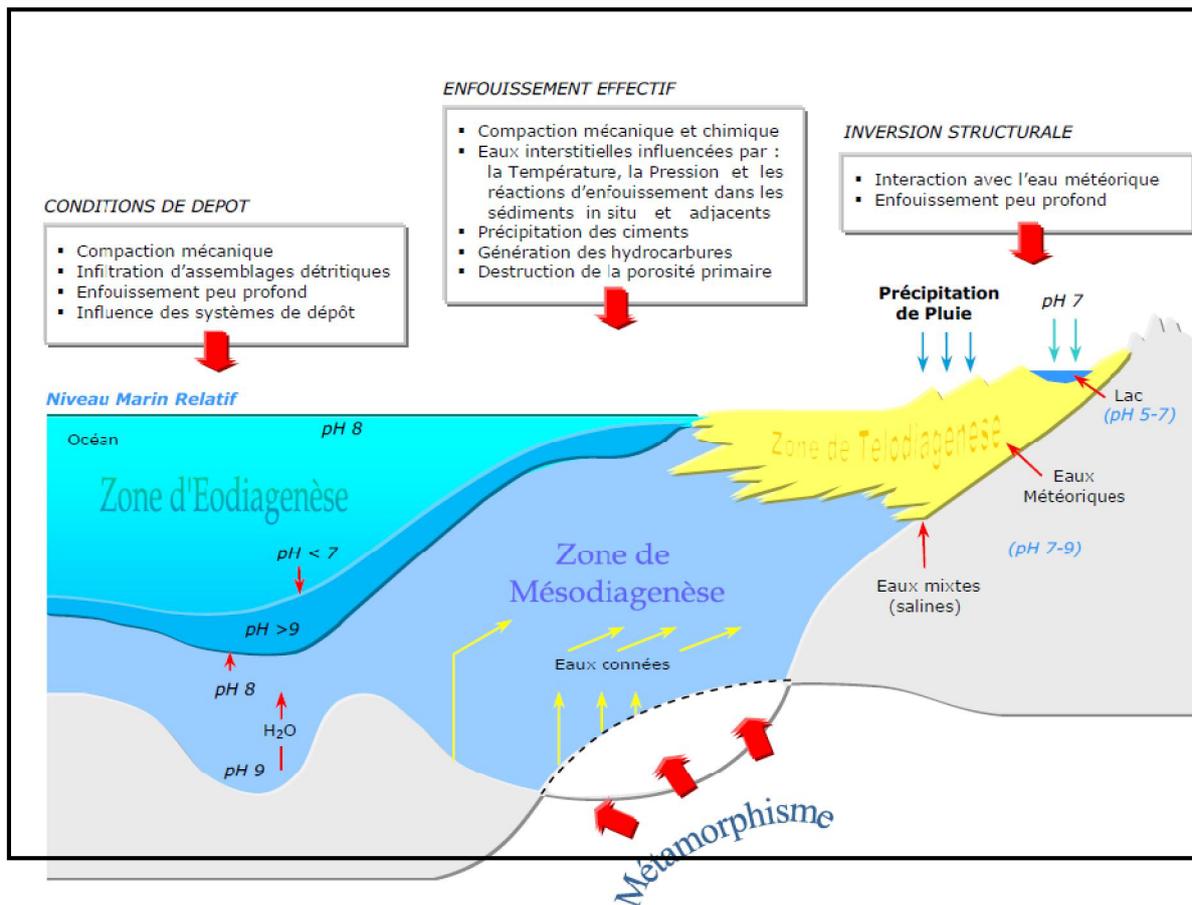
2.3.1. Diagenèse précoce (Eogénèse): Cette phase correspond à l'intervalle de temps s'écoulant entre le dépôt et le début de l'enfouissement effectif. Elle affecte la partie supérieure des sédiments, où la chimie des eaux interstitielles est fondamentalement contrôlée par l'environnement de surface. 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 (Burley et Worden ; 2003).

2.3.2. Diagenèse d'enfouissement (Mésogénèse): Cette phase désigne la période post-dépositionnelle, comprise entre le début de l'enfouissement et le début des processus diagenétiques 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).

2.3.3. Diagenèse tardive (Télogénèse): Cette phase s'applique à la période durant laquelle les roches, ayant préalablement été enfouies, sont influencées par les processus diagenétiques associés à l'érosion. La Télogénèse 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).



**Fig. 38 : Profil idéalisé d'une marge continentale montrant les sites sédimentaires marins et les trois phases de diagenèse : (A) diffusion durant l'éodiagenèse, (B) mouvement de fluides ascendants durant la mésodiagenèse, (C) mouvement de fluides descendants durant la télodiagenèse (Worden, 2003) .**

### 3. Identification et interprétation des phénomènes diagénétiques observés:

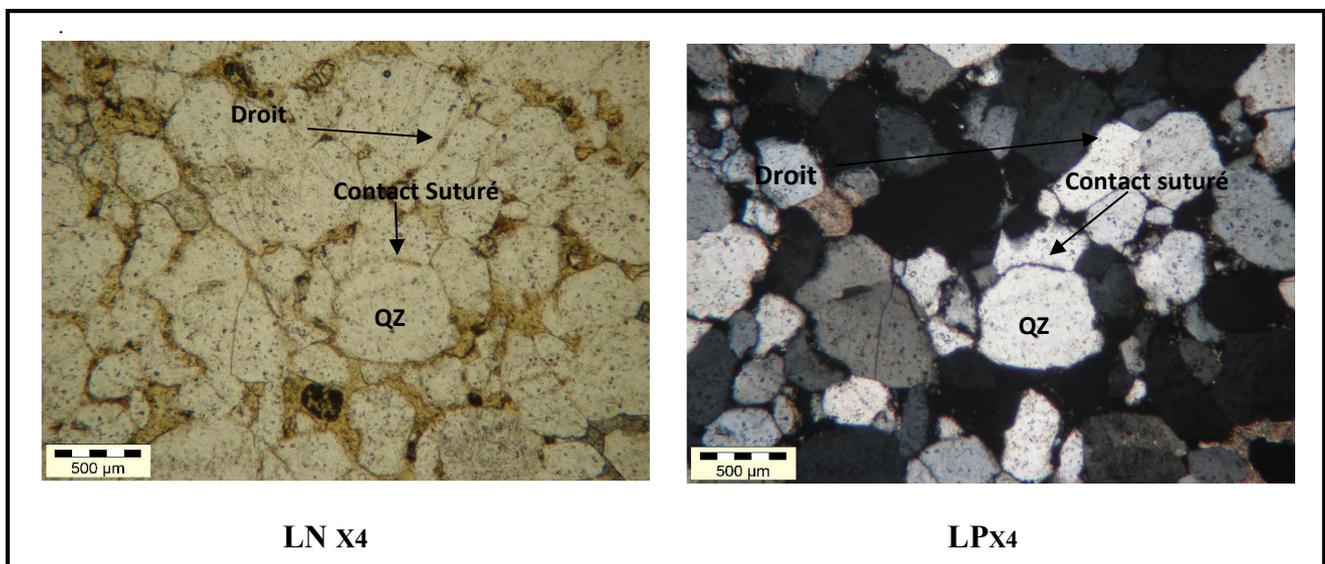
Les principaux phénomènes diagénétiques affectant le réservoir Quartzite Hamra de la région étudiée sont la silicification, la compaction, la dissolution de quartz intergranulaire, les néoformations/transformations d'argiles, Illitisation, et précipitation des carbonates.

Il s'agit de phénomènes qui sont assez fréquemment observés dans des grès ayant été enfouis à des profondeurs d'au moins 2000 à 3000m, comme par exemple dans les bassins sahariens d'Algérie (Makhous, 2000 F. Tournier - 2010 ; Djarnia et Fekirine, 1998) et de Lybie (El Ghali et al. 2006).

**3.1. La compaction :** La compaction ici se traduit par une diminution du volume de la roche ainsi que les vides entre les grains et mets ces derniers en contact de type droit puis concavo-convexe et enfin suturé selon le degré de la compaction; cela s'explique que Lors de l'enfouissement et sous l'effet du poids et de la charge des sédiments, les grains de quartz à l'origine éparpillés vont se tasser tout d'abord sans changer de forme puis vont s'interpénétrer.

Dans le dernier stade de contact de type suturé se produit le phénomène de pression-dissolution qui libère de la silice par des réactions chimiques.

La compaction est à l'origine également d'une diminution considérable de la porosité.



**Photo.16 : Grès moyen sub arrondie, bien classé à ciment argileux, contact suturé.  
(Côte 3395.m, puits n°3).**

**3.2. Silicification :** Le phénomène diagénetique le plus important dans la formation étudiée est certainement la silicification, présente dans tous les échantillons observés.

Une telle abondance de ciments de quartz n'est pas fréquente, mais a tout de même déjà été observée notamment dans d'autres réservoirs paléozoïques de la plate-forme saharienne (Makhous, 2000). Elle peut s'expliquer par la prédominance de quartz détritique et la faible abondance d'argiles dans le dépôt originel, mais aussi par une production importante de silice à partir de différentes réactions sources.

Il se forme à une température d'environ 70° à 80°, mais généralement, il se développe à une température qui dépasse 80°-100° et en théorie il peut continuer à se former même après la mise en place du pétrole (Djarnia et Fekirine 1998).

Les observations pétrographiques de toutes les lames ont permis de distinguer deux types de ciments siliceux :

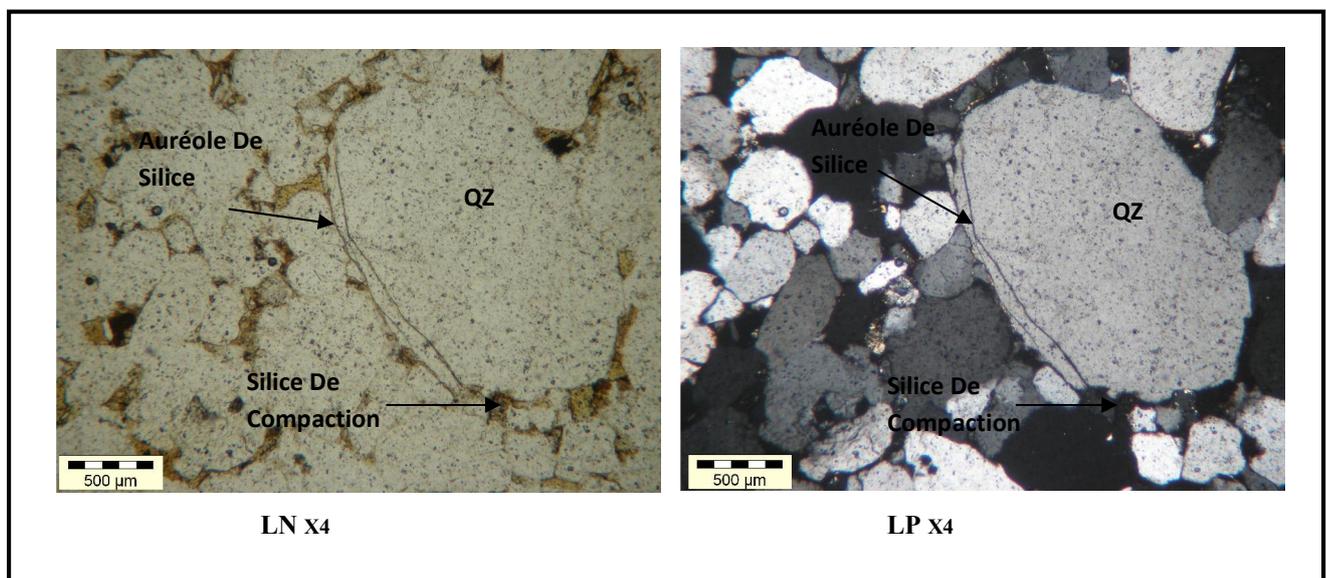
*3.2.1. La silice de nourrissage:* Elle se présente sous forme d'une auréole autour des grains de quartz en continuité avec les grains originaux. Elle recouvre, parfois ou totalement, la surface originelle du grain.

Ces cristaux de nourrissage développent des faces cristallines automorphes et croissent de préférence suivant le réseau cristallin du grain originel (croissance syntaxiale). Montrent des formes généralement irrégulières et discontinues.

*3.2.2. La silice tardive (silice de compaction):* Nommée aussi silice interstitielle générée par pression dissolution. Elle est localisée entre les grains de quartz, favorisée par les contacts entre grains de type concavo-convexes à suturés qui engendrent une pression-dissolution elle se présente sous forme amorphe, microgrenu et elle cimente les pores. Elle est difficile à estimer en raison de son association avec la silice de nourrissage.

Le mécanisme générateur de ce ciment est la compaction chimique qui intervient en profondeur et peut durer longtemps conduisant ainsi, à une diminution considérable de la porosité. Des expériences de compaction faites sur le quartz par Schutjens (1991) révèlent qu'à une température qui n'excède pas 250°C, la compaction se traduit par la fissuration des grains alors qu'à une température d'environ 300°C, elle s'exprime par la pression-dissolution via les limites de grains.

Le produit de dissolution est alors transféré par les fluides interstitiels et dès leurs saturation en silice, il y'a précipitation.



**Photo.17: Grès , moyen à ciment siliceux, (Côte 3328 m puits N°2) .silice de nourrissage et silice de compaction.**

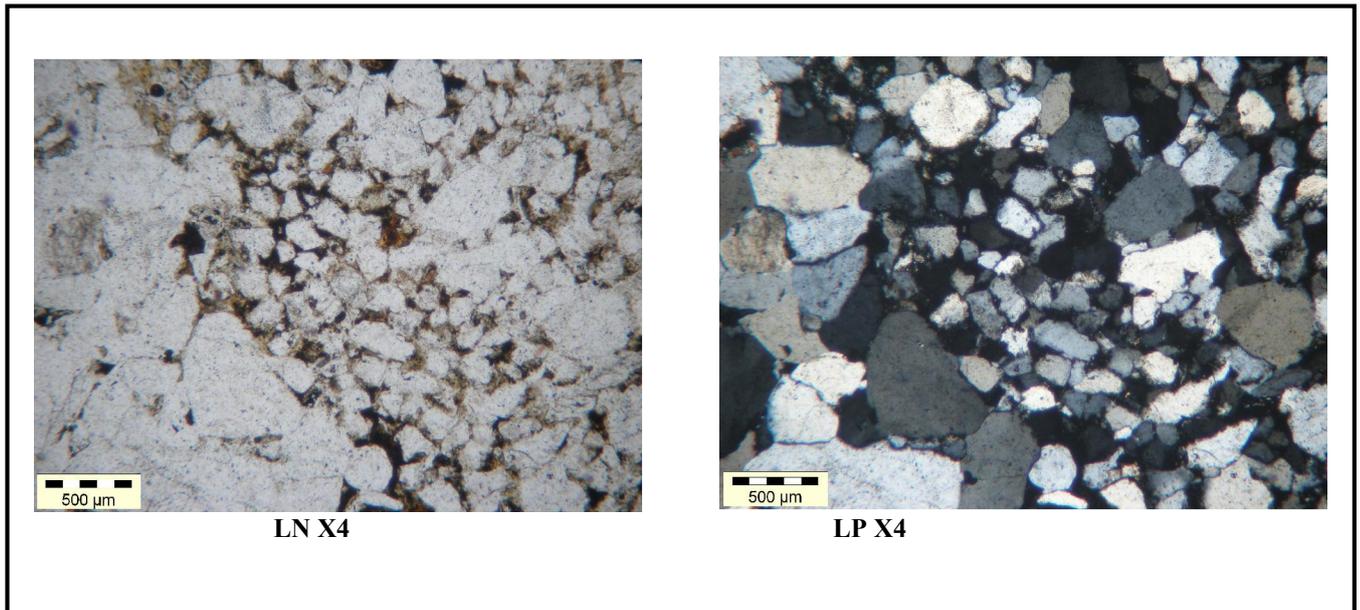
La cimentation de quartz peut provenir de multiples sources potentielles de silice. Vingt-trois sources de silice ont été répertoriées par Mc Bride (1989), mais peu d'entre elles sont capables de fournir une quantité de silice suffisante pour développer une cimentation de quartz significative. En effet, seules quatre sources de silice sont considérées comme véritablement effectives, il s'agit de la dissolution de quartz (par dissolution de quartz intergranulaire et par stylolisation), de l'altération des feldspaths, de l'illitisation des smectites, et de la dissolution des organismes siliceux (Mc Bride, 1989 ; Worden et Morad, 2000). Ces sources peuvent être internes ou externes à la formation considérée.

Plusieurs sources du ciment siliceux peuvent être évoquées dans notre formation étudiée comprenant la circulation par des eaux riches en  $\text{SiO}_2$ , la transformation des argiles, la stylolisation, de l'altération des micas et des feldspaths ainsi que les dissolutions des grains de quartz lors de la compaction et leur précipitation dans les pores.

Le ciment siliceux peut provenir également d'une source externe qui est liée à la circulation des fluides de surface ou les fluides hydrothermaux. Ces fluides de surface d'origine, météoriques sont couramment très dilués, oxydés, saturés en  $\text{CO}_2$  et sont ainsi

potentiellement acides. Ce qui contraste avec les eaux associées à la diagénèse d'enfouissement (mésodiagenèse) qui sont typiquement salines, réductrices avec une faible concentration en CO<sub>2</sub> et un PH presque neutre.

Les mécanismes de la télodiagenèse se réalisent dans les quelques mètres ou dizaines de mètres au dessous de la surface, ce qui favorise la circulation de fluides météoriques vers les aquifères et par conséquent la précipitation du ciment siliceux.



**Photo.18 : Grès fin à moyen, mal classé, sub anguleux à sub arrondie à ciment siliceux**

**(Côte 3392m, puits n° 3).**

**3.3. Pression-dissolution:** La dissolution de quartz intergranulaire opère au contact entre deux grains. Il peut s'agir d'un contact quartz-quartz, quartz-feldspath, quartz-mica ou mica-feldspath.

A partir de l'observation de la forme du contact, il est possible d'estimer la surface du grain ayant été dissoute par pression-dissolution (Houseknecht, 1984). La validité de cette technique est cependant moins bonne lorsque les grains sont sub-anguleux à anguleux car il est alors plus difficile de reconstituer la forme initiale du grain détritique.

Or, dans les échantillons étudiés les grains détritiques sont relativement sub-arrondis, cette méthode est donc bien adaptée. Seuls les contacts quartz-quartz ont été pris en compte.

En effet, les feldspaths sont absents dans ces échantillons ; de plus, les contacts quartz-mica sont très peu nombreux et peuvent être négligés.

La pression-dissolution est un processus de dissolution suite à une augmentation de la pression aux points de contact entre les grains ; Et constitue un phénomène diagenétique très important dans ces grès, ayant des conséquences majeures sur la silicification.

Les grains de quartz soumis à de fortes pressions se dissolvent aux points de contact ; cette silice mise en solution occupera l'espace vide entre les grains.

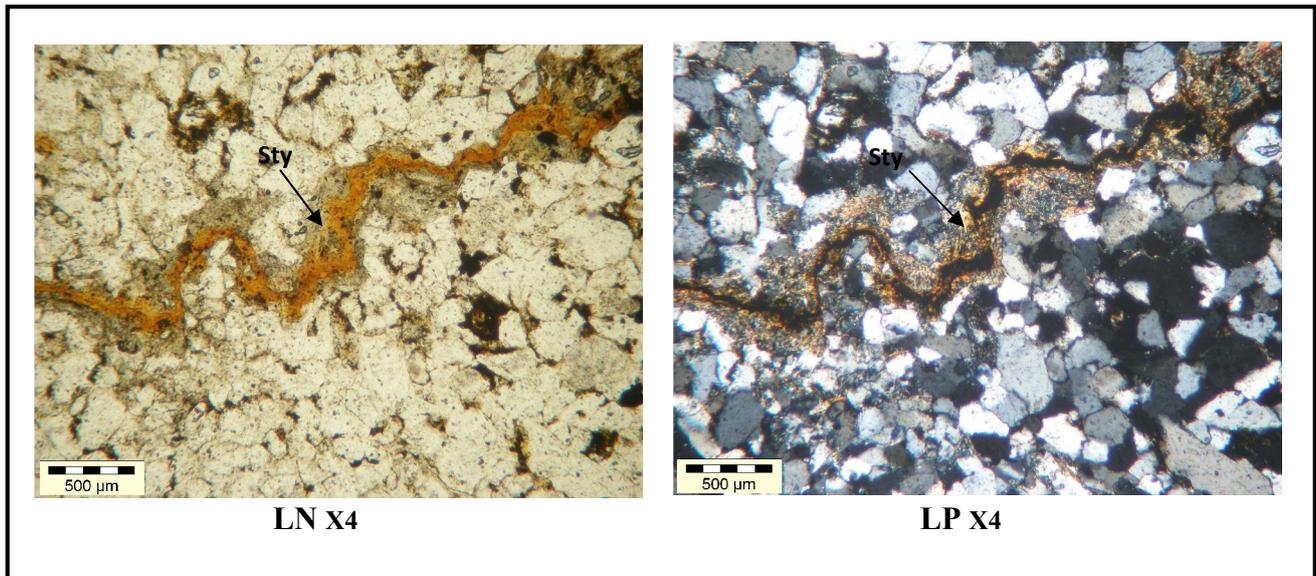
Les traces laissées par ce type de réactions sont Les stylolithes correspondent à une surface de dissolution formée d'un ensemble de colonnettes ; résultant d'une pression orientée. La direction des pics stylolithiques indique la direction de cette pression.

Les stylolites se forment normalement à un stade d'enfouissement avancé, donc assez tardivement durant la diagenèse.

Dans les faciès étudiés, les différents stylolithes observés témoignent de l'importance de l'enfouissement Cependant on trouve des stylolithes renferment des résidus essentiellement illitiques; et sont également susceptible de fournir de ciments de quartz dans les grès ordoviciens.

Les stylolites sont communément évoqués comme la source de silice majeure pour des grès enfouis à des profondeurs importantes (Füchtbauer, 1978 ; Bjørlykke et al., 1989 ; Dutton et Diggs, 1990 ; Oelkers et al, 1996 ; Walderhaug et Bjørkum, 2003), La quantité de silice libérée au niveau des stylolites est cependant difficile à quantifier, chacune des méthodes de quantification étant très imprécise (Spötl et al., 2000).

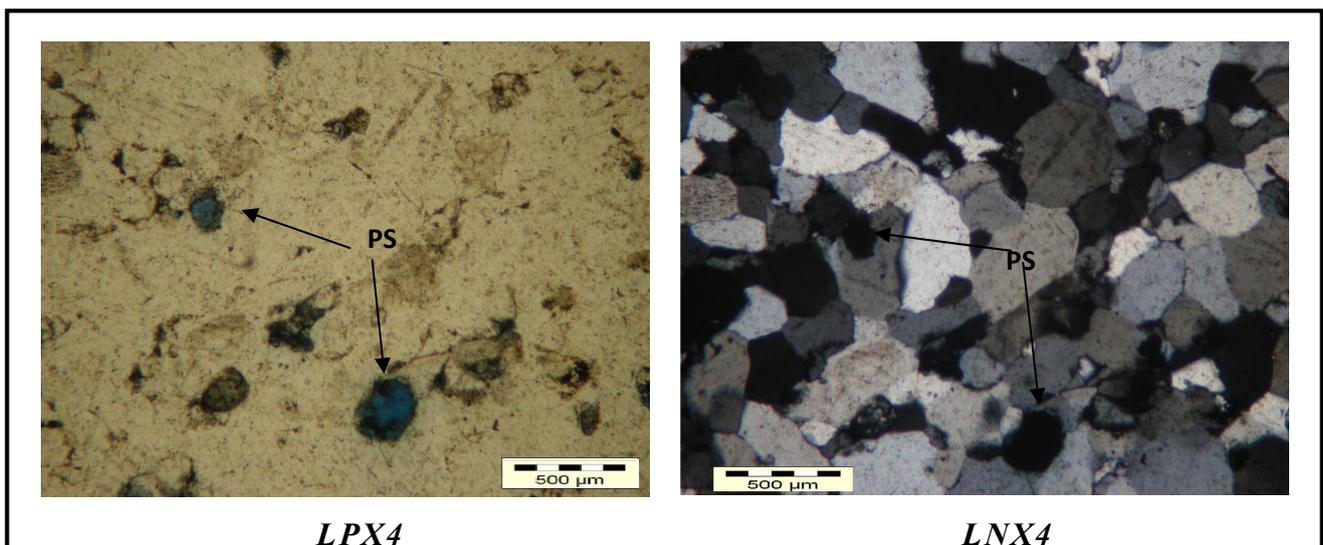
Dans l'étude de Walderhaug et Bjørkum (2003), dans les grès ordoviciens suppose que la stylolitisation est la seule source de silice ; les échantillons situés à 1cm ou moins d'un stylolite contiennent 10 à 20% de ciments de quartz, alors que les échantillons qui sont situés à plus de 20cm d'un stylolite contiennent 3 à 8% (en moyenne 5%) de ciments de quartz.



**Photo 19 : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux (Côte 3410 m puits n°5).**

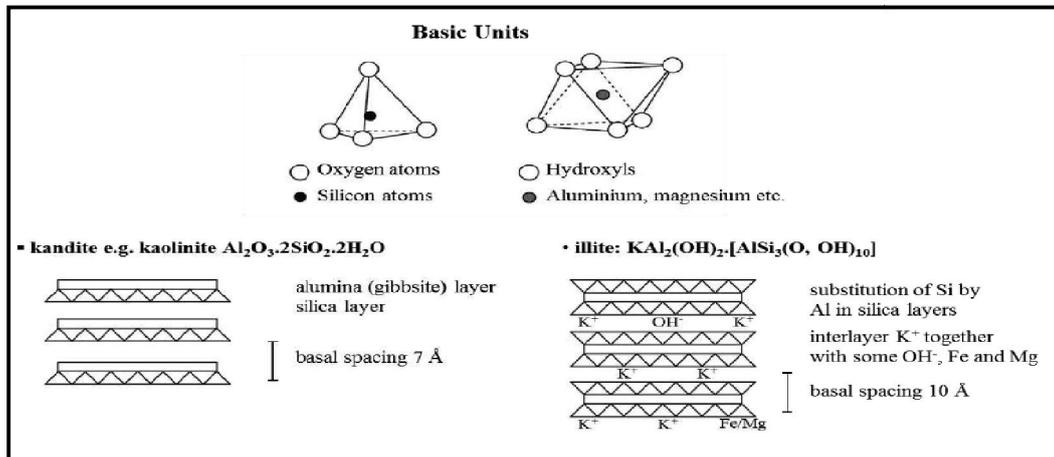
#### Stylolithe (Sty).

Toute fois on note la présence d'une porosité secondaire relativement faible celle ci est due à la dissolution partielle de certain grains de quartz ; Ce phénomène est liés à l'action d'eaux météoriques acides chargées en CO<sub>2</sub> au cours de la télodiagenèse (contact avec l'air) qui sont particulièrement importants, car ils créent des réseaux poreux secondaires qui peuvent augmenter considérablement le potentiel réservoir d'une roche (Burley et Worden ; 2003).



**Photo.20 : Grès fin à moyen, à ciment siliceux avec une porosité secondaire(PS) (Côte 3313.m, puits n°3).**

**3.4. Transformation des argiles:** Les néoformations/transformations d'argiles sont moins importantes en termes de volume que les phénomènes diagénétiques précédemment cités, mais elles sont tout de même loin d'être négligeables dans ces grès. Elles s'expriment sous différentes formes :



**Fig.39 : Principales argiles rencontrées dans les réservoirs silicoclastiques (Chamley, 1989).**

3.4.1. Kaolinitisation : (Néoformation de Kaolinite) : La kaolinite est un phyllosilicate, les feuilletts sont constitués par l'assemblage d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique. L'espacement des feuilletts est de 7,15 Å.

Elle se forme par cristallisation des éléments Si et Al.

La kaolinite rencontrée se présente sous forme de plages qui occupent les espaces intergranulaires. Elle est bien cristallisée; sa formation est contrôlée par le faciès sédimentaire et le climat.

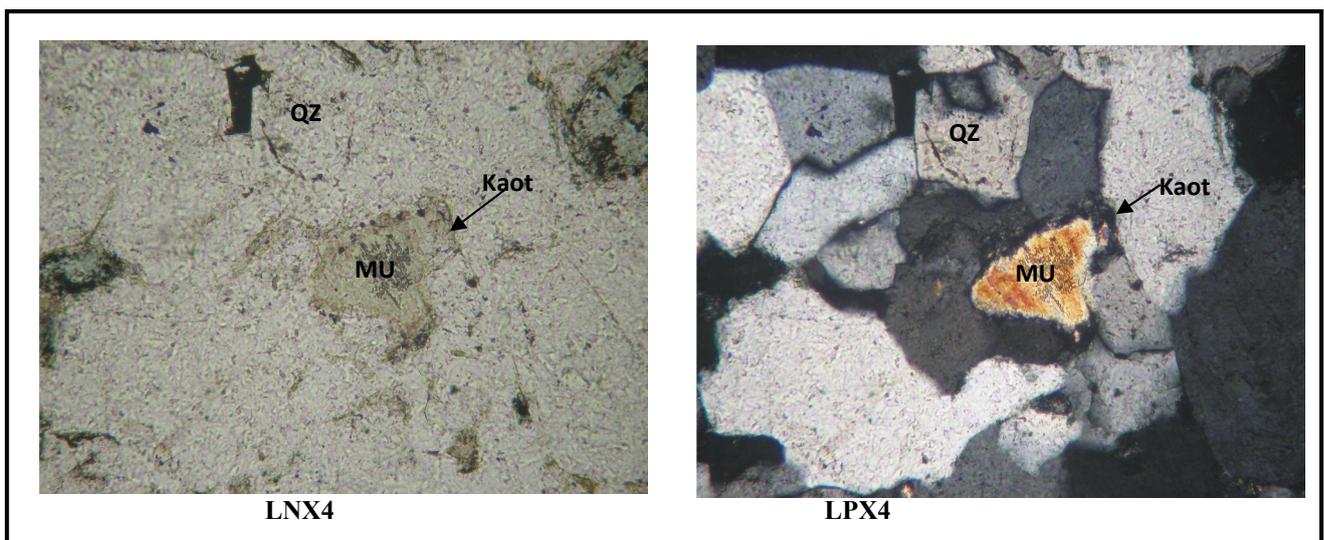
Le mécanisme le plus courant de kaolinitisation des grès est le lessivage des micas et des feldspaths (deux sources potentielles d'aluminium), par des eaux acides et météoriques infiltrées dans les grès lors des surrections des bassins sédimentaires.

3.4.1.1. Altération des micas :

La kaolinite peut résulter de l'altération des micas, alors pseudomorphosés. L'altération des micas se fait à faible température (<50°C)

Le lessivage de la muscovite et son remplacement par la kaolinite sont généralement considérés comme un événement diagenétique précoce, réalisé à faible température et avant la compaction mécanique, favorisé par des eaux de surfaces météoriques et plutôt acides.

Les eaux responsables de la kaolinitisation des micas sont modifiées et acidifiées par oxydation de la matière organique. Pour Bjorlykke (1988), il n'est pas nécessaire d'avoir des eaux franchement acides pour attaquer le mica.



**Photo.21 : Grès quartzitique moyen, sub-anguleux à ciment siliceux (Côte 3413,50 m). kaolinitisation (Kaot) de muscovite (Mu).**

3.4.2 Illitisation : L'illite observée dans la quasi-totalité des échantillons domine très souvent le cortège argileux.

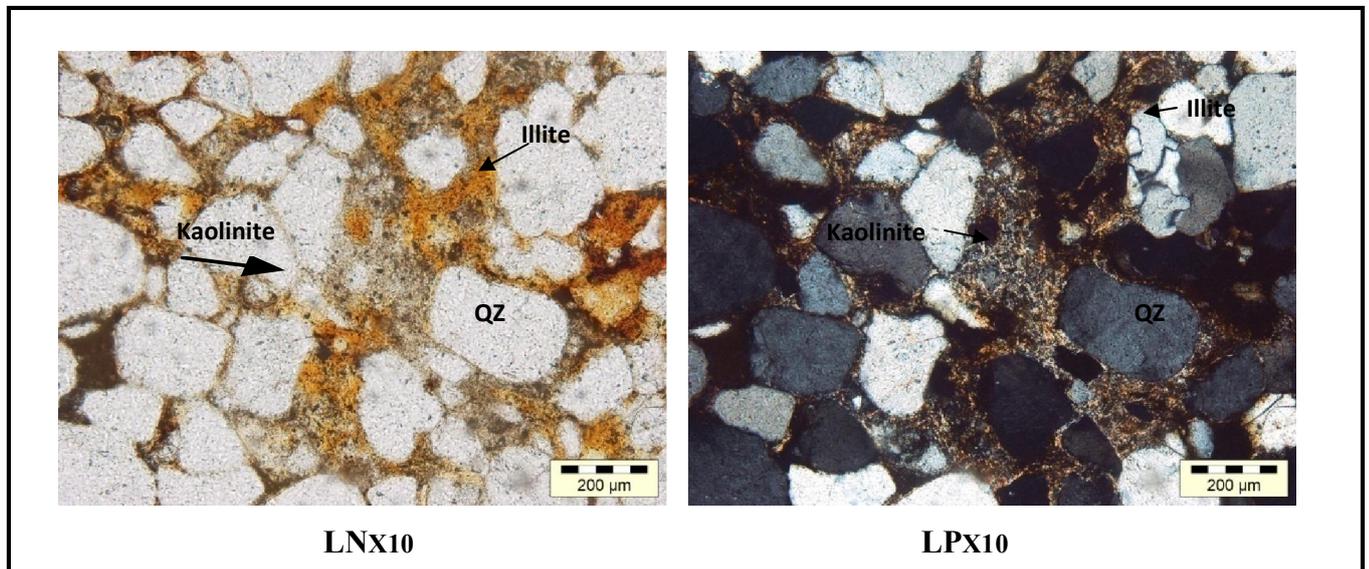
Les particules d'illite sont de forme fibreuse et lamellaire ; les feuillets sont constitués de deux couches tétraédriques et d'une couche octaédrique, l'espacement des feuilles est de 10Å°.

Elle se développe dans l'espace intergranulaire en remplissage de pores qui comble partiellement ou totalement la porosité nommés dans la littérature " pore-filling illite".

L'illite est aussi souvent observée en remplacement des plaquettes de muscovite ; et s'observe également dans les joints stylolithiques;

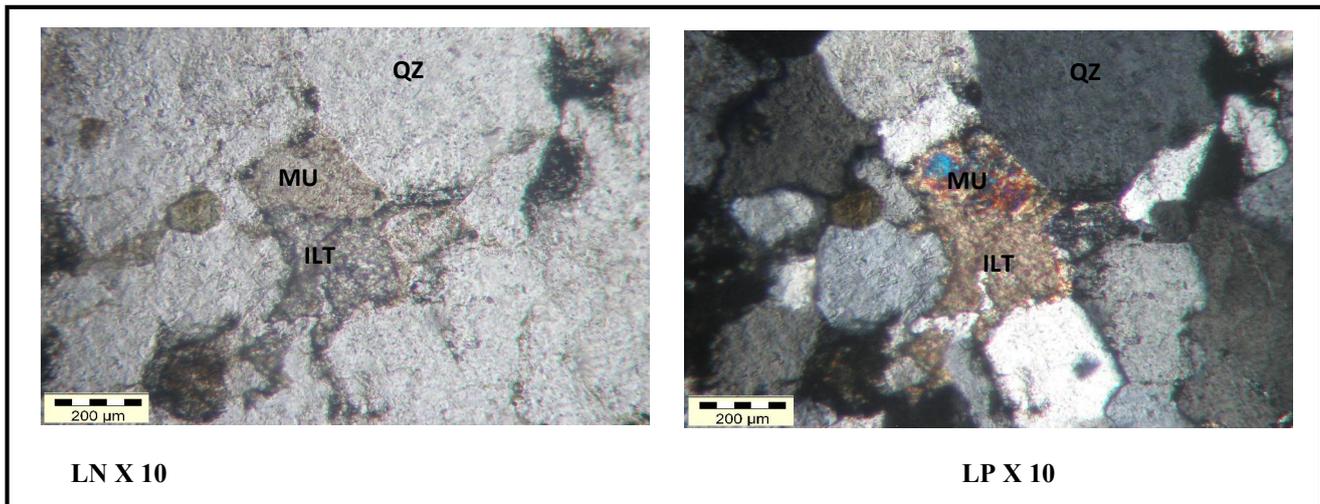
Contrairement à la kaolinite, quand elle est présente en grande quantité, elle obstrue la porosité et fait diminuer considérablement la perméabilité.

Avec la cimentation quartzeuse, l'illite est considérée comme étant le ciment principal contrôlant la qualité réservoir, avec notamment un impact fort sur la perméabilité (Cocker 1986 ; Kantorowicz, 1990).



**Photo.22 : Grès moyen sub-arrondi bien classé à ciment argileux (Côte 3401 m, puits n° 5). kaolinitisation d'illite.**

D'après les observations microscopiques, L'illite en remplissage de pores provient d'après les observations microscopiques de la transformation des micas détritiques "Muscovite" lors de la Mésogénèse par les eaux de la formation et sous l'effet des conditions de pression et température. Ainsi que par l'illitisation de la kaolinite minéral argileux instable qui se manifeste par la destruction des plaquettes de kaolinite et l'apparition des fibres d'illite. Lors de la mésogénèse à une profondeur de 3,5 à 4,5Km, avec une température qui avoisine 165° à 200° et en présence de fluides riches en potassium. La source du potassium serait la destruction du feldspath-K ou bien de la présence du mica blanc dans le système Celle-ci créent un bouchage des pores entre les grains de quartz réduisant fortement la perméabilité.



**Photo.23 : Grès quartzitique fin à moyen, sub arrondi a ciment siliceux (Côte 3413.m, puits n°3). Illitisation (ILT) de la Muscovite (MU).**

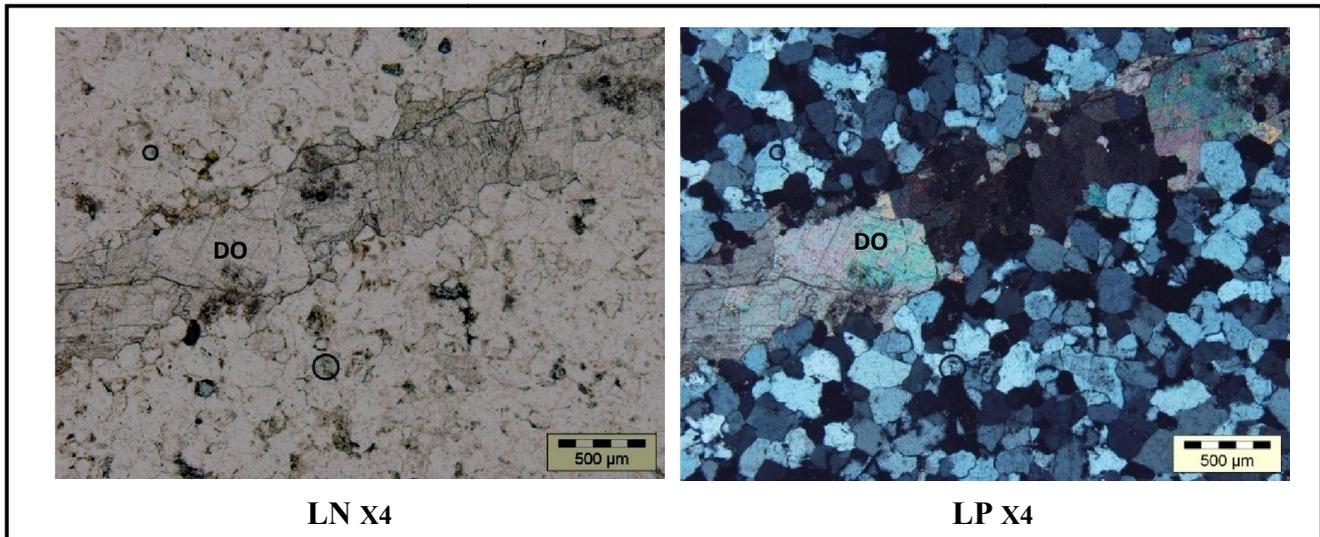
**3.5. Précipitation des carbonates :** les carbonates sont extrêmement rares dans l'ensemble des échantillons étudiés. Ils apparaissent sous forme de cristaux, formant des ciments et parfois des remplissages de microfractures. Représentés par la dolomie  $Mg\ Ca(CO_3)_2$  et la sidérite ( $FeCO_3$ ), leur origine est due à la circulation des eaux riche en  $CaCO_3$  sous des pressions et températures élevées.

La précipitation de la sidérite commence quand il y'a saturation en bicarbonates à des températures d'environ  $42^\circ$  à  $74^\circ C$  (Burley et Worden, 2003).

La dolomie se forme, durant la mésodiagenèse, en présence de fluides riches en bicarbonate ( $CaCO_3$ ) et magnésium, à une température semblable à celle de la formation illitique (environ  $100^\circ C$ ) selon la réaction suivante :

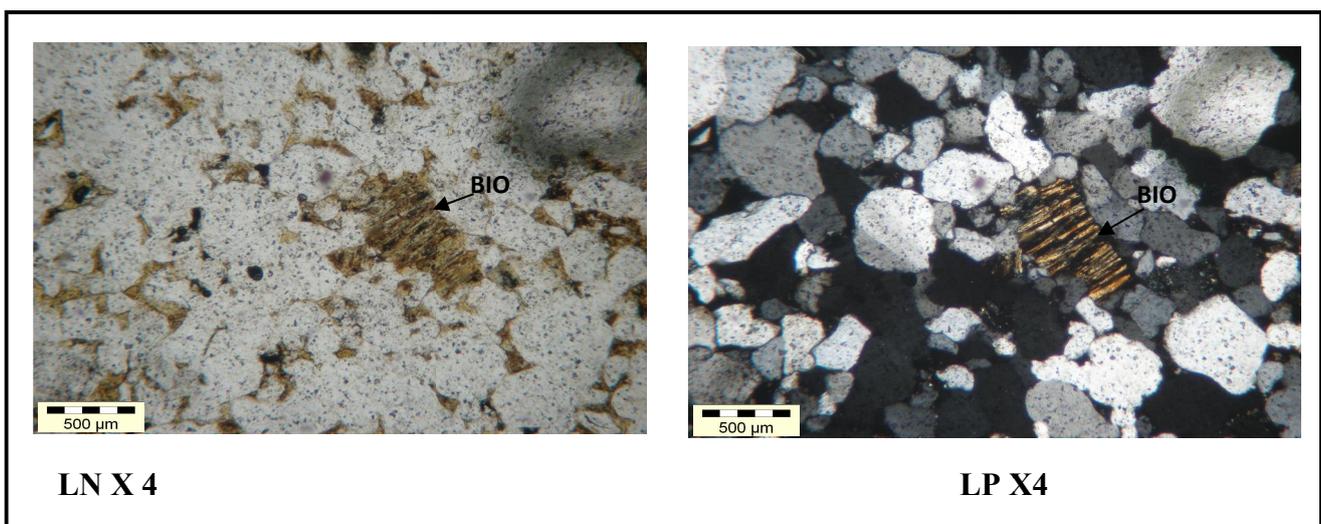


Le ciment carbonaté tardif possède un impact très important sur la perméabilité des grés, car il cimente les pores ainsi il obture la porosité. Cependant, il est souvent dissout mais remplacé par d'autres ciments (Burley et Worden, 2003) .



**Photo.24 : Grès quartzitique fin, sub anguleux, bien classé a ciment siliceux (Côte 3416 m, puits n°3). Fissure colmaté par les dolomies.**

**3.6. Le remplacement minéralogique:** Le principal remplacement qu'on peut citer c'est la biotite altéré vers un chlorite appelé l'épigenésation. La biotite est souvent altérée en chlorite; Le mécanisme de leur transformation en chlorite se fait par l'incorporation du magnésium et du fer qui sont respectivement liés aux carbonates et, et un départ de la silice. Ceci a été cité par (Towe.1962) comme source possible de silice dans certaines cimentations siliceuses de la diagenèse.



**Photo.25 : Grés fin à moyen, sub anguleux à sub arrondi, à ciment argileux (Côte 3396.m, puits n°3). Epigenésation (biotite « bio » vers chlorite).**

#### **4. Influence de la diagenèse sur les qualités réservoir:**

Les différents processus diagénétiques engendrés par ces variations de température, de pression et de chimie des fluides auront donc un impact sur la qualité de ce réservoir clastiques allant de la destruction drastique des propriétés pétrophysiques d'un réservoir jusqu'à la préservation de ce dernier.

Dans certains cas, la diagenèse peut aboutir à une augmentation nette de la porosité et donc une amélioration de la qualité réservoir, notamment avec la création de porosité secondaire suite à la dissolution tardive de grain détritique ou de ciment.

Plus généralement, l'enfouissement d'un sédiment et la diagenèse associée sont responsables d'une réduction de la porosité suivant deux processus majeurs : la compaction, qui est un processus physique gouverné par la pression lithostatique/hydrostatique, et la formation de cimentation.

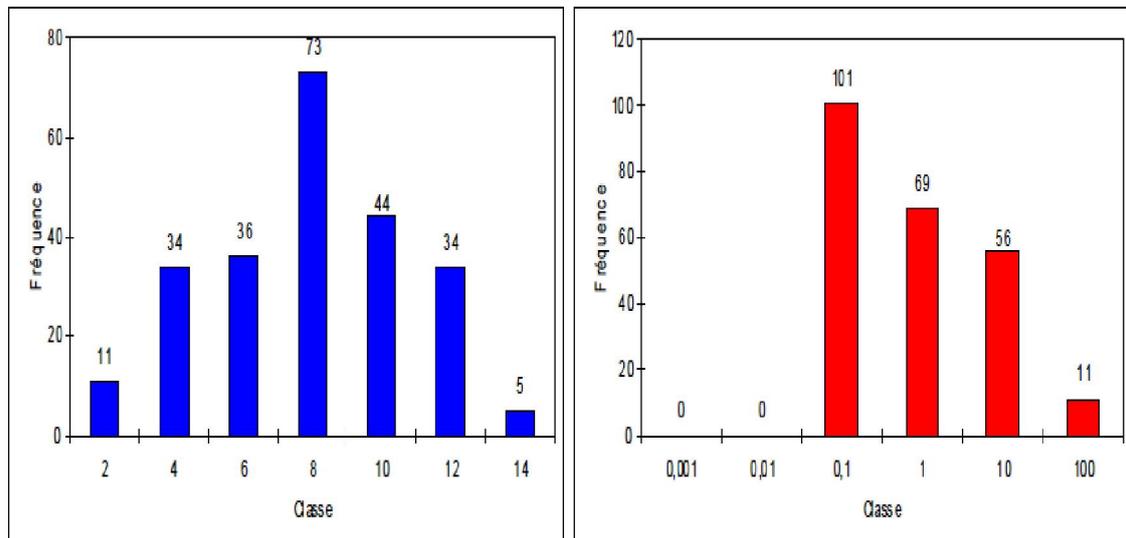
D'après les données recueillies concernant les propriétés réservoir (porosité et perméabilité) de la formation quartzite Hamra à partir de l'analyse Statistique faite par Sonatrach

<b>Porosité (%)</b>		<b>Perméabilité (md)</b>	
<b>Moyenne</b>	6,90	<b>Moyenne</b>	0,25
<b>Minimum</b>	0,68	<b>Minimum</b>	0,02
<b>Maximum</b>	13,94	<b>Maximum</b>	44,74

**Tableau N °03 : résumé l'étude pétrophysique faite sur des carottes issues de six puits de champ de Hassi Terfa.**

On remarque que la porosité dans ces puits est médiocre car elle présente une moyenne de 6,90%. La perméabilité est très faible et présente une moyenne ne dépasse pas (0,25md) dans ces puits, et d'après l'interprétation des histogramme de porosité et perméabilité par puits montre que la porosité présente une distribution normale au tour de la moyenne avec prédominance de la classe entre 6 et 8%, la perméabilité montre une distribution log normale où prédomine la classe entre 0.1 et 10md.

Ces valeurs reflètent clairement le caractère compact de ce réservoir avec une porosité faible à médiocre une perméabilité très faible ainsi que les plus grandes valeurs de perméabilités sont dues à la fracturation.



**Fig.40. Histogrammes de porosité et perméabilité du gisement Hassi Terfa**

Cette dégradation des paramètres pétrophysiques représentée par de faibles valeurs de porosité et de perméabilité, s'explique par l'action intense des processus diagenétiques (Réservoir compact).

Nous pourrions conclure que, mis à part les facteurs pétrographiques liés à l'environnement de dépôt, tel que la granulométrie et le classement, les modifications diagenétiques ont une grande influence sur les qualités réservoir, ceci se résume comme suit:

**4.1. Influence de la compaction:** est le principal phénomène responsable de la diminution de porosité dans les 3 premiers kilomètres d'enfouissement. Son impact repose sur la réorientation et le réarrangement des grains sous l'effet de la pression, ainsi une diminution du volume de la roche et par conséquent la détérioration des propriétés réservoir.

**4.2. Influence de Pression - dissolution :** Avec l'enfouissement, les sédiments sont soumis à la compaction sous des pressions suffisantes qui provoquent une dissolution au niveau des contacts des grains de quartz (contacts concave-convexes et suturés). Cette dissolution dépend de la morphologie, de la granulométrie, du classement et de l'arrangement des grains de quartz.

La silice produite à partir de la «pression - dissolution», passe dans l'eau interstitielle qui devient sursaturée et permet sa précipitation dans les vides sur les surfaces des grains de quartz.

De ce fait, le phénomène de pression - dissolution diminue le volume des vides (porosité) et par conséquent la perméabilité.

**4.3. Influence de la cimentation:** Peut intervenir à tous les stades de la diagenèse (Eogenèse, Mésogenèse, Téliogenèse). Elle est plus particulièrement active au-delà des 2-3 kilomètres d'enfouissement, où elle devient le phénomène principal responsable de la diminution de la qualité réservoir (notamment la cimentation siliceuse).

Dépendante de la chimie des fluides circulant dans le système, la cimentation augmente généralement avec l'enfouissement (en liaison avec une cinétique de précipitation des minéraux des ciments plus rapide à température plus élevée).

4.3.1. Le ciment siliceux : Nous avons vu que la pression - dissolution peut être une cause de précipitation du ciment siliceux dans une phase avancée de la compaction, mais, le ciment siliceux peut également précipiter durant la phase précoce de diagenèse, formant ainsi des auréoles de nourrissage autour des grains de quartz donc quand il s'agit d'un nourrissage, ce dernier inhibe la compaction. La porosité primaire n'est pas dégradée, par contre s'il est en partie constitué par le ciment interstitiel de pression-dissolution, il y'a dégradation totale des propriétés réservoir notamment la porosité.

4.3.2. Le ciment argileux: qu'il soit réparti dans les espaces intergranulaires en remplaçant les phases dissoutes ou bien obturant les vides (illite), le ciment argileux diminue la porosité et la perméabilité. Néanmoins, la kaolinite garde une certaine porosité intracristalline.

L'illite est considérée comme étant le ciment principal contrôlant la qualité réservoir, avec notamment un impact fort sur la perméabilité (Cocker 1986 ; Kantorowicz, 1990) a des effets néfastes (mauvais) sur *la porosité* et la perméabilité

Stalder (1973) à montré que pour une porosité identique, la perméabilité d'un grès à illite est largement diminuée par rapport à celle d'un grès à ciment de kaolinite ; Ehrenberg(1990) a montré que plus le pourcentage d'illite est faible, plus la perméabilité est bonne.

4.3.3. Le ciment carbonaté : Ils se développent entre les grains colmatant ainsi la porosité primaire et les fissures réduisant la porosité secondaire, La présence de sidérite, en association avec les argiles est également néfaste pour les qualités réservoir.

Donc la précipitation des carbonaté occupe les espace poreux des grès et la porosité résultantes est nulle ; cependant leur dissolution crée des grandes espaces poreux.

## **5. Chronologie diagenétique :**

La synthèse des différentes transformations diagénétiques observées précédemment nous a permis de reconstituer la séquence diagénétiques suivante :

Les dépôts ordoviciens dans la région d'étude ont subi deux phases d'enfouissement pré-hercynien et post-hercynien et un soulèvement hercynien.

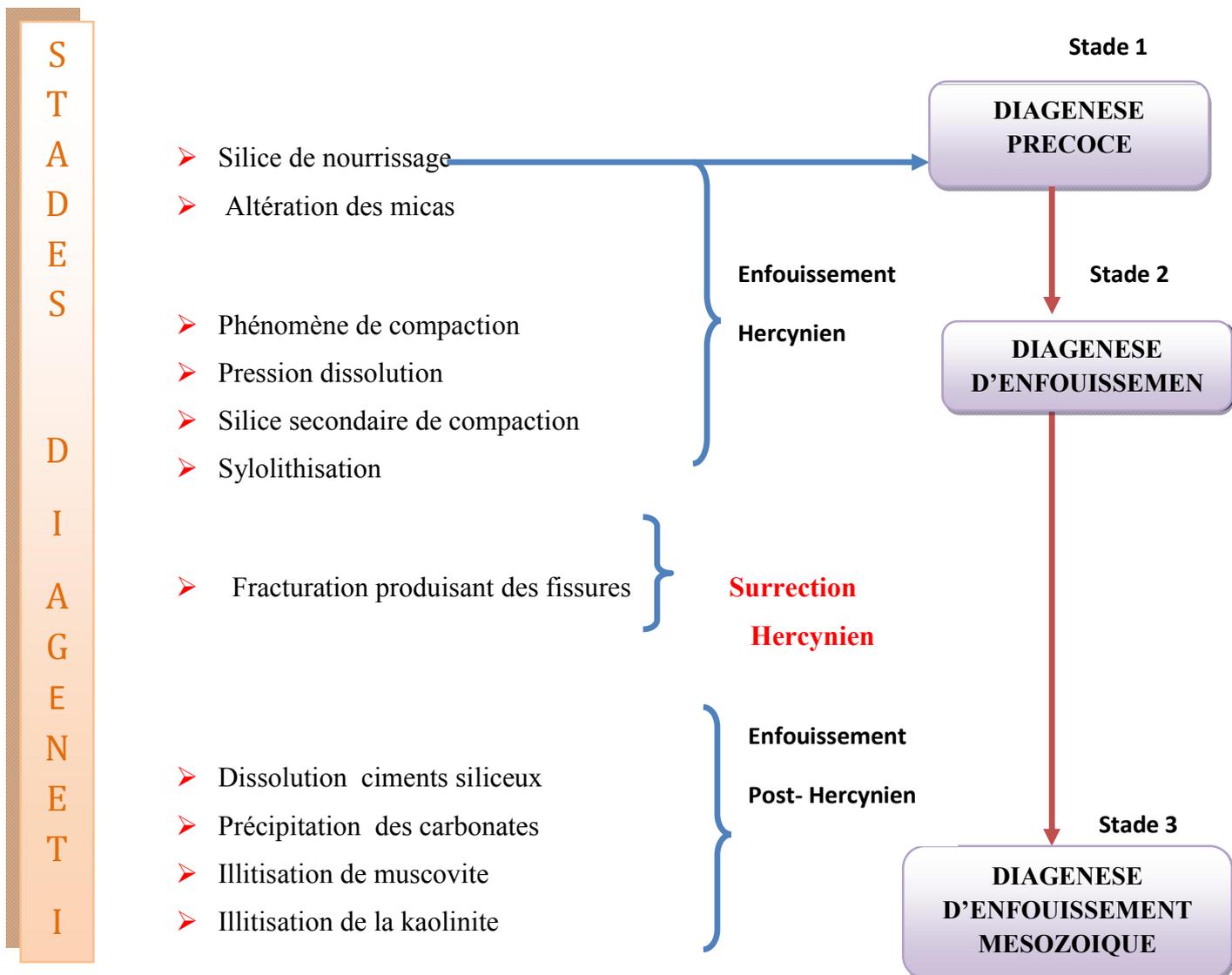
**5.1. Le Cycle Pré-Hercynien :** Durant ce cycle s'est produit le dépôt de l'apport sédimentaire constitué essentiellement de : Quartz, micas, argile détritique et minéraux lourds, cet apport est affecté par l'eogénèse après le dépôt à faible profondeur contrôlé par l'environnement de surface. Ce stade est caractérisé par la formation de silice de nourrissage suivie d'une altération des éléments moins résistants tel que les micas ou bien le lessivage de la muscovite et son remplacement par la kaolinite qui généralement considérés comme un événement diagénétique précoce, réalisé à faible température et avant la compaction mécanique, favorisé par des eaux de surfaces météoriques et plutôt acides.

Pendant la mésogénèse, après réarrangement des grains avec le début de l'enfouissement, le phénomène de compaction s'est amorcé en provoquant une pression dissolution au contact des grains de quartz, produisant de la silice tardive (silice de compaction), ainsi qu'une syololithisation au niveau des joints argileux et une partie de la porosité est détruite à ce stade.

**5.2. Le Cycle Hercynien :** Durant le Permo – Carbonifère, toute la Plate Forme Saharienne a connu un soulèvement très important qui a causé une énorme érosion des sédiments. s'est produite une intense fissuration ;

Cette phase hercynienne est responsable également de la croissance de la porosité fissurale. La remise en surface des sédiments lors du soulèvement hercynien a permis une circulation plus intense en eau météorique accentuant ainsi le phénomène de kaolinisation.

**5.3. Le Cycle Post Hercynien :** La compression hercynienne est suivie d'une relaxation à l'échelle mondiale durant tout le Mésozoïque. En phase post-hercynienne les dépôts sont plus enfouis que la phase pré-hercynienne entraînant. Une nouvelle phase d'enfouissement A un stade avancé de la diagenèse et sous des conditions de température, de pression et de PH élevées, on assiste à un phénomène de dissolution ciments siliceux. Cette dernière permet de développer une porosité; Dans les mêmes conditions et en présence d'eaux riches en  $\text{CaCO}_3$ , on a précipitation des carbonates. Cette précipitation a totalement colmaté les pores Tardivement, le phénomène de l'illitisation de muscovite se produits ainsi que l'illitisation de la kaolinite s'est suite à une adsorption de cations alcalins  $\text{K}^+$ . Cette transformation provoque un milieu acide et sous saturé favorable probablement à la dissolution partielle des carbonates.



**Fig.41 : Chronologie de stades diagenétiques des puits étudiés.**

### **Conclusion :**

Une partie importante de ces résultats est issue de l'étude des carottes en termes de description ainsi que d'analyses des lames minces

La succession des lithofacies, ont été étudiées afin de permettre de préciser l'architecture interne des Quartzites de Hamra, déposées dans un environnement marin littoral de type shoreface (avant-plage) domine par des facies riches en bioturbations.

L'étude pétrographique et diagénétique réalisée a partir d'un jeu quasi complet d'analyses a permis d'affiner ou de déterminer :

- ✚ La composition minéralogique originelle des sédiments ;
- ✚ Les paramètres texturaux;
- ✚ Les cimentations et leurs séquences diagénétiques ;
- ✚ Le type et l'importance de la porosité actuelle.
- ✚ Les résultats de ces diverses mesures ont été analysés et synthétisés en vue de contrôler leur impact sur les qualités réservoirs.

***Chapitre IV :***  
***Fracturation***

### ***Introduction :***

Un réservoir fracturé (fractured réservoir) est constitué de dépôts initialement continus, qui, sous l'effet du tassement, de la diagenèse et de la déformation, se sont fracturés. Ce type de réservoir renfermerait entre 20 à 25% des réserves mondiales disponibles d'hydrocarbures.

La fracturation est un paramètre très important dans l'évaluation d'un réservoir pétrolier. Elle peut avoir plusieurs effets sur les performances de production, tant en récupération primaire qu'en récupération secondaire ou tertiaire.

L'objectif principal de cette partie consiste en la caractérisation de la fracturation naturelle dans la région de Hassi Tarfa et plus précisément dans le réservoir Quartzite Hamra.

La structure de Hassi Tarfa s'inscrit dans le cadre de la tectonique globale de la plate forme saharienne qui a connu plusieurs phases tectoniques qui sont marquées sur la région par des ouvertures de différentes échelles (des failles régionales ou locales et des fissures).

La méthode adoptée dans cette étude consiste à faire une description macroscopique et microscopique des fractures par puits à, à la détermination de la typologie des fractures, leur quantification en se basant uniquement sur la description faite sur carotte et lames minces et en intégrant les quelques données de l'imagerie disponible;

Nous déterminerons aussi l'intensité de la fracturation par puits et nous analyserons la relation existante entre la fracturation et les facies sédimentaires ainsi que l'impact de la fracturation sur la productivité des réservoirs.

Nous désignons par le terme « fracture », toutes les discontinuités affectant la roche telles que les failles, les joints et les veines.

### ***I. Théorie sur la fracturation :***

#### **1. Origine et rôle de la fracturation dans les réservoirs:**

L'origine de la fracture dans le réservoir est en étroite relation avec les états des contraintes subies par les couches, leurs conditions de dépôts et les propriétés mécaniques de ces roches.

La formation des diaclases à grande profondeur a longtemps été mise en évidence, et le dilemme à été posé par COSBY. D'après BODDGCY, (1965) les diaclases sont des phénomènes de surface, et toutes les fractures en subsurface sont des fractures de cisaillement.

Cette notion à été renforcée par des expériences qui se localisent sur la compression produisant des fractures de cisaillement et des diaclases, ces derniers qui se forment a une pression de confinement voisine de zéro.

SECOR, en 1965 a présenté une analyse de propagation de joint en élevant l'effet de la pression de pore en profondeur lorsque le rapport entre la pression de fluide et le poids lithostatique est voisin de 1. Cette solution à permis l'utilisation de la fracturation hydraulique prouvant que ces fractures (diaclases) peuvent exister en profondeur.

Les mécanismes de formation des fractures ouvertes en profondeur restent encore mal connus. RIVES, en 1992 annonce plusieurs hypothèses en relation avec les mécanismes de rupture. Cependant en se basant sur la relation entre les fractures et les contraintes.

GRENTENER, en 1994 définit trois types de fractures ouvertes dans les réservoirs :

- 📌 Dans le cas d'un relâchement dans trois directions, les fractures ouvertes sont orientées de façon aléatoire et multi directionnelles ;(TERZAGHI, 1960).
- 📌 Dans le cas d'un relâchement dans deux directions, par exemple dans un dôme, on peut observer deux familles de fractures, l'une radiale et l'autre qui lui est perpendiculaire.
- 📌 Dans le cas d'un relâchement dans une seule direction, le plissement ou la déformation cassante sont des processus qui sont accompagnés d'une diminution de contrainte dans une direction (FEREIDMANT et SOWERS, 1970), ce type de relâchement de contrainte peut se produire dans tous les bassins sédimentaires qui sont en extension.

Le dernier cas est le plus probable, les puits sont verticaux ainsi que les fractures aussi qui peuvent être recoupé par le forage, tandis que le forage horizontal est le plus efficace pour recouper tout le réseau fracturé.

La notion de compartimentage des réservoirs qui est due à la fracturation expliquerait mieux dans certains cas les débits aléatoires de certains puits dans un même réservoir. Il a été

souvent reporté que des puits voisins dans des positions similaires structurales montrent clairement des débits différents pour des raisons non apparentes.

Les fractures ouvertes localisées sont un facteur majeur aussi bien pour l'hétérogénéité que pour l'anisotropie des réservoirs. La réussite de la technique de forage horizontal est principalement due à ce facteur et plusieurs auteurs en décrivaient les avantages de puits horizontaux mentionnent d'abord l'intersection possible des fractures ouvertes.

Dans certains cas, il est donc souhaitable de forer en cherchant à intersectés le maximum de fractures ouvertes. Dans la plupart des cas, c'est la présence de ces fractures qui rendent le champ commercial donc il est nécessaire de les localiser afin d'optimiser le programme de forage en vue d'une meilleure exploitation des hydrocarbures.

## **2. Définition :**

La fracturation désigne toute cassure de roche, avec ou sans déplacement relatif des zones déformées. Une fracture dans une roche représente deux lèvres et une ouverture qui se mesure perpendiculairement aux lèvres. Ces fractures peuvent être associées à un événement local, ou régional.

Selon l'orientation, la distribution, et la morphologie des fractures, différents objets microtectoniques accompagnent les systèmes fracturés, tels que :

-  Les diaclases.
-  Les paraclases.
-  Les fentes de tensions.
-  Les stylolithes.
-  Les stries
-  Les brèches

**2. 1. Les diaclases :** Ce sont des fractures de roches ou de terrain sans déplacement relatif des parties séparées, Ces fractures sont parfois régionales, ou se présentent dans des zones de la croute terrestre, elles sont utilisées plus spécialement pour des cassures perpendiculaires aux couches sédimentaires. Et possédant des espacements réguliers et relativement importants (Runes, 1992).

**2.2. Les paraclases:** Le mouvement des paraclases se fait parallèlement au plan de la fracturation, elles sont souvent désignées aussi comme cisaillement.

**2.3. Les stries :** Elle nous renseigne généralement sur la direction du mouvement, et leur pitch nous permet de définir le régime de déformation (mouvement décrochant ou non).

**2.4. Les stylolites:** Elles apparaissent généralement sous forme de dents et de scie, on distingue deux types :

- Les stylolites portées par des plans horizontaux, qui sont dus à la compaction des sédiments.

- Les stylolites portées par des plans verticaux, dus à la tectonique.

**2.5. Les fentes de tension:** Elles apparaissent à la faveur d'un régime décrochant, compressif et extensif, elles sont caractérisées par un déplacement dont la composante principale est perpendiculaire aux lèvres, qui s'écartent l'une de l'autre.

La plupart du temps elles se déposent en échelon, ces fentes souvent remplies de silice ou de calcite.

**2.6. Les brèches:** Elles correspondent au remplissage des espaces dans la roche, elles sont généralement constituées par des éléments broyés. Se sont des indicateurs majeurs de failles.

### **3. Les types de fractures :**

**3.1. Les fractures naturelles :** Elles existent réellement dans la formation, on distingue trois types :

- Fracture naturelles vides : elles représentent plus de 50% de vide entre les deux lèvres de la fracture, elles peuvent jouer un rôle bénéfique en participant au drainage des fluides dans le réservoir.

- Fractures naturelles colmatées : ce sont des fractures qui peuvent constituer des barrières de perméabilité bloquant le passage des fluides dans le réservoir.

- Fractures partiellement ouvertes : ce sont des fractures qui ont colmatées partiellement mais elles comportent encore du vide.

**3.2. Les fractures induites :** Ce sont des fractures provoquées involontairement par des différents outils de forage, soit par des vibrations des instruments, soit par l'extraction des carottes.

**3.3. Les fractures provoquées :** Elles sont provoquées artificiellement dans un réservoir à faible perméabilité, ou bien dans des formations fortement endommagés, dont la production est toujours faible.

Ces fractures servent à augmenter la productivité du réservoir par la création d'une liaison formation-puits améliorant la perméabilité qui deviendra supérieure à celle de la matrice dans le cas de réussite de l'opération elle même.

**3.4. Système de fracture associé aux failles :**

- ✚ Fractures tectoniques: On regroupe dans cette classe toutes les fractures dont l'origine peut être attribuée ou associée a un événement tectonique local compte tenu de leur orientations, distributions et morphologie (failles normales, inverses, décrochantes, fente de tension).
- ✚ Fractures régionales: Les fractures régionales sont des fractures présentes dans de large zones de la croute terrestre avec de faibles variations dans l'orientation ; elles ne présentent pas de rejet évident le long du plan de rupture et sont toujours perpendiculaires a la stratification. Elles se développent en géométrie très simple et possèdent des espacements réguliers relativement importants.

**3.5. Système de fractures associées au pli:** Pendant et durant le plissement d'une couche géologique, la morphologie des réseaux de fractures qui se développent est très complexe et fonction de la forme du pli.

Les joints extradors constituent une des familles des fractures parallèles à l'axe de la courbure des couches. Ils se forment dans les zones en extensions associées à un plissement, ces fractures s'effectuent dans des couches les plus campé tantes puis se propagent dans les couches voisines moins compétentes progressivement et de façon radiale par rapport au centre de la courbure

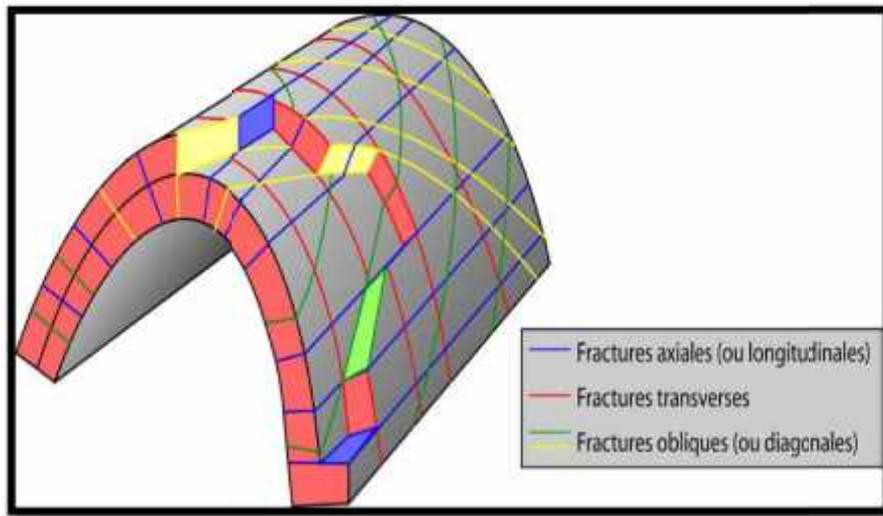


Fig. 42 : Relations directionnelles entre fractures et plis (d'après Ramsay et Huber, 1987).

#### 4. Caractéristiques spécifiques des fractures:

**4.1. L'ouverture de la fracture et ses conséquences sur la perméabilité :** L'ouverture d'une fracture est variable, en particulier lorsqu'il a eu déplacement relatif des parois avec minéralisation totale ou partiel. La surface des fractures est ouverte à la libre circulation des fluides lorsqu'il n'y a pas obturation par excès de colmatant.

**4.2. Dimension de la fracture dans l'espace:** Les joints sédimentaires ou argileux limitent parfois la dimension ou l'extension verticale des fractures. Certaines d'entre elles coupent uniquement un banc, d'autres, plus grandes, traversent plusieurs bancs.

L'importance de l'extension des fractures est reconnue dans le transfert des fluides de la matrice en utilisant les fractures.

**4.3. Orientation des fractures:** L'orientation des fractures est très importante pour la production d'un puits ou d'un réservoir, elle joue un rôle dans les prévisions des directions de communications latérales des fluides.

Le plan de la fracture est repéré par deux angles  $\delta$  (azimut) et P (pendage).

**4.4. Déplacement :** Les fractures peuvent effectuer un faible déplacement suivant un mouvement qui améliorera ou réduira les propriétés pétrophysiques de la roche ; s'il n'y a pas de cimentation, le déplacement des plans de fractures aura pour effet d'améliorer la porosité et la perméabilité.

## **5. Influence des paramètres sédimentologiques sur la fracturation:**

Plusieurs paramètres interviennent sur l'intensité de la fracturation naturelle des roches. Parmi ces paramètres nous retiendrons les plus importants, à savoir : la lithologie et l'épaisseur des bancs.

**5.1. Influence de la lithologie:** La nature lithologique des roches joue un rôle considérable sur les déformations produites et par conséquent sur la fracturation, sous l'effet de contraintes tectoniques (STEARNS, 1967 ; BLES et FEUGA, 1981). Suivant leurs comportements rhéologiques on distingue :

- 🚩 Les roches élastiques (quartzites) se déforment peu avant la rupture.
- 🚩 Les roches élasto-plastiques (roches réservoirs classiques) se déforment d'avantage avant le seuil de la rupture.

## **6. La détection des fracturations :**

La détection des fracturations fait pendant les diverses opérations dans les phase d'exploration et de production dans les gisements de pétrole et de gaz, La maîtrise de l'imagerie assure, En combinaison avec les données de carottes, Une bonne interprétation des événements tectoniques affectant la région à travers les temps géologiques, On peut citer les techniques suivent :

- 🚩 Analyse macroscopique par la Description des carottes.
- 🚩 Analyse microscopique des lames minces.
- 🚩 Imagerie.

### ***II. Etude de la fracturation à partir de l'analyse des carottes :***

Dans les réservoirs, principalement gréseux et quartzitiques, l'évaluation de la fracturation naturelle s'appuie sur une analyse du relevé des fractures effectué que sur des carottes échantillonnées en continu et les logs des imageries de paroi obtenues par des méthodes acoustique et électrique;

Vu la nature compacte de la formation de Quartzite Hamra et sous l'effet de contraintes, se fracture Ce réseau de fracture, sous l'effet de circulation de fluides chargés en éléments chimiques peut être colmaté, semi colmaté ou non colmaté.

Cette étape de l'étude consiste à identifier et à décrire les fractures en procédant comme suit :

- ▣ Identifier la fissure ;
- ▣ Identifier la nature du colmatant qui peut être de nature variable (pyrite, oxyde, silice, bitume anhydrite, carbonate);
- ▣ Nature de la fissure (verticale ou oblique);
- ▣ Taille de la fissure Taille de l'ouverture.
- ▣ Qui peut être d 'ordre millimétrique à centimétrique.

## **1. Les différents types de fractures observées :**

**1.1. Structures associées à la compaction :** Les structures liées à la compaction décelées sur les différentes carottes consistent en des.

*1.1.1. Les stylolites:* Les stylolites sont de petites structures en forme de pointe, dessinant des joints irréguliers. Ils correspondent à des surfaces de dissolution sous pression et indiquent la direction de la compression. En général, l'épaisseur de roche dissoute est plus ou moins égale à l'amplitude du stylolite. En cumulant les amplitudes des stylolites stratiformes il est donc possible de quantifier dans une certaine mesure la dissolution globale qui affecte la roche. La stylolitisation induit une densification de la roche de part et d'autre du stylolite et par conséquent une diminution de la porosité. De tels intervalles sont plus propices à la formation de fractures. Pendant la stylolitisation, les vitesses de dissolution ne sont pas les mêmes tout au long du plan stylolitique. Ces irrégularités de vitesses de dissolution, alliées à la contrainte maximale verticale induisent la création de fentes de tension globalement parallèles aux pics stylolitiques (et donc parallèles à la contrainte maximale verticale).

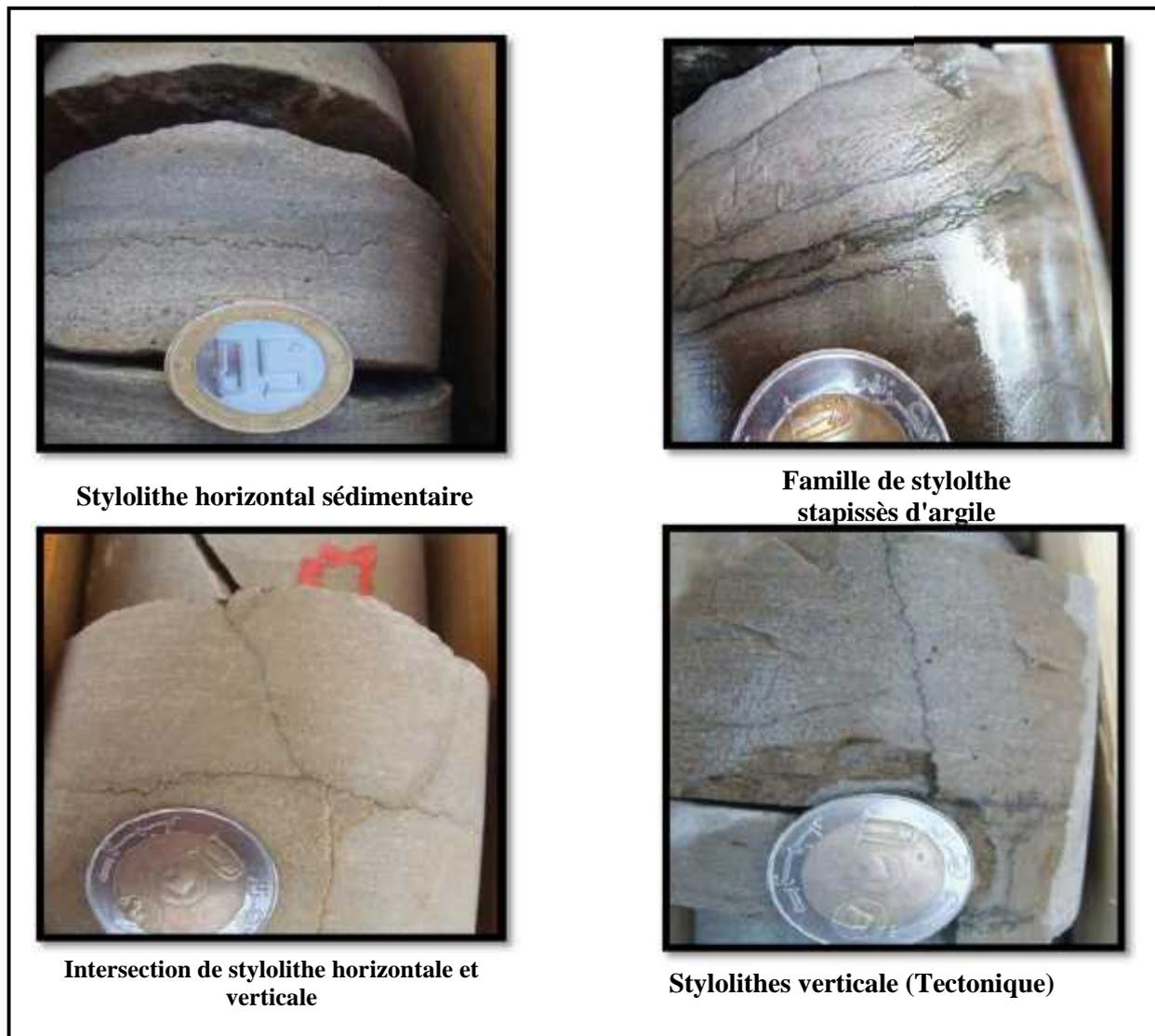
Deux principaux types de stylolites ont été rencontrés liés à la compaction, généralement horizontaux, communément appelés stylolithes sédimentaires et les stylolithes verticaux, liés à la compression, communément appelés stylolithes tectoniques. Ces deux types de stylolithes sont présents dans les carottes étudiées et sont généralement soulignés par des films d'argile, rarement pyriteuse.

*1.1.1.1. Stylolites d'origine diagénétique:* Il s'agit des stylolites développés pendant la compaction du sédiment. La direction de la contrainte principale appliquée est sub-verticale. Dans cet état de contrainte, les pics stylolitiques sont verticaux, parallèles à la contrainte maximale et les plans stylolitiques sont horizontaux. Dans cette catégorie, nous avons pu observer trois principaux Types, distingués sur la base de l'amplitude des pics stylolitiques :

- ✚ Les stylolites stratiformes : Leur amplitude est supérieure à 3 cm.
- ✚ Les micro-stylolites: De faible amplitude (< 2mm) et souvent en grand nombre, les microstylolites observés semblent s'être formés à partir de fines lamines argileuses noires.

1.1.1.2. Les stylolites tectoniques : Les stylolithes tectoniques sont généralement verticaux et sont peu présents dans les carottes étudiées et sont toujours matérialisés par un film d'argile ; La direction de la contrainte principale appliquée est dans ce cas sub-horizontale et d'origine tectonique. Cet état de contrainte correspond à des phases tectoniques compressives.

Les pics stylolitiques sont alors sub-horizontaux et les plans stylolitiques sub-verticaux. L'extension des stylolites tectoniques est moins importante que celle des stylolites stratiformes.



**Fig. 43 : Exemples des stylolithes dans les QuartziteHamra.**

## **2. Les fractures:**

La surface d'une fracture peut-être plane, ou ondulée avec une amplitude plus ou moins importante. Les fractures sont toujours subverticales, et peuvent présenter une cimentation qui peut être partielle ou totale. Sur la base de ces critères plusieurs types de fractures ont été définis à partir des carottes.

Dans ce paragraphe, nous aborderons successivement:

- 🌈 Les fractures qui ont toutes une origine géologique. Ce sont les fractures naturelles ;
- 🌈 Les fractures indéterminées. Elles peuvent avoir une origine naturelle ou artificielle.
- 🌈 L'épaisseur des fractures est variable. L'impact de ce type de fractures sur les caractéristiques pétrophysiques est généralement important sur la perméabilité (matrice+fractures), alors qu'il demeure insignifiant sur la porosité.

Nous avons regroupé les fractures observées en trois catégories principales « X » et « Y » pour les fractures précoces, « S » si la fracture est associée à la présence d'un stylolite, « Z » si la fracture est d'origine tectonique, et « U » si la fracture est sèche, sans aucun critère permettant l'identification d'une origine tectonique.

### **2.1. Fractures naturelles :**

2.1.1 .Fracture de type X: Ces fractures sont très précoces. Elles témoignent de phénomènes de pré-compaction et n'ont donc pas une origine tectonique. La plupart de ces fractures sont totalement cimentées.

Ces fractures sont généralement très petites, et tortueuses. Leurs longueurs varient entre 2 et 10 cm. Leur impact sur la production est toujours nul.

2.1.2. Fracture de type Y: Fractures précoces. Les fractures de type Y sont un autre type de fractures diagénétiques. Elles ont une forme plus plane et elles sont plus sécantes que les fractures de type X.

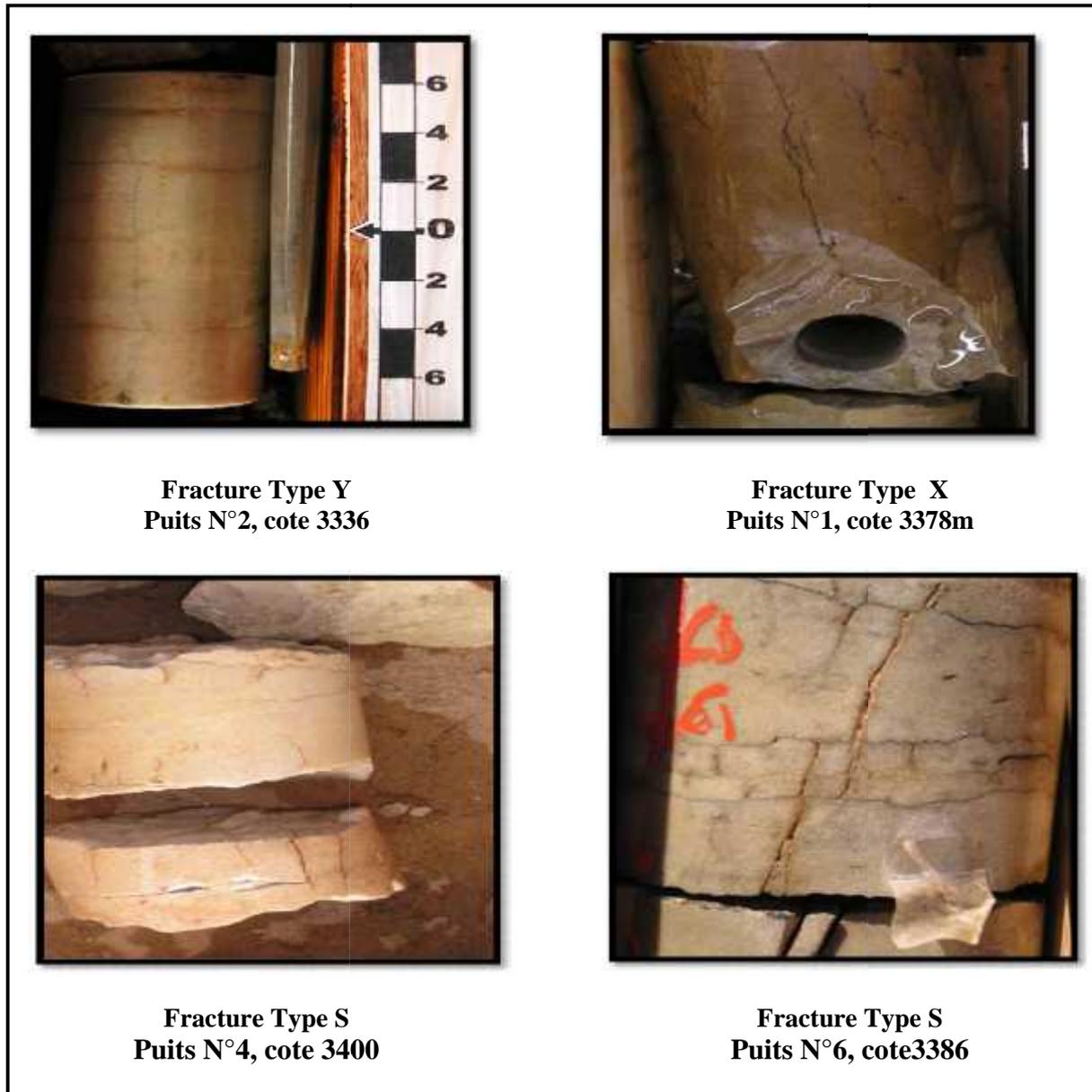
Leur extension verticale est souvent supérieure à 10 cm. Leur pendage est aussi plus important (sub-vertical). La formation de ces fractures est probablement postérieure à celle des fractures de type X. Elles sont généralement totalement cimentées et n'ont donc pas d'impact positif sur la production.

2.1.3. Fractures de type S: Ces fractures sont liées à la présence de stylolites. Elles se situent souvent dans un environnement riche en fentes de tension générées par le mécanisme de pression/dissolution à l'origine des stylolites.

La Figure N°43 présente quelques stylolites remarquables. L'intervalle qui contient le stylolite est souvent plus compact que la matrice comme le montre.

La plupart de ces fractures de type S, dont des exemples sont présentés Figure N°44, sont enracinées dans les stylolites.

Elles sont généralement de petite taille et souvent cimentées. Cependant dans le cadre de cette étude, plusieurs fractures «partiellement ouvertes» ont été inventoriées.



**Fig. 44 : Exemples de fractures de type X, Y et S.**

2.1.4. Fractures de type Z: Ce sont les fractures tectoniques. Ces fractures ont un plan qui coupe véritablement la roche ; Leur extension verticale est grande (de 1cm à 1m sur les carottes).

Elles peuvent être «partiellement cimentées», et donc être très intéressantes d'un point de vue hydraulique.

Lorsqu'une cristallisation est observée sur l'une des faces de la fracture, cela indique qu'elles sont probablement ouvertes en condition réservoir ; Ces fractures sont généralement sub-verticales. La Figure N°45 présente deux exemples de placages minéralogiques.

On peut observer également des fractures associées à des brèches tectoniques (Figure N°46) les fractures de type Z peuvent aussi être groupées en systèmes et former des couloirs La Figure N°46, montre d'autres exemples de fractures Z. On notera la fracture très fine et très droite (B1) ainsi que l'épaisse fracture (B2) qui rend compte de deux phases de minéralisation. Ces fractures peuvent être totalement cimentées.

## **2.2. Fractures indéterminées :**

2.2.1. Fractures de type U : Dans le cas où l'origine tectonique d'une fracture n'est pas certaine, c'est-à-dire dans le cas d'une fracture ouverte mais dont la surface ne présente ni cristallisation, ni placage minéralogique, on dira que la fracture est de type U (uncemented). On parle alors de fracture sèche.

Cette fracture peut n'être induite par le forage ou la manipulation des carottes, ou être d'origine tectonique, et, être ouverte dans le réservoir sans qu'il soit possible de conclure.

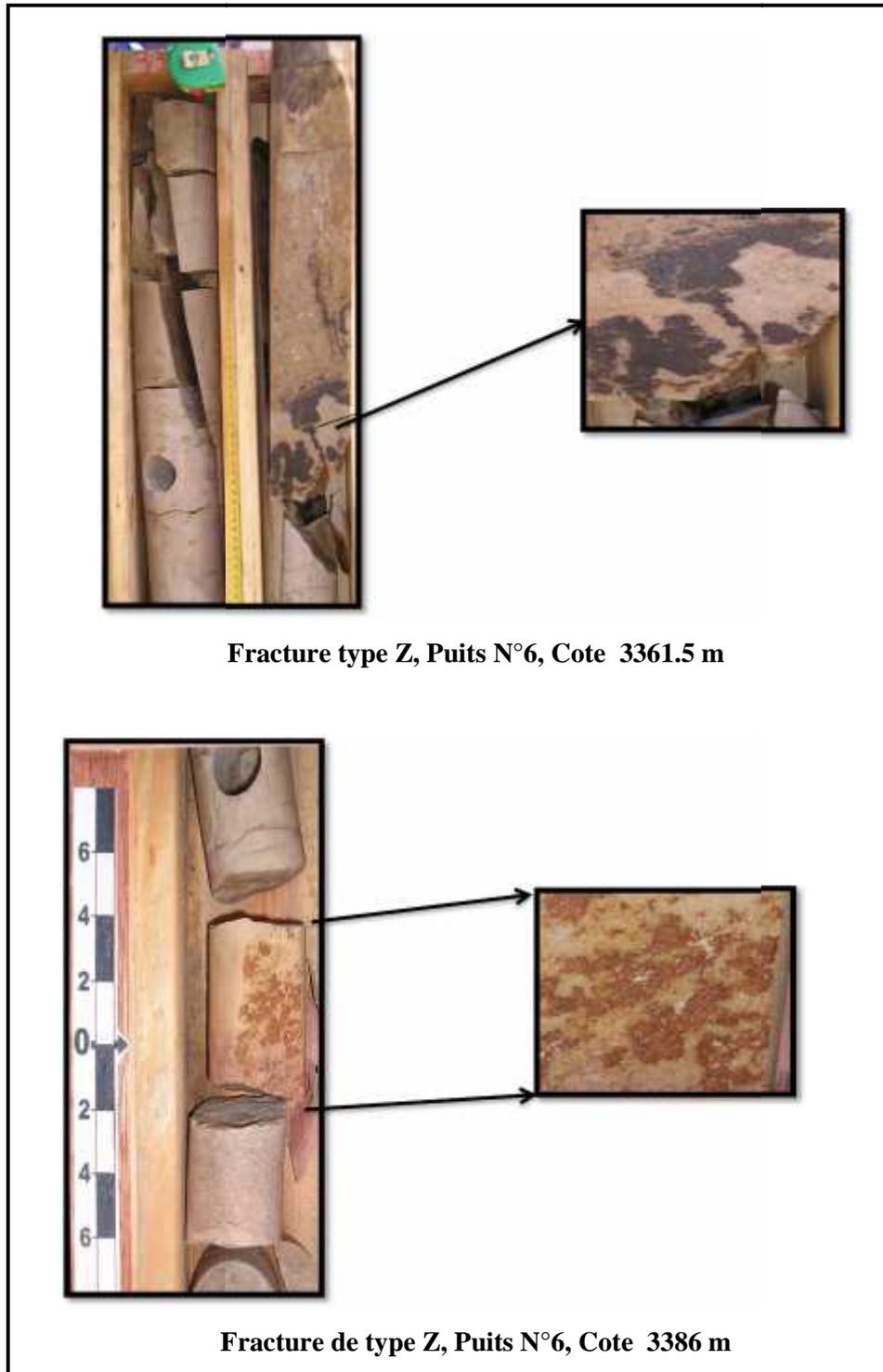


Fig.45 : Exemples de fractures de type Z et placages de minéraux

**2.3. Les colmatant :** La plupart des fractures observées sur les carottes sont colmatées. Elles constituent alors des barrières de perméabilités s'opposant ainsi à l'écoulement des fluides. La nature de la minéralisation est très variée. On rencontre principalement les colmatant suivants :

2.3.1. La silice: Le colmatant siliceux est généralement est important ;Elle est constituée de grains de quartz avec une taille nettement inférieure par rapport à ceux des grès proprement dits. La silice proviendrait de la circulation des eaux interstitielles chargées en  $\text{SiO}_2$

2.3.2. La Pyrite: Elle semble être apparue plus tardivement que les colmatant précédents ; elle existe sur tout le réservoir, en occupent les fissures. elle est sous forme de cristaux verdâtres à jaune d'orées.

2.3.3. Le Bitume : Cette substance organique est un colmatant assez fréquent. Il se présente souvent par endroits, noirâtre, tapissant les bords de la fracture, quelques fois en masses plus importantes; Ce bitume est tardif par rapport a la fissuration il est lié a la migration des hydrocarbures.

2.3.4. La Calcite : Ce colmatant est peu fréquent; Elle est reconnaissable par sa texture et sa structure, mais surtout par sa réaction avec l'acide.

2.3.5. L'oxydes de fer: Ce type de colmatant occupe les fissures verticales a subverticales ; L'oxydation est post fracturation, elle est liée a la circulation des fluides riches en oxydes de fer a la surface lors de la remonter de la série ; Cependant, il est à signaler que pour tous les colmatant, lorsque les fissures ont les bords fermées et serrées, il est difficile de les reconnaître.



**Fracture de type Z avec brèche**  
Puits N°6, cote 3373.5 m



**Fractures de type Z en clusters**  
Puits N °6, cote 3370.5 m



**B 1 Fracture de type Z, Puits°5,**  
cote 3384m



**B2 Fracture de type Z, Puits°5**  
cote 3376 m

**Fig. 46 : Exemples de fractures de type Z.**

### ***III. Résultats par Puits***

Le relevé de la fracturation naturelle sur carotte des réservoirs Quartzite Hamra a été effectué pour chaque puits :

#### **1. Puits N°1 :**

Ce puits se caractérise par deux intervalles fracturés (3369 à 3373 m et 3376 à 3379m) présentant des fractures verticales pluri-métriques de type Z. Ces fractures clairement délimitées à la fois dans leur partie supérieure et inférieure, évoquent les fractures diffuses dont l'extension est contrôlée par les limites de bancs. Dans ces fractures, on observe plusieurs couches de minéralisations (silice, calcite) qui les colmatent en totalité. Elles témoignent de plusieurs phases de cimentation (jusqu'à 3 phases). Ces fractures sont associées à une silicification qui imprègne la matrice sur une épaisseur de 2 cm de part et d'autre de ces grandes fractures.

De nombreux intervalles craquelés composés de nombreuses fractures précoces de type X dont l'organisation apparaît comme étant aléatoire, ont également été relevés sur ce puits, ainsi que des niveaux fractures de type Y, très verticales, discontinues et organisées en réseaux orthogonaux. . Aucune fracture de type S n'a été identifiée sur ce puits.

Donc on pourra classé ce puits dans la catégorie des puits moyennement fracturé, présentant deux intervalles associés à des fractures tectoniques, diffuses et cimentées ,fortement stylolitisé.

#### **2. Puits N°2 :**

Ce puits se caractérise par un nombre très important de fractures ; Les fractures observées sont majoritairement tectoniques de Type Z, parallèles sub-verticales à verticales de taille centimétrique et plutôt colmaté ;

Les fractures des autres types (X et Y) sont négligeables comparées à cette dernière ; Les stylolites présents sont rarement associés à des fractures de type S.

Les fractures colmatè par de la pyrite se concentrent dans l'intervalle inférieur du puits

Tendis que la partie supérieure montre des fractures qui sont colmatèe par de bitume et rarement de l'oxyde de fer.

Lorsqu'on considère ce puits dans son contexte structural (Figure N°47), on voit qu'il est situé dans une zone présentant une très forte concentration de failles.

Le grand nombre de failles présentes dans le voisinage de ce puits suffit à expliquer la forte densité de fractures.

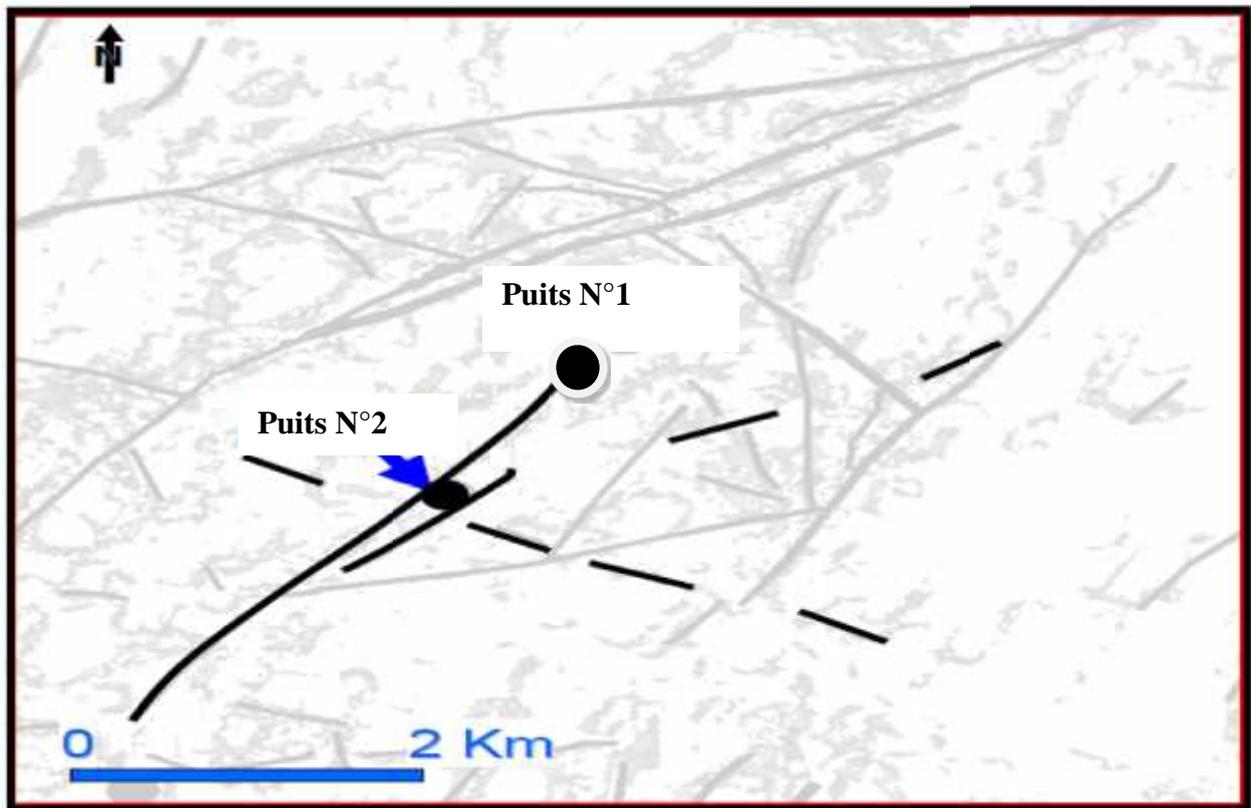


Fig. 47 : Contexte structural du puits N°1 et N°2 d'après Schulmberger.

### 3. Puits N°3

Un grand nombre de fracture subverticale à verticale fermés à semi-ouvertes a été identifié sur ce puits ; l'intervalle de 3390m à 3417m relativement plus déformé montre un réseau des fractures colmatées par la pyrite.

Par contre la partie supérieure est caractérisée colmatées par des bitumes et de la silice. Ce Puits est moyennement stylolitisé. Cependant les fractures associées (Type S) sont rares

#### **4. puits N°4:**

Ce puits, se classe dans les puits peu fracturés. Les fractures observées sont majoritairement de type S (Fig.44) due aux développements de stylolites sédimentaires dans l'intervalle de 3389m à 3405m.

On relève dans la partie supérieur de ce puits quelques fractures de types Z qui sont verticale à subverticale fermé et ouverte d'écartement millimétrique.

#### **5. Puits N°5 :**

Ce puits est traversé par un grand nombre de fractures tectoniques, de grande taille. Les fractures cimentées (Figure N°46) sont très dominantes par rapport aux fractures «partiellement ouvertes».

Elles sont verticales à sub-verticales au sommet et horizontales à la base; ces fissures sont colmatées par la pyrite et localement par la silice et les carbonates ; On observe à 3394 un intervalle bréchique.

Ce puits ne contient aucune fracture précoce des types X et Y, et une seule fracture de type S a été relevée.

On a observé sur ce puits, sur un intervalle gréseux à forte composante argileuse, un plan de fractures présentant une surface en relief.

Compte tenu de la plus forte argilosité due aux faciès et au fait que les reliefs convergent en un même point, il est vraisemblable que cette fracture a été générée par torsion dans le carottier durant la phase de carottage. Cette fracture est de type U

#### **6. Puits N°6:**

Le log d'imagerie de ce puits était disponible lors de la phase de description de carottes ; L'imagerie de ce puits est de type acoustique (UBI), son acquisition a été réalisée par Schlumberger elle couvre l'intervalle des Quartzites de Hamra ainsi qu'une partie du Cambrien.

L'imagerie de bonne qualité a pu être utilisée conjointement avec les carottes qui présentaient un bon état général.

Le log d'imageries de puits, et les figures du *Quick-look analysis* ont permis d'identifier La famille N70 est composée de plusieurs clusters de fractures, dont l'état d'ouverture est variable ; Les fractures qui adoptent cette direction, peuvent être cimentées par du gypse ; Notons cependant, que ce type de ciment n'est observé que dans la partie supérieure du puits.

Les fractures peuvent également être partiellement ouvertes ou complètement ouvertes comme le montre la (Figure N°48).

Ce puits présente une intense silicification ainsi que plusieurs systèmes de fractures parallèles sub-verticales à verticales de taille métriques de type Z ; On constate également une grande fracture métrique. Cette fracture est ouverte à 3364m et présente un épais placage centimétrique argilo-pyriteux ; Une autre fracture du même type est observée à la profondeur 3374 m ; Nous avons relevée une épaisse fracture bréchifiée à la profondeur 3373.5 m

Ainsi que à la cote 3389m; Bien qu'aucune brèche majeure n'ait été observée, ce puits se situe probablement dans l'environnement immédiat d'une importante faille.

Ce puits présente une stylolisation importante accompagnée de très nombreuses fractures de type S, reliées en réseaux, de la catégorie partiellement cimentée.

Ce puits est classé en puits très fracturé, les fractures tectoniques sont prépondérantes par rapport au fracture de type S, qui sont cependant bien représentées. Puits fortement stylolitisé ; Il est voisin d'un accident tectonique majeur.

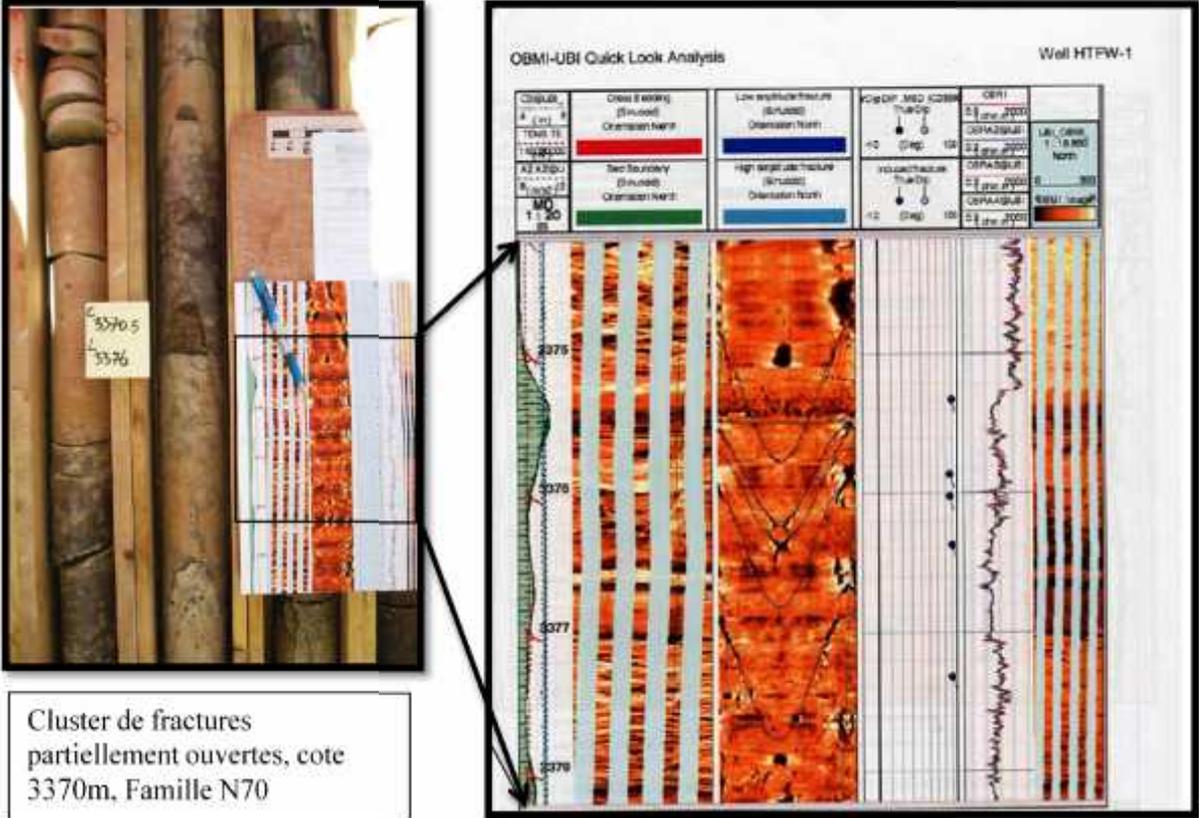


Fig. 48 : puits HTF6, extrait du Quick-look analysé de Schlumberger.

#### IV. *Fracturation sur lames minces:*

Phénomène décelable à l'échelle microscopique ; L'observation des lames minces de 3 puits (N°2, N°3 et N°5) au microscope a révélé l'existence de différents types de micro fractures, de formes et d'ouvertures variées ; et montre l'existence de fractures non colmatées, connectées et ; colmatées essentiellement par les carbonates ;

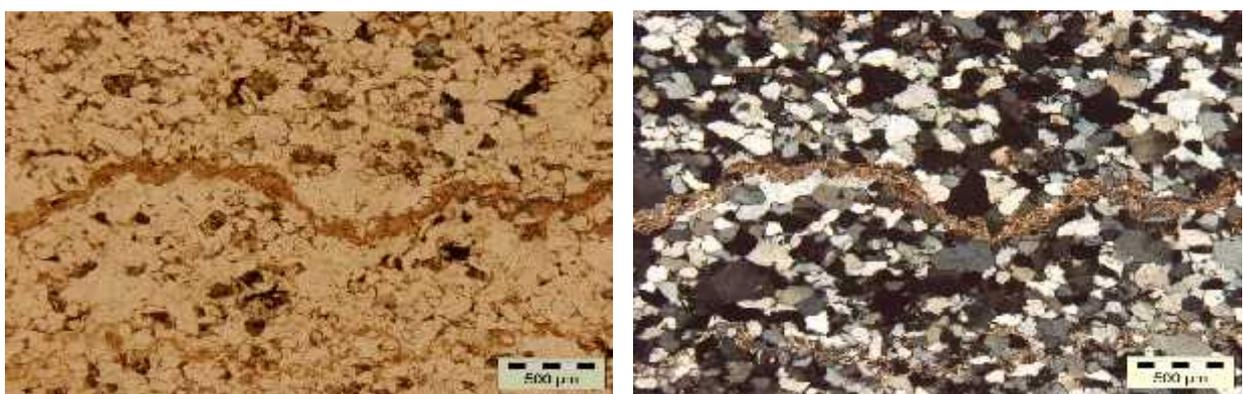
Il est important de signaler que dans le cas d'un réservoir les fractures vides et interconnectées sont plus utiles que celles qui sont colmatées (fermées), car ces dernières font obstacle au mouvement des fluides formant une barrière de perméabilités résultante l'augmentation et /ou diminution ses caractéristiques pétrophysique et pétrographiques.

Cette analyse à aboutie de différencier les types suivants :

##### **1. Les stylolithes :**

A l'échelle microscopique les stylolithes parait abondants et successives et prèsent sur tous les puits étudiès renferment des résidus essentiellement illitiques; associée au phénomène de pression-dissolution

Les stylolithes correspondent à une surface de dissolution formée d'un ensemble de colonnettes. Résultant d'une pression orientée. La direction des pics stylolithiques indique la direction de cette pression.



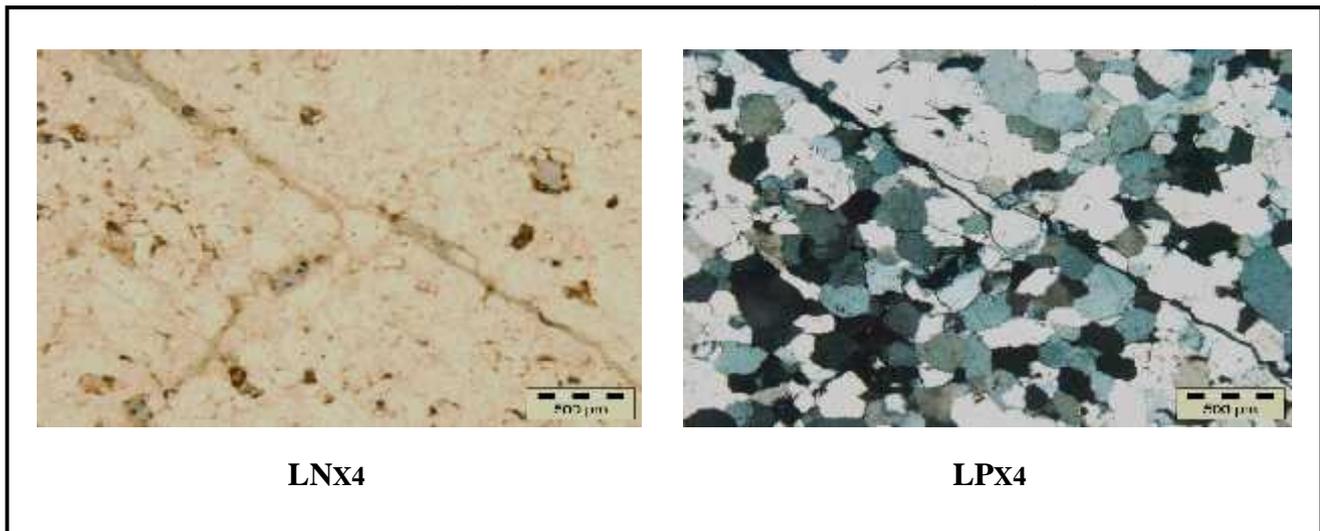
LNX4

LP X4

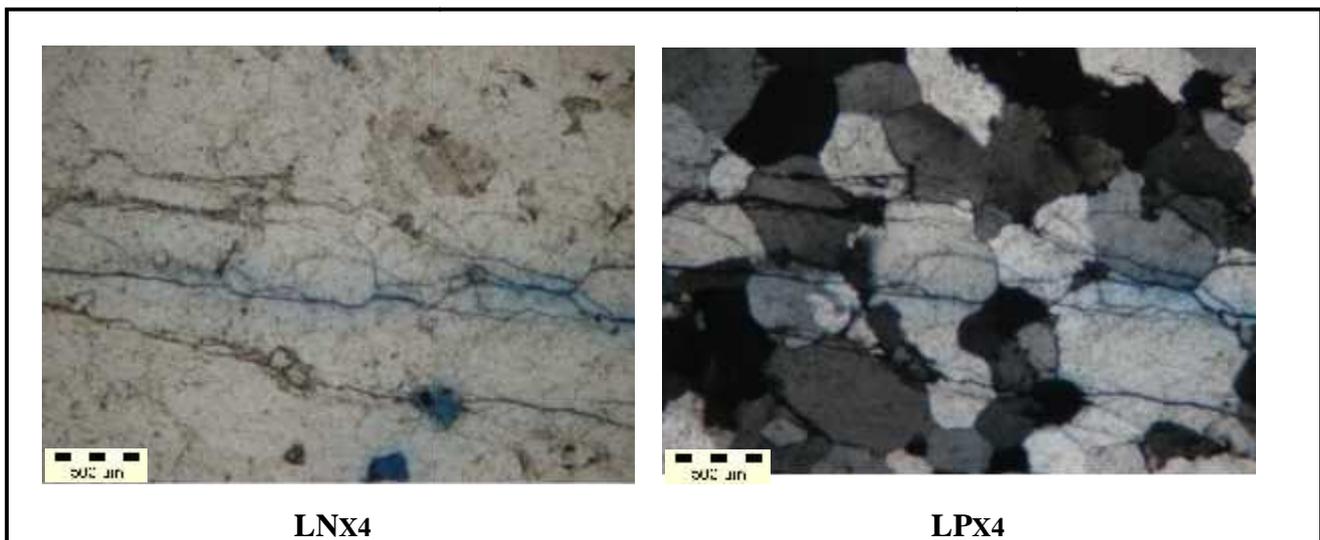
**Photo 26 : Stylolithes, Puits N°5, Côte 3415,50m**

## **2. Les microfissures non colmatées (ouvertes):**

Ce sont des microfissures ouvertes ou partiellement ouvertes non colmaté, avec un moindre écartement ; elles sont connectées parfois formant des réseaux de fissures. Ces fissures ouvertes n'ont pas subi un colmatage, elles consistent une bonne partie de porosité de type fissurale permettant la circulation des fluides à travers.



**Photo 27 : Réseau de microfissures ouvertes, Puits N°3, Côte 3416.50 m.**



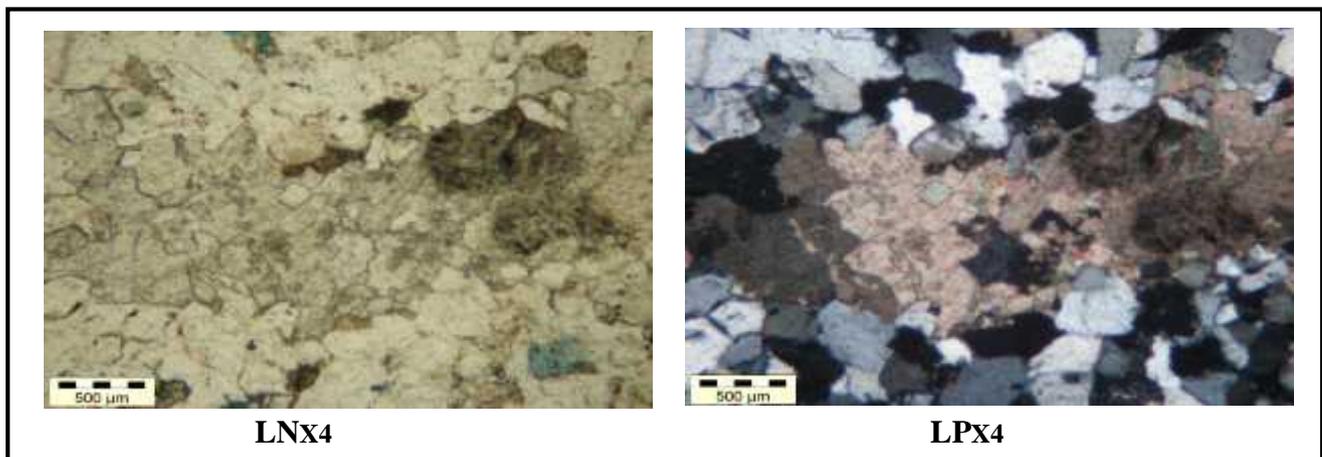
**Photo 28 : Réseau de microfissures ouvertes Puits N°2, Côte 3335m**

### **3. Les microfissures colmatées :**

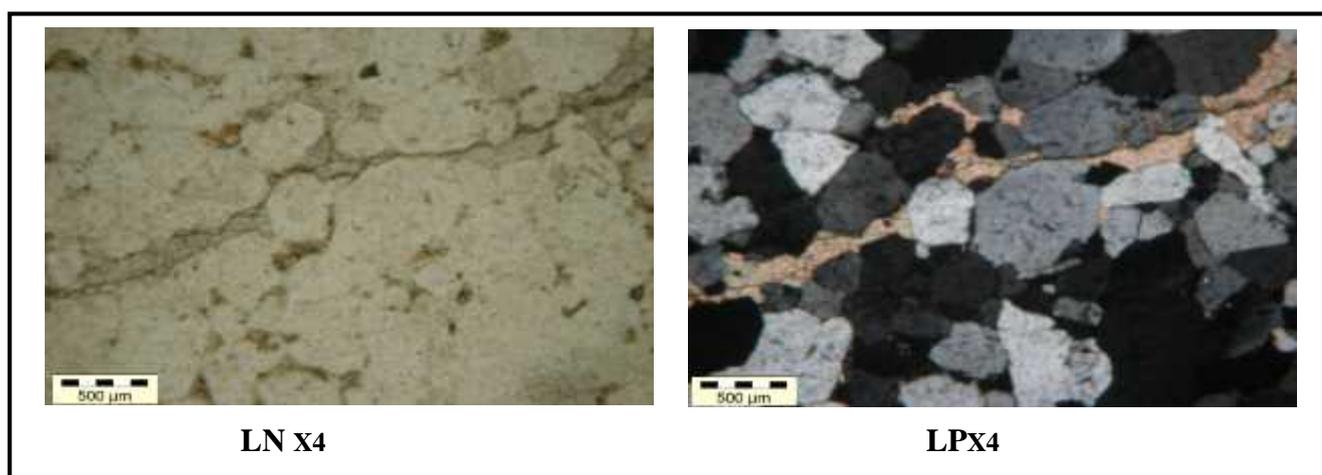
Le principal colmatant observé sur lames minces est les carbonates, on n'a pas pu distinguer les autres types des colmatants observé précédemment sur les carottes,

À partir de deux microfaciès suivants on remarque des microfissures colmatées essentiellement par les carbonates secondaires sous forme des cristaux losangique probablement des dolomies.

Ce colmatage par les carbonates est postérieur à la fracturation, et sous l'effet de la diagenèse (Mésogène) et par la recristallisation ce sont transformé en dolomie secondaire.



**Photo 29 : Fissure colmatée par des carbonates, Puits N°2, Côte 3323 m.**



**Photo 30 : Fissure colmatée par des carbonates, Puits N 3, Côte 3414 m.**

## V. La relation digenèse fracturation :

Les principaux facteurs qui provoquent la fracturation sont bien, la subsidence, la charge sédimentaire et la tectonique ; la diagenèse a un rôle primordial sur la fracturation car c'est par les différents stades diagenétique que la formation devienne compacte débutant par un grès meuble arrivant a une quartzite très compacte, engendrent des fractures d'origine sédimentaire ; cette formation est très compacte suite a l'abondance de ciment siliceux, et très sensible aux contraintes tectonique, elle agit par des déformations cassantes.

L'observation des lames minces a révélé l'existence des différents types des Microfissures de forme, d'orientation et d'ouvertures variées, il est vrai que ces fissures peuvent se former à n'importe quel stade diagenétiques ; Toutefois, elles peuvent être regroupées en deux.

Génération distinctes :

- Une génération précoce, liée probablement à l'évènement Taconique ou Hercynien, et qui est généralement colmatée par des ciments variés, pouvant être, silice, carbonates, bitume et pyrite.
- Une génération tardive, souvent ouverte, qui est liée probablement à la phase Autrichienne ou Alpine. Cette génération, en augmentant la capacité d'écoulement des fluides dissolvants, favorise la création des réseaux de dissolution et donc de la porosité.

### **Conclusion:**

Au terme de cette étude qui a apporté essentiellement sur la fracturation à partir de l'analyse des carottes et lames minces, nous avons pu conclure que la formation de quartzite el Hamra est très compacte, où la déformation cassante est dominante, la fracturation est bien développée ;

Les conclusions que l'on peut dégager à travers cette étude sont :

- ✚ **L'analyse macroscopique :** Sur carotte a montré : L'existence des fractures qui sont généralement colmatées, semi colmatées ou non colmatées, le type de colmatant est en générale pyrite, bitume, silice et localeme oxydes; Le colmatage est lié à la circulation des fluides chargés en éléments, en plus on peut dire que le colmatage quant il existe ne peut être homogène dans la fissure ce qui peut laisser des espaces intra fissurale colmatée permettant le passage et la circulation des fluides.
- ✚ **L'analyse microscopique sur lames minces :** a montré l'existence de réseaux de fissuration connectés non colmaté dans certain niveaux ce qui engendre de la porosité fissurale.

## *Conclusion générale*

L'étude de la formation « Quartzite Hamra » a permis d'apporter d'une part, des précisions sur les caractéristiques pétrographiques des faciès de cette formation et, d'autre part, une compréhension des phénomènes diagenétiques et leurs impact sur les caractéristiques pétrophysiques de ce réservoir.

Les lithofaciès, définis à partir des descriptions de carottes réalisées sur les puits de la région de Hassi Tarfa, ont mis en évidence une organisation au sein des quartzites.

La succession verticale et l'agencement latéral de ces différents lithofaciès ont permis la construction du modèle sédimentologique schématique qui intègre les notions de sédimentologie et d'ichnologie.

Les différents lithofaciès observés dans la formation « Quartzites de Hamra » sont interprétés comme déposés dans des environnements de foreshore à shoreface, médian.

Le milieu de shoreface (avant-plage) est principalement caractérisé par une absence d'argile franche et une profondeur variant de 5 à 10 m.

L'étude pétrographique a montré que les « Quartzites de Hamra » sont classées dans les quartzsarénites (ou arénites quartzitiques), c'est-à-dire des roches constituées essentiellement de grains de quartz associés à quelques minéraux lourds résistants.

Différents facteurs texturaux, liés aux conditions originelles de dépôt, sont apparus comme contrôlant la qualité des réservoirs. Il s'agit du classement des grains, de la taille des grains, de l'arrondi des grains et du contact entre grains.

A ces paramètres, se sont additionnés des facteurs liés à l'histoire diagenétique des sédiments.

Divers phénomènes de compaction, de silicification, de pression-dissolution, de transformation des argiles et de précipitation des carbonates ont été observés. Ces phénomènes ont modifié les propriétés mécaniques de cette formation et entraîné la dégradation totale de sa porosité.

Ainsi, trois stades ont été reconnus : un stade éogénétique, un stade mésogénétique et un stade télogénétique qui peuvent être regroupés en deux cycles : le cycle pré-hercynien et le cycle post-hercynien.

A cette histoire de la diagenèse, succède une histoire complexe de la déformation qui a affectée cette formation et pendant laquelle on assiste à la création des fractures détectables aussi bien à l'échelle macroscopique que microscopique.

Dans les puits forés au voisinage des grandes failles qui affectent la structure, on remarque une forte densité des fissures et des microfissures.

Ceci explique la productivité de ce réservoir très compact, caractérisé par des fractures mais dont la plupart sont colmatées par la circulation des fluides chargés en éléments chimiques, avec cependant des fractures non-colmatée qui permettent le passage des fluides. Dans les puits forés au voisinage des grands accidents tectoniques qui affectent la structure, on observe une forte densité des fissures et des microfissures.

Au final, la productivité du réservoir « Quartzites de Hamra » dépend principalement de la fracturation qui améliore la perméabilité et permet l'écoulement des hydrocarbures.

# *Bibliographie*

### Références bibliographiques

✎ **Alive M., 1974 :** Structure géologiques et perspectives pétrolière du Sahara Algérien .Edition Altamira Rotopress .Madrid .Espagne.

✎ **Beisip, Franlab ,1979 :** Zone périphérique du champ de Hassi Messaoud, réservoir Cambro-ordoviciens .Rapport Interne CRD /Sonatrach.

✎ **Beicip, Franlab, 2006 :** Modélisation géologique du gisement de Hassi Messaoud: Etudes et conseils pour le développement du champ de Hassi Messaoud, Rapport inédit Sonatrach .

✎ **Beicip, Franlab, 2007 :** Caractérisation et évaluation des réservoirs ordoviciens du pourtour de Hassi Messaoud, Rapport inédit Sonatrach .

✎ **Bekkouche D. ,1992 :** Le Silurien supérieur - Dévonien inférieur du bassin de Ghadamès (Sahara oriental algérien) Lithostratigraphie, sédimentologie et diagenèse des réservoirs gréseux. Thèse doct. Univ. Grenoble, 255 p.

✎ **Bendjazia H. & Madoui .A, 2009 :** Etude sédimentologique dans la région du périmètre de Hamra et évaluation des caractéristiques pétrolières de réservoir des Quartzite de Hamra, Mémoire d'ingénieur, Univ de Boumerdes. 153p.

✎ **Benouar O . & Teguaia A., 2008 :** Etude des propriétés pétrophysiques et évaluation des réserves du réservoir du Trias Argilo-Gréseux (Série inférieure) du gisement de Benkahla-Bassin d'Oued Mya, Mémoire d'ingénieur, Univ de Boumerdes. 97p.

**Bertrand, 1968,** Cours de pétrographie appliquées à l'étude des problèmes pétroliers (Tome I) ,édition Technip. Paris.

✎ **Beuf S., Biju-Duval B., De Charpal D., Rognon R. et Bennacef A., 1971 :** Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité: évolution structurale d'un craton, Institut Français du Pétrole. Collection Sciences et Techniques du Pétrole, Eds Technip. Paris, 464 p.

✎ **Biju-Duval B.,1999:** Géologie sédimentaire, bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole , édition Technip. Paris.

- ☞ **Bjørkum P.A., 1996:** How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 147-154.
- ☞ **Bjørlykke K., 1984,** Formation of secondary porosity: How important , *A.A.P.G.Memoir*, v. 37, p. 277-286.
- ☞ **Bjørlykke K., 1988,** Sandstone diagenesis in relation to preservation, destruction and creation of porosity, in: Chilingarian, G.V., and Wolf, K.H. (eds), *Diagenesis, developments in Sedimentology*, v. 41, p. 531-565.
- ☞ **Bjørlykke, K., and AAGAARD, P., 1992,** : Clay minerals in North Sea sandstones, in: Houseknecht, D.W., and Pittman, E.D. (eds), *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones: SEPM Special Publication*, v. 47, p. 65-80.
- ☞ **Bjørlykke, K., Ramm M., and Saigal G., 1989,** : Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution: *Geologische Rundschau*, v. 78, p. 243-268.
- ☞ **Boudjemaa A. ,1987 :** Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara Nord-Oriental (Algérie), Thèse doct., Univ. Paris-Sud Centre d'Orsay, France, 290 p.
- ☞ **Bourgeois J., 1980:** A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky cross stratification: The Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. *J. sedim. Petrol.*, v .50, p 681-702.
- ☞ **Brenner, R.L. et Davies, D.K., 1973 :** Storm-Generated Coquinoid Sandstone : Genesis of High-Energy Marine Sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Geological Society of America Bulletin*, v84: 1685-1698.
- Brenchley, P.J., 1985 :** Storm influenced sandstone beds. *Mod. Geol.*, v 9: pp 369-396.

- ✂ **Burley S. et Worden, R.H., (2003):** Sandstone diagenesis, recent and ancient. Reprint series volume 4 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Publishing, 649 p.
- ✂ **Chamley, H. 1989:** Clay Sedimentology, Springer Verlag; New York. 623 p.
- ✂ **Chikh B. et Amar Khodja D :** Etude Sédimentologique, Pétrographique, Diagenétique, et Modélisation géologique en 3D d'une partie du champ de Hassi Messaoud (Zone 13), Mémoire d'ingénieur, Ensembles Sédimentaires, USTHB. Alger.
- ✂ **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.
- ✂ **Destombes, J., 1971 :** L'Ordovicien au Maroc, Essai de synthèse stratigraphique. Mém. Bur. Rech. géol. , V.73 , P237-263.
- ✂ **Djarnia, M.R., and Fekirine B., 1998:** Sedimentological and diagenetic controls on Cambro-Ordovician reservoir quality in the southern Hassi Messaoud area (Saharan Platform, Algeria), , Petroleum Geology of North Africa: Geological , Society of London, Special Publication, v. 132, p. 167- 174.
- ✂ **Dokka , Murty A:** Sedimentological study of cores, Methodology and Elements of Study, Séminaire Géologie pétrolière, Sonatrach.
- ✂ **Dott R.H. et Bougeois, J., 1982:** Hummocky cross-stratification: signification of its variable bedding sequences., Géol. Soc. Am. Bull., v. 93. p. 663-680.
- ✂ **Dubois P., BEUF S. & BUU-DUVAL B ,1967 :** Lithostratigraphie du Dévonien inférieur gréseux du Tassili n'Ajers. In: Colloque sur le Dévonien inférieur et limites. Rennes, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris. V .33, pp. 29-31.

- ✂ **Dutton, S.P., and Diggs, T.N., 1990:** History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 191-202.
- ✂ **Ehrenberg, S.N., 1989:** Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones, *AAPG Bulletin*, v73, p1274–1276.
- ✂ **Ehrenberg S.N., 1990:** Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norwegian continental shelf: *A.A.P.G. Bulletin*, v. 74, p. 1538-1558.
- ✂ **El-Ghali, M.A.K., Mansuberg, H., Morad S., Al-Aasm I.S., and RAMSEYER, K., 2006 :** Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya: *Sedimentary Geology*, v. 190, p. 323-351.
- ✂ **Fabre J. 1976 :** Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Soc. Nat. Ed. Diff. Alger. 422 p.
- ✂ **Fabre J. 2005 :** Géologie du Sahara occidentale et centrale. Musée royal de l’Afrique centrale (Ed), Tervuren, Belgique. 572p.
- ✂ **Figueiredo, A.G.J., Sanders, J.E. et Swift, D.J.P., 1982 :** Storm-graded layers on inner continental shelves : examples from southern Brazil and the Atlantic coast of the central United States. *Sedimentary Geology*, v31, pp171-190.
- ✂ **Foucault. A., Raoult. J F., 2001 :** Dictionnaire géologique, 5eme édition.
- ✂ **Ghienne, J., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P. et Ait Salem, H., 2007 :** The Cambrian-Ordovician in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the late ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, v82 ,p 183- 214.
- ✂ **Guillocheau, F., 1983 :** Les dépôts de tempêtes, le modèle de l’Ordovicien moyen Ouestarmoricaïn. Thèse de 3e cycle Thesis, Université de Bretagne occidentale (UBO), Brest, 223 pp.

- ✎ **Hamon Y, Juin 2001** : Sédimentologie, géométrie et signification géodynamique des dépôts réservoirs silicoclastiques du Trias /Rhétien de Chemery (Sologne, SW du Bassin de Paris), Etude, Faculté des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France. p42
- ✎ **Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. et Walker, R.G., 1975**: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM Short course number 2, Tulsa, 161 pp.
- ✎ **Harms, J.C., Southard, J.B. et Walker, R.G., 1982**: Structures and sequences in clastic rocks. SEPM Short course number 9, second edition, Tulsa, Oklahoma, 239p pp.
- ✎ **Hayes, M.O., 1976** : Hurricanes as Geologic Agents .Case Studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. Texas. Bureau of Economic Geology, Report of Investigations., v 61.
- ✎ **Heald, M.T., 1955**: Stylolites in sandstones: *Journal of Geology*, v. 63, p. 101-114.
- ✎ **Howard, J.D., 1972** : Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in the stratigraphic record. In: J.K. Rigby and W.K. Hamblin (Editors), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Spec. Publ. Soc. Econ. *Paleont. Miner*, Tulsa, pp. 215- 255.
- ✎ **Howard J.D. & Reineck H.E. 1981**: Depositional faciès of high energy beach to offshore séquence. Comparaison with lower energy séquence. *Am. Ass. Petrol. Geo. Bull.*Tulsa, v. 65, pp. 807-830.
- ✎ **Houseknecht, D.W., 1984**: Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 348-361.
- ✎ **Kreisa, R.D., 1981** : Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *J. Sedim. Petrol.*, v51, pp823-848.
- ✎ **Leckie, D.A. et Walker, R.G., 1982**. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v66, pp138-157.
- ✎ **Leckie, D.A. et Krystinik, L.F., 1989**. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits ? *J. Sedim. Petrol.*, v 59,pp 862-870.
- ✎ **Legrand Ph. 1974a** : Résultats récents sur le problème de la limite cambro-ordovicienne au Sahara algérien septentrional. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord.*, v 67, 141-196.

- ✂ **Legrand Ph. 1974b** : Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. Notes et Mém. CFP. Paris, 11, 121-138.
- ✂ **Lüning, S., Craig, J., Loydell, D., Storch, P., And Fitches, B., 2000**: Lower Silurian "hot shales" in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional Model, Earth Science Reviews, v. 49, p. 121-200.
- ✂ **Makhous, M., 2000**: The Formation of Hydrocarbon Deposits in the North African Basins; Geological and Geochemical Conditions, Springer, 329 p.
- ✂ **Makhous, M., and Galushkin, Y.I., 2003**: Burial history and thermal evolution of the southern and western Saharan basins: Synthesis and comparison with the eastern and northern Saharan basins: A.A.P.G. Bulletin, v. 87, p. 1799-1822.
- ✂ **Marante, A., 2008**: Architecture et dynamique des systèmes sédimentaires silicoclastiques sur la "plate-forme géante" Nord-Gondwanienne: PhD. These doctorat, Univ. Bordeaux 3, France. p 229.
- ✂ **Massa, D., Ruhland, M., Thouvenin, J., 1972** : Structure et fracturation du champ d'Hassi Messaoud (Algérie), Revue de l'Institut Français du Pétrole, Edition Technip, v4, p 489- 534.
- ✂ **Mcbride, E.F., 1989**: Quartz cement in sandstones: a review: Earth Science Reviews, v. 26, p. 69-112.
- ✂ **Millot G., 1964** : Géologie des argiles. Masson et Cie éd., Paris, 499 p.
- ✂ **Millot.G, 1967** : Manuel de sédimentologie. Edition Technip. Paris.
- ✂ **Mount, J.F., 1982**. Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambrian), White-Inyo Mountains, eastern California. J. Sed. Petrology., v 52: pp941-959.
- ✂ **Nelson, R.A., 2001**: Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, second edition. Gulf professional publishing. p323 .
- ✂ **Pemberton, S.G., Maceachern, J.A. et Murray K., 1992**: Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance, Models facies, p139.

- 🗑️ **Rapport d'analyse des études d'interprétations sismiques du champ de Hassi Tarfa**, Division Petroleum Engineering & Développement/ Sonatrach. Alger.
- 🗑️ **Rapports De fin de sondages** : HTF1, HTFN1, HTF 2, HTFN2, HTF 3, HTF 4, HTFW , Division exploration /Sonatrach.
- 🗑️ **Rapport de Demande de permis d'exploitation du champ de Hassi Tarfa**, Division Petroleum Engineering & Développement (PED ) / Sonatrach. Alger
- 🗑️ **Reiss, L.H., 1980** : Réservoir engineering en milieu fissuré. Editions Technip, 133 pp.
- 🗑️ **Reineck, H.E. et Singh, I.B., 1980**. Depositional sedimentary environments. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 549 pp.
- 🗑️ **Saidi, A. M., 1987**: Reservoir Engineering of Fractured Reservoirs. Total Edition Press, Paris, 864 pp.
- 🗑️ **Seilacher A., 1964**: Sedimentological classification and nomenclature of traces fossils. *Journal of Sedimentology*. v. 3. pp. 253-256.
- 🗑️ **Seilacher A., 1967**: Bathymetry of trace fossiles. - *Marine Geol.*, V 5, pp. 413-428..
- 🗑️ **Seilacher, A., 2007** : Trace Fossil Analysis. *Springer*, 225 pp.
- 🗑️ **Sullivan, K.B., And McBride, E.F., 1991**: Diagenesis of sandstones at shale contacts and diagenetic heterogeneity, Frio Formation, Texas: A.A.P.G. Bulletin, v. 75, p. 121-138.
- 🗑️ **Sundserg A. 1963**: *Skolithos linearis* Haldeman From the Carrara Formation (Cambrien) of California., *J.Paleont*, v. 57.1, pp. 145-149.
- 🗑️ **Snedden, J.W., Nummedal, D. et Amos, A.F., 1988** : Storm and fairweather combined flow on the central Texas continental shelf. *J. Sed. Petr.*, v58, pp 580-595.
- 🗑️ **Swift, D.J.P., 1976**: Coastal sedimentation. In: D.J.S.a.D.J.P. Swift (Editor), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. *Wiley*, New York, pp. 255-310

- ✎ **Swift, D.J.P., Freeland, G.L. et Young, R.A., 1979.** Time and space distribution of megaripples and associated bedforms, Middle Atlantic Bight, North American Atlantic shelf. *Sedimentology*, v26, pp389-406.
- ✎ **Swift, D.J.P. et Field, M.E., 1981 :** Evolution of a classic sand ridge field : Maryland sector, North American inner shelf. *Sedimentology*, v28: pp461-482.
- ✎ **Swift, D.J.P., Figueiredo, A.G., Freeland, G.L., 1983 :** Hummocky crossstratification and megaripples: a geological double standard? *J. Sed. Petr.*, v 4 ,PP 1295-1317.
- ✎ **Swift, D.J.P., Han, G. et Vincent, C.E., 1986 :** Fluid process and sea floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America, Part 1: the storm current regime. In: R.J. Knight and J.R. McLean (Editors), Shelf sands and sandstones. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 11*, Calgary, pp. 99-119.
- ✎ **Scotese, C.R., Boucot, A.J., And Mckerrow, W.S., 1999:** Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology: *Journal of African Earth Sciences*, v. 28, p. 99-114.
- ✎ **Tournier F., 2010 :** Mécanismes et contrôle des phénomènes diagénétiques en milieu acide dans les grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa (Algérie), Thèse .Univ Paris Sud, France. P419.
- ✎ **Vatan, A., 1967:** Manuel de sédimentologie. Edition Technip, 401 p.
- ✎ **Walderhaug, O., And Bjørkum, P.A., 2003 :** The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Sto Formation, Southern Barents Sea , *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 146-156.
- ✎ **Walderhaug, O., Lander, R.H., Bjørkum, P.A., Oelkers, E.H., Bjørlykke, K., And Nadeau, P.H., 2000 :** Modeling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones: examples from the Norwegian continental shelf, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation in Sandstones: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, v. 29, p. 39-49.
- ✎ **Walker, R.G., 1979.** Shallow marine sands. In: R.G. Walker (Editor), *Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Series 1*, pp. 75-89.
- ✎ **Walker, R.G., Duke, W. ., 1983.** Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. *Geol. Soc. of America Bull.*, v 94: p 1245-1251.

- ☒ **Walker, R.G., 1984.** Shelf and shallow marine sands. In: R.G. Walker (Editor), *Facies models*, 2nd edition. Geoscience Canada, Reprint series 1, Toronto, pp. 141-170.
- ☒ **Walker, R.G., 1985.** Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. In: D.J.P.S.a.R.G.W. R.W. Tillman (Editor), *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs. Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course Notes*, pp. 243-302.
- ☒ **Worden, R.H., And Morad, S., 2000:** Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies, in: Worden , and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation in Sandstones: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, v. 29, p.120.
- ☒ **Worden, R.H., And Morad, S., 2003,** Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution, in: Worden ., and Morad, S. (eds), *Clay Mineral Cements in Sandstones: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, v.34, p. 3-41.
- ☒ **WEC, 1995:** Well evaluation conference: a compilation of studies carried out by Sonatrach staff and published in association with Schlumberger-France, Schlumberger, 354 p.
- ☒ **WEC, A., 2007:** well evaluation conference: a compilation of studies carried out by Sonatrach staff and published in association with Schlumberger-France, Schlumberger, 489 p.
- ☒ **Wec 2004:** Well evaluation conference: a compilation of studies carried out by Sonatrach staff and published in association with Schlumberger-France, Schlumberger, p93.