

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

**FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVEALABLES ET
DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers



MEMOIRE DE MASTER Académique

DOMANIE : Sciences De La Terre Et De L'univers

FILIERE : Géologie

SPECIALITE : Géologie des bassins sédimentaires

THEME

**Etude sédimentologie et pétrophysique au niveau du réservoir
Ordovicien dans le bassin de Oued Meya (champ Hassi Tarfa)**

Présenté par :

MAHDJOUBI OUALID RIAD

Devant le jury :26/06/2024

Président :Bansir Fateh

Univ. Ouargla

Promoteur : Sahraoui Salah

Univ. Ouargla

Examineur : Ferllah Lahcene

Univ. Ouargla

Année Universitaire : 2023/2024

Remerciements

Au terme de cette étude, je tiens à exprimer mes sincères remerciements à

toutes les personnes qui m'ont aidées à ce travail dans les bonnes

conditions, j'exprime toute ma gratitude à mon promoteur

mr sahraoui salah , pour ses conseils et la bienveillance avec laquelle il

m'a suivi durant tout mon travail, et je tiens à remercier vivement les

membres de mon jury, d'avoir accepter de juger le présent travail.

Je remercie également mes amis pour leur aide, et aussi toutes les

personnes qui ont apporté un effort pour l'élaboration de la mise en

forme du travail.

Qu'elles trouvent ici ma sincère reconnaissance et toute ma gratitude.

Mahdjoubi oualid Riad

Dédicace

Je dédie ce modeste travail à mes très chers parents Mes

frères

et cousines et tous les membres de ma famille. Mes ami(e)s

aux étudiants de mon groupe et à toutes les personnes que

j'admire et que je respecte.

Mahdjoubi oualid Riad

ملخص

تشكيلة العصر الأوردوفيشي في حاسي طرفة، بالجزائر، تعتبر خزانًا جيولوجيًا مهمًا بفضل إمكانياته لاستكشاف النفط والغاز. تركز هذه الدراسة على الجوانب الرسوبية والبتروفيسياية لتشكيلة العصر الأوردوفيشي في منطقة حاسي طرفة لفهم خصائص الخزان وتقييم إمكانياته من الهيدروكربونات. كشف التحليل الرسوبي لعينات اللب من تشكيلة العصر الأوردوفيشي عن وجود أنواع مختلفة من الصخور، بما في ذلك الحجر الرملي، والصخور الطينية، والحجر الجيري. تشير الهياكل الرسوبية وتوزيع حجم الحبيبات إلى وجود بيئات ترسيبية نهريّة وبحرية على حد سواء، مما يدل على عمليات رسوبية معقدة خلال فترة الأوردوفيشي.

تم تقييم الخصائص البتروفيسياية لتشكيلة العصر الأوردوفيشي من خلال تحليل اللب، وتسجيل الآبار، والقياسات المخبرية. تشمل هذه الخصائص المسامية، والنفاذية، وتشبع الماء، وجودة الصخور. تظهر النتائج خصائص بتروفيسياية متغيرة عبر التشكيلة، مع بعض الفواصل التي تظهر مسامية ونفاذية عالية، مما يشير إلى إمكانية خزان جيدة.

بشكل عام، تسلط هذه الدراسة الضوء على أهمية التحليلات الرسوبية والبتروفيسياية لفهم خصائص الخزان وإمكانات الهيدروكربونات في تشكيلة العصر الأوردوفيشي في حاسي طرفة، الجزائر. وتؤكد على ضرورة إجراء المزيد من الأبحاث والجهود الاستكشافية لتقييم وتطوير هذا الخزان الجيولوجي الواعد بشكل كامل.

الكلمات المفتاحية: كوارتزيت الحمراء، ليثوفاسيس، التحجر بالسيليكات، المسامية، النفاذية

Résumé

La formation de l'Ordovicien à Hassi Tarfa, en Algérie, est un réservoir géologique important avec un potentiel pour l'exploration pétrolière et gazière. Cette étude se concentre sur les aspects sédimentologiques et pétrophysiques de la formation de l'Ordovicien dans la région de Hassi Tarfa pour comprendre les caractéristiques du réservoir et évaluer son potentiel en hydrocarbures.

L'analyse sédimentologique des échantillons de carottes de la formation de l'Ordovicien a révélé la présence de différentes lithologies, notamment du grès, du mudstone et du calcaire. Les structures sédimentaires et la distribution de la granulométrie suggèrent à la fois des environnements de dépôt fluviaux et marins, indiquant des processus sédimentaires complexes pendant la période de l'Ordovicien.

Les propriétés pétrophysiques de la formation de l'Ordovicien ont été évaluées à travers l'analyse des carottes, la diagraphie des puits et les mesures en laboratoire. Ces propriétés comprennent la porosité, la perméabilité, la saturation en eau et la qualité de la roche. Les résultats montrent des caractéristiques pétrophysiques variables à travers la formation, avec certains intervalles présentant une porosité et une perméabilité élevées, indiquant un bon potentiel de réservoir.

Dans l'ensemble, cette étude met en lumière l'importance des analyses sédimentologiques et pétrophysiques pour comprendre les propriétés du réservoir et le potentiel en hydrocarbures de la formation de l'Ordovicien à Hassi Tarfa, en Algérie. Elle souligne la nécessité de davantage de recherches et d'efforts d'exploration pour évaluer et développer pleinement ce réservoir géologique prometteur.

Mots-clés: Quartzite de Hamra, lithofacies, silicification, porosité, perméabilité

Abstract

The Ordovician formation in Hassi Tarfa, Algeria is a significant geological reservoir with potential for oil and gas exploration. This study focuses on sedimentological and petrophysical aspects of the Ordovician formation in the Hassi Tarfa area to understand the reservoir characteristics and evaluate its hydrocarbon potential.

Sedimentological analysis of core samples from the Ordovician formation revealed the presence of various lithologies including sandstone, mudstone, and limestone. The sedimentary structures and grain size distribution suggest both fluvial and marine depositional environments, indicating complex sedimentary processes during the Ordovician period.

Petrophysical properties of the Ordovician formation were evaluated through core analysis, well logging, and laboratory measurements. These properties include porosity, permeability, water saturation, and rock quality. The results show varying petrophysical characteristics across the formation, with some intervals exhibiting high porosity and permeability, indicating good reservoir potential.

Overall, this study highlights the importance of sedimentological and petrophysical analyses in understanding the reservoir properties and hydrocarbon potential of the Ordovician formation in Hassi Tarfa, Algeria. It underscores the need for further research and exploration efforts to fully assess and develop this promising geological reservoir.

Keywords: Quartzite of Hamra, lithofacies, silicification, Porosity, Permeability.

Table des matières

<i>Remerciements</i>	2
<i>Dédicace</i>	3
Résumé	4
Liste des figures.....	9
Liste des tableaux	11
Introduction	1
<i>Chapitre I</i>	3
Cadre régionale du bassin de l'Oued M'ya	4
Situation géographique de l'Oued M'ya	4
Cadre géologique du bassin d'Oued Mya.....	4
Situation Géographique du Champ de Hassi Tarfa	6
Historique de l'exploration historique	7
Aspect Stratigraphique de Hassi Tarfa	7
Paléozoïque	8
Mésozoïque	8
Cénozoïque.....	8
Description Lithologique et Commentaire Stratigraphique	8
Paléozoïque	8
Ordovicien.....	10
Mésozoïque	12
Trias.....	12
Jurassique	12
Le Lias.....	13
Le Dogger.....	13
MALM	13
Crétacé.....	14
Cénozoïque.....	15
Paléogène	15
<i>Chapitre II</i>	16
<i>Les notions générales sur l'évaluation des paramètres pétro physiques</i>	16
Mesures pétrophysiques de routine	17
1 - Lavage des plugs	17
1-1- Lavage au Toluène.....	17
1-2- Lavage au Méthanol	17
1-3- Séchage	18

2- Distillation par la méthode de Dean Stark	18
3- Mode opératoire de l'appareil Dean Stark	18
4- Mesure de la saturation à méthode Dean Stark	19
Mesure de porosité et perméabilité.....	21
<i>Chapitre III</i>	29
<i>Étude du réservoir Quartzites de Hamra de HTF</i>	29
Introduction:	30
1- Détermination des paramètres pétrophysiques	31
1-1- La résistivité de l'eau de formation (Rw).....	31
1-2- Le coefficient lithologique (a) et le facteur de cimentation (m).....	31
1-3- Le volume d'argile $V_{sh_{cut-off}}$	31
1-4- Gamma Ray (GR)	31
1-5- Le choix de la porosité utile.....	32
1-6- Résistivité (Micro M2R1, Macro M2R9)	32
1-7- La perméabilité (K).....	32
2- Étude lithologique de réservoir.....	34
2-1- Détermination lithologique de réservoir	34
2-2- Détermination de la nature des argiles	37
3- Distribution régionale des paramètres pétrophysiques dans le champ de	38
3-1- Étude du réservoir	38
3-1-1- Les cartes isobathes	39
3-2- Carte en Isoporosité	40
3-3- Carte d'isoperméabilité.....	41
Conclusion.....	43
<i>Chapitre IV</i> :.....	44
<i>Sédimentologie</i>	44
Introduction	45
1- Corrélations dans l'Ordovicien	45
2- Notions de sédimentologie.....	46
2-1- Faciès	46
2-2- Environnement de dépôt	47
2-2-1- Littoral (zone bathymétrique).....	47
2-3- Critères d'identification du milieu de dépôts.....	49
3-1- Les structures sédimentaires	49
3- Les figures et structures sédimentaires observées	50
3-1- Les structures liées à l'action des courants.....	50
3-1-1- Les stratifications horizontales	51
3-1-2- Les stratifications obliques	51
3-1-3- Stratification en mamelons (HCS).....	52

3-1-4- Les rides	53
3-2- Les structures sédimentaires d'origine organique	55
3-2-1- Définitions et terminologies	55
3-2-2- Généralités sur les traces fossiles connues dans le Sahara	55
3-2-3- Les traces observées	56
4- Caractérisation des lithofaciès	61
4-1- Notion de faciès	61
4-2- Identification des lithofaciès	62
4-3- Processus et milieu de dépôt	64
4-4-1- Une association (F3, F4, F5, F6) proximale à prédominance de faciès gréseux, non ou faiblement bioturbés à litage en hummocky	65
4-4-2- Une association (F7, F8, F9, F10), distale, des faciès complètement bioturbés ou seul quelques traînées de grès en hummocky sont visibles.....	66
4-4-3- Courants de tempêtes.....	67
5- Etude pétrographique.....	70
5-2- Constituants pétrographique du puits N°3	70
5-2-1- Phase clastique.....	70
5-3- La phase liante	72
5-3-2- Le ciment argileux.....	73
5-3-3- Le ciment carbonaté	73
5-5- Constituants pétrographiques du pu its N°2.....	74
5-5-1- Phase clastique.....	74
5-6-2- Phase de liaison	75
5-8- Constituants pétrographiques du puits N°5	77
5-8-1- Phase clastique.....	77
5-8-2- Phase de liaison	77
5-9- Influence des paramètres texturaux sur les propriétés de réservoir	79
5-9-1- Le classement des grains	79
5-9-2- La taille des grains.....	79
5-9-3- Arrondi des grains	79
5-10- Identification et interprétation des phénomènes diagénétiques observés.....	80
Conclusion générale	86
Conclusion Générale.....	87
Bibliographie.....	89

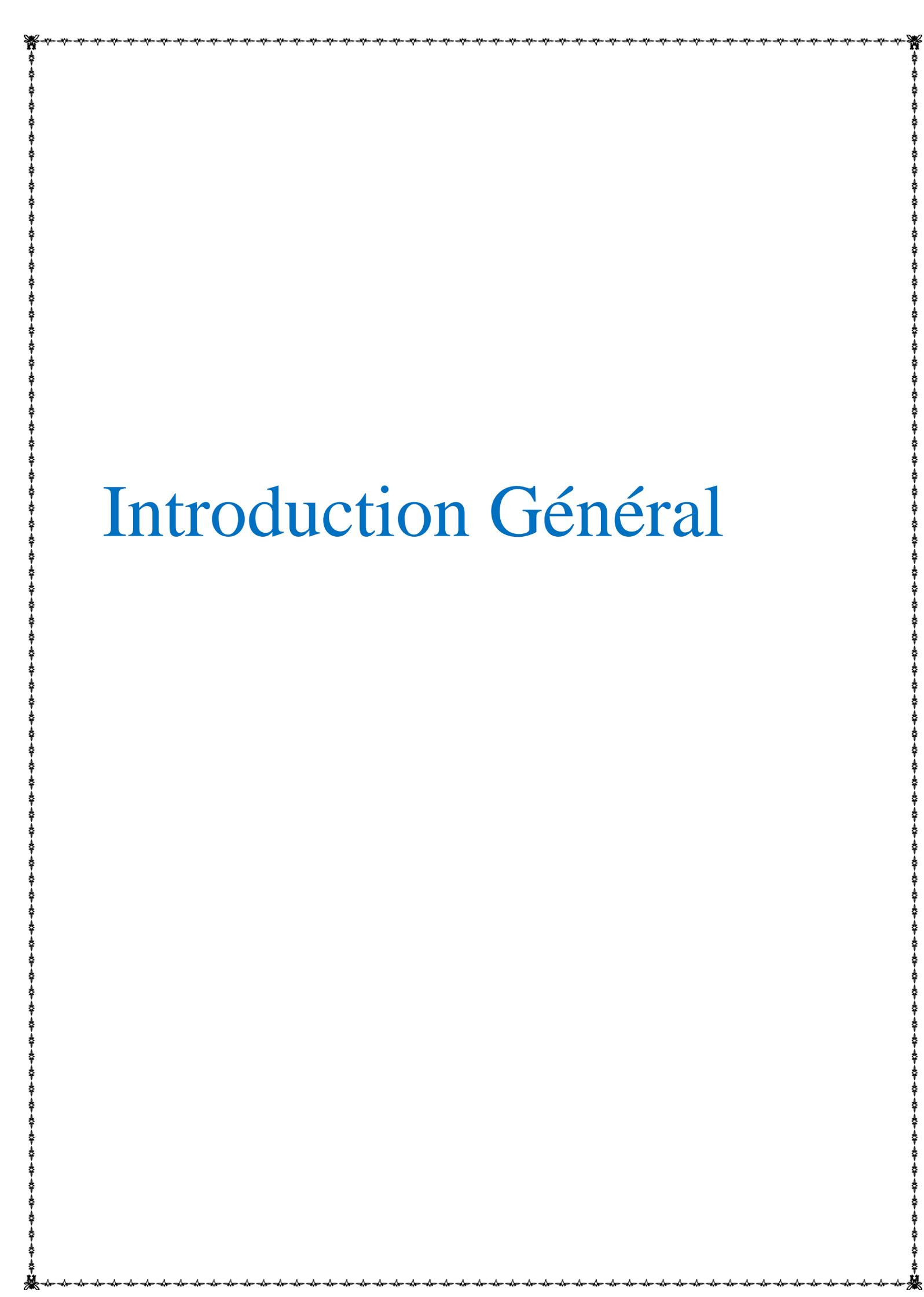
Liste des figures

Figure I. 1 : Situation géographique d'Oued Mya	4
Figure I. 2 : Situation géologique du bassin d'Oued Mya.	5
Figure I.3 : Colonne lithologique type de la région Hassi Tarfa	10
Figure II. 4 : Lavage au Méthanol	18
Figure II. 5 : Mesure de la saturation à méthode Dean Stark	20
Figure II. 6 : Palier de température au Retord	21
Figure II. 7 : Mesure du volume total (ULTRA-PORE 300)	22
Figure II. 8 : Mode opératoire de l'ultra pore-300	23
Figure II. 9 : Mesure la perméabilité par l'appareil ultra perm-500	24
Figure II. 10 : Mode opératoire de ultra perm-500	25
Figure II. 11 : CMS-300	27
Figure II. 12 : CMS	28
Figure III. 13 : cross plot Porosité neutron Vs Porosité densité (HTF-5)	35
Figure III. 14 : Cross plot porosité neutron Vs sonique (HTFN1)	35
Figure III. 15 : Cross plot Dt apparente Vs densité de la matrice apparente(HTFN1)	36
Figure III. 16 : Cross plot MN du puits HTF5.	36
Figure III. 17 : Cross plot MN du puits HTFN-1.	37
Figure III. 18 : Minéralogie d'argile au niveau du puits HTF3	38
Figure III.19: Carte en isobathes 2D des Quartzites Hamra	39
Figure III. 20 : Carte en isobathes 3D des Quartzites Hamra	40
Figure III. 21 : Carte d'Isoporosité du champ Hassi Terfa	41
Figure III. 22 : Carte d'Isoperméabilité du champ Hassi Terfa	42
Figure IV. 23 : Découpage séquentiel (D'après Beicip 2007).	47
Figure IV. 24 : Zone bathymétrique du littoral et de la plate-forme continentale. HMM=hautes mers moyennes ; BMM=basses mers moyennes (Chamely, 1990).	49
Figure IV. 25 : Notions utilisées dans la classification de Hamon (2001).	51
Figure IV. 26 : Figure montrant une Carotte avec des Stratification horizontale.	51
Figure IV. 27 : Carotte avec stratification oblique.	52
Figure IV. 28 : Figure montrant une Carotte avec stratifications en mamelons.	53
Figure IV. 29 : Formation d'une ride (Bekkouche, 1992).	54
Figure IV. 30 : Carottes avec des rides.	54
Figure IV. 31 : figure montrant des Carottes avec des Galets d'argile.	55
Figure IV. 32 : Distribution des différents ichnofaciès (D'après Pimberton)	57
Figure IV. 33 : L'ichnofaciès Skolithos (Tigillites).	58
Figure IV. 34 : Carotte avec trace d'Ichnoespèce Diplocraterion (d'aprèsPemberton 1992).	59

Figure IV. 35: Carotte avec trace d'Ichnoespèce Ophimorpha (d'après Pemberton 1992).	59
Figure IV. 36: Carotte avec trace d'Ichnoespèce Skolithos	60
Figure IV. 37 : Caractéristique de la sédimentation en fonction du degré de bioturbation (D'après Howard, 1978).	61
Figure IV. 38 : Modèle de Shoreface et leurs divers sous-environnements (modifié par MacEachern et al. 1999).	67
Figure IV. 39 : Courants de tempête (Swift et al., 1986).	68
Figure IV. 40 : 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).	71
Figure IV. 41 : Grès moyen, sub arrondis, bien classé à ciment siliceux (Côte 3398 m).	71
Figure IV. 42 : Grès fin à moyen, sub anguleux mal classé, à ciment argileux (Côte 3404 m).	72
Figure IV. 43 : Grès fin , sub anguleux, bien classé à ciment siliceux (Côte 3388 m).GL : glauconie	72
Figure IV. 44 : Grés quartzitique moyen, sub arrondie à ciment siliceux (Côte 3391 m).	73
Figure IV. 45 : Grès moyen sub anguleux, à ciment siliceux avec un réseau de porosité secondaire (PS) (Côte 3410.50 m).	74
Figure IV. 46 : Grès moyen arrondi a sub arrondie, bien classé à ciment argileux (Côte 3332m). Tr : Tourmaline	75
Figure IV. 47 : Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux (Côte 3324m).	76
Figure IV. 48 : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux avec une porosité fissurale (Côte3339 m).	76
Figure IV. 49 : Grès fin a moyen, arrondie à ciment argileux. (Côte 3406.50m).	78
Figure IV. 50: Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment carbonaté (Côte 3333m).	78
Figure IV. 51 : Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux. (Côte 3425m).	79
Figure IV. 52 : Grès moyen sub arrondie, bien classé à ciment argileux, contact suturé. (Côte 3395.m, puits n°3).	81
Figure IV. 53 : moyen à ciment siliceux, (Côte 3328 m puits N°2) .silice de nourrissage et silce de compaction.	82
Figure IV. 54 : Grès fin à moyen, mal classé, sub anguleux à sub arrondie à ciment siliceux (Côte 3392m, puits n° 3).	83
Figure IV. 55 : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux (Côte 3410 m puits n°5). Stylolithe (Sty).	85
Figure IV. 56 : Grès fin à moyen, à ciment siliceux avec une porosité secondaire(PS) (Côte 3313.m, puits n°3)	85

Liste des tableaux

Tableau 1 : Les résultats d'interprétation à la fois des différentes diagraphies et des données de carotte	33
Tableau 2 : Les résultats d'interprétation des paramètres pétrophysiques	33
Tableau 3 : Productivité des différents puits du champ de Hassi Terfa	42
Tableau 4 : Modèle de dépôt des Quartzites Hamra.	69



Introduction Général

Introduction

L'Ordovicien est une période géologique qui s'étend de -485 à -443 millions d'années, marquée par des événements tels que la première grande extinction de masse de la biodiversité marine. Dans la région de Hassi Tarfa en Algérie, l'étude sédimentologique et pétrophysique de cette période revêt un intérêt particulier en raison de la richesse des dépôts sédimentaires et de leur potentiel en hydrocarbures.

La problématique qui se pose est de comprendre la nature et l'origine des dépôts sédimentaires de l'Ordovicien à Hassi Tarfa, ainsi que l'évaluation de leur potentiel en hydrocarbures. Pour cela, il est nécessaire de caractériser les faciès sédimentaires, d'analyser la composition minéralogique des roches et d'étudier leurs propriétés pétrophysiques afin d'évaluer leur perméabilité et leur capacité de stockage d'hydrocarbures.

La méthodologie de cette étude consistera en des campagnes de terrain pour la collecte d'échantillons, des analyses de laboratoire pour la caractérisation des roches, et des études géophysiques pour la modélisation des propriétés pétrophysiques des formations. L'ensemble de ces données permettra de mieux comprendre la géologie de l'Ordovicien à Hassi Tarfa et d'évaluer son potentiel en hydrocarbures. Ce réservoir, connu sous le nom de quartzites de Hamra présente un grand intérêt pétrolier de par les quantités en hydrocarbures extraites et existantes au sein de cette formation ordovicienne.

Ces quartzites, caractérisés par une faible porosité est une formation compacte, leur productivité est assez importante au niveau de certains puits alors que les mêmes niveaux dans d'autres puits s'avèrent non productifs.

Le but de notre travail est de comprendre justement la raison d'une telle différence de productivité au niveau d'un même réservoir et en particulier d'expliquer la non productivité des puits HTF5, HTF3 et HTFW. Ces puits se situent dans le champ de Hassi Terfa.

Pour répondre à cette question nous allons dans une première étape chercher à déterminer les paramètres pétrophysiques à l'aide des diagraphies classiques dont nous disposons pour ces puits et une étude sédimentologique détaillé pour comprendre l'histoire et le paléoenvironnement dans la zone étudié pour crée un modèle facilite la compréhension des l'agencement de ces faciès.

Ces résultats seront ensuite comparés à ceux provenant d'autres puits notamment productifs.

Cela se fera à l'aide de l'établissement de cartes d'isovaleurs pour avoir une idée sur la distribution des paramètres à l'échelle régionale et une étude pétrographique et

Introduction

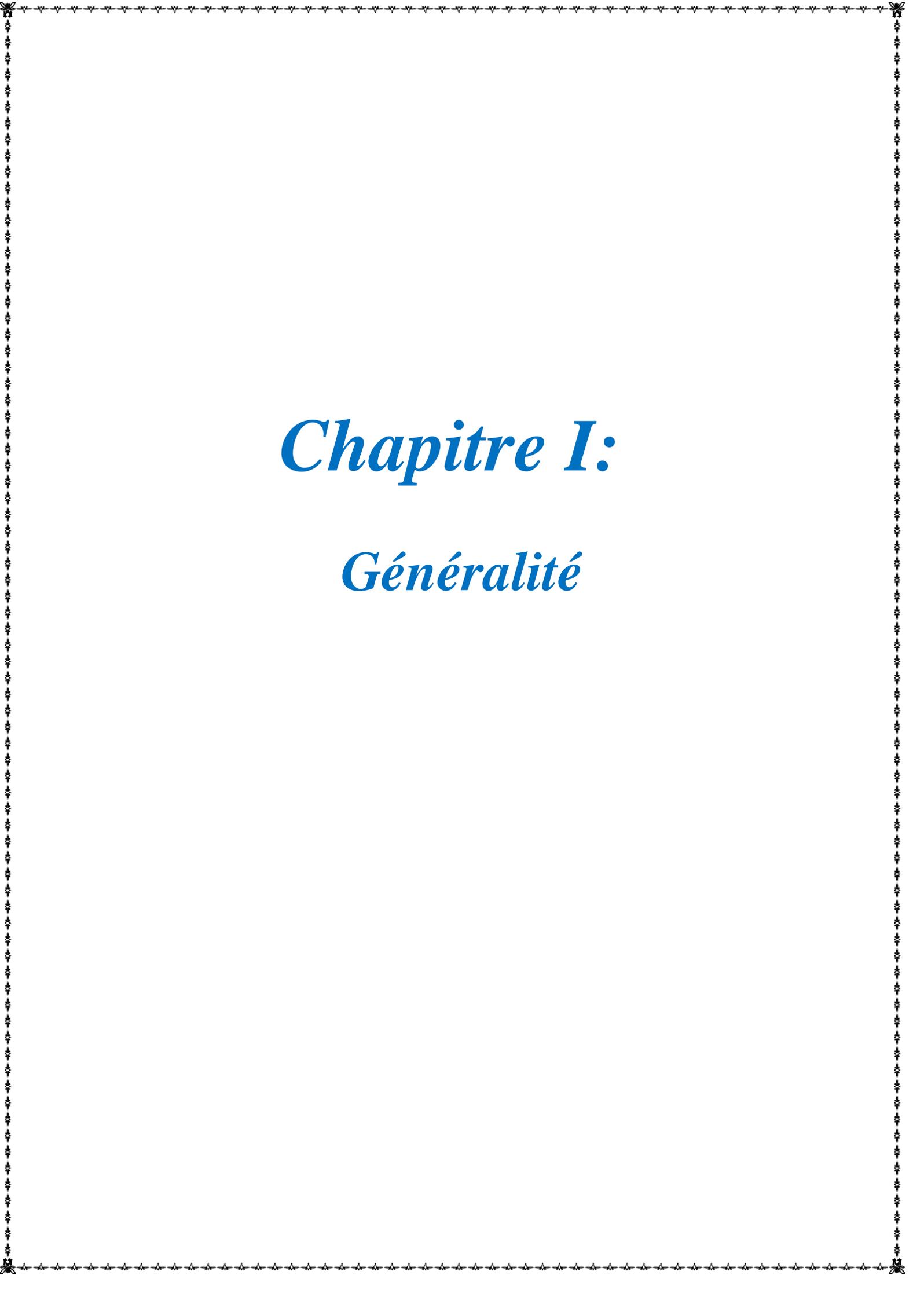
diagénitique des lithofacies observées.

Dans ce document nous présentons l'essentiel de notre travail. Nous commencerons dans le **Chapitre I** par une présentation générale de la géologie de la région Hassi-Terfa.

Le **Chapitre II** sera consacré à rappeler les notions générales sur l'évaluation des paramètres pétrophysiques ainsi que sur les principales diagraphies utilisées dans notre travail.

L'évaluation des paramètres pétrophysiques pour les puits étudiés et les résultats de l'étude sédimentologiques seront eux présentées respectivement dans les **Chapitres III et IV**.

Enfin ce document se termine par une conclusion générale.



Chapitre I:

Généralité

Cadre régional du bassin de l'Oued M'ya

Situation géographique de l'Oued M'ya

L'Oued M'ya est un estuaire de la plate-dimension saharienne, veilleur à la cellule communautaire de la ethnie triasique, recouvrant une surface de 400 000 km², Les limites géographiques se présentent pendant lequel les meilleurs repères (Figure 01). Les parallèles 31°15' et 33°00' limitent respectivement sextuor au sud et au nord, et les méridiens 6°15' et 3°30' limitent coaxial les blocs : 438-425- 422-437-436-3178-420-419-418-417 et 416, personnel au région IV de la Sonatrach. Le estuaire est juste par le optimum structurel Djemaa-Touggourt au nord, le estuaire du Mouydir au sud, le optimum structurel d'Amguid-Messaoud claveau d'Allal { l'ouest (Figure I. 1).

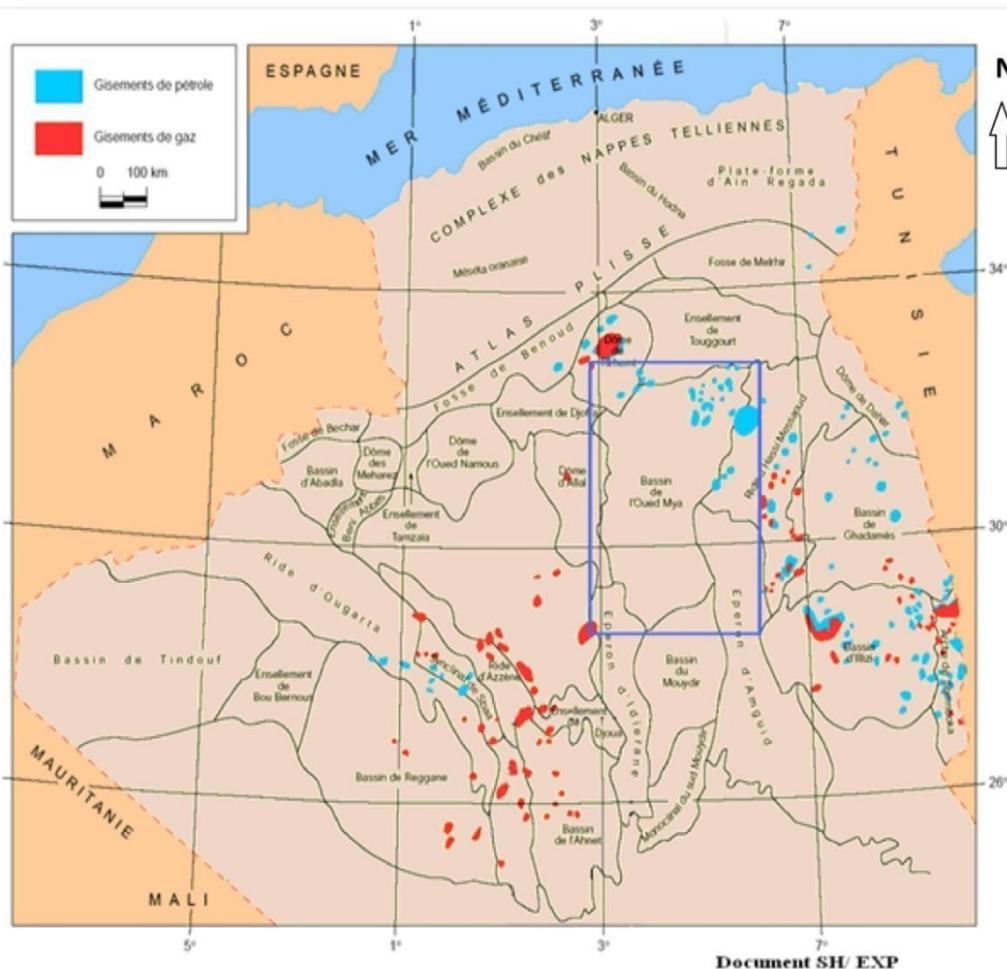


Figure I. 1 : Situation géographique d'Oued Mya
(SONATRACH/ EXPLOTATION, 1995).

Cadre géologique du bassin d'Oued Mya

La région de l'Oued M'ya ne constitue qu'un sous bassin intracratonique. Sa bordure Nord

s'annonce progressivement vers la flexure saharienne où l'existence d'un fossé très subsident au mésozoïque donnera naissance à la chaîne péricratonique de l'atlas saharien (Figure I. 2).

L'évolution de la région de l'Oued Mya depuis le Cambrien comporte deux étapes majeures :

1. La sédimentation du paléozoïque, pratiquement restreinte au paléozoïque inférieur et sa structuration pré-hercynienne ;
2. La création d'un bassin au trias et son évolution au cours du mésozoïque et du tertiaire.

Ces deux étapes principales de l'histoire régionale conduisent à considérer deux mégacycles sédimentaires, paléozoïque et mésozoïque, classiquement séparés par la discordance hercynienne, avec la pérennité pendant tout le paléozoïque des zones hautes structurant la région.

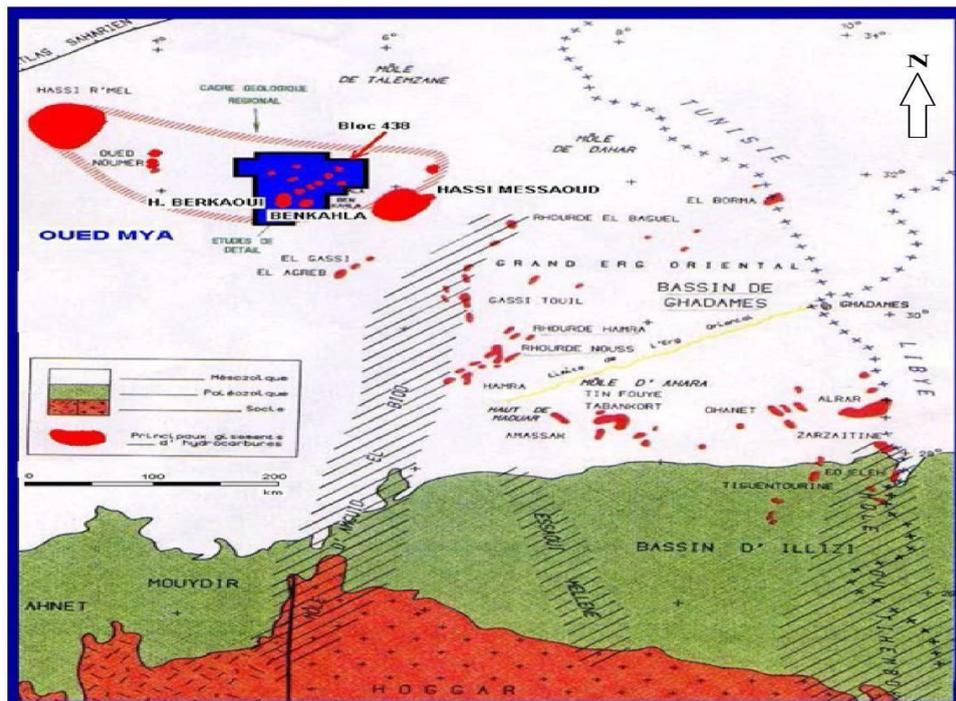


Figure I. 2 : Situation géologique du bassin d'Oued Mya.

(SONATRAH/ PRODUCTION)

Historique de l'exploration historique

Le bassin d'Oued Mya est l'une des régions les plus productives d'Algérie avec les gisements de Haoud Berkaoui, Berkaoui – Benkahla, Guellala, Kef El Agroub, Drâa Et Tamra, et Boukhezane. Hassi TARFA c'est une structure récemment découverte. Elle est en phase d'exploitation avec quelques puits de production. Le premier puits (HTF-1) a été foré en septembre 1999, situé entre les gisements de Hassi Messaoud, El Agreb Zotti et, El Gassi qui sont productifs d'huile dans le Cambrien. L'objectif primaire de ce puits était l'évaluation du Cambrien (Ri et Ra). Les Quartzites de Hamra constituaient un objectif secondaire. Le forage des réservoirs Ri et Ra se sont avérés aquifères, par contre les Quartzites de Hamra se sont avérés à huile.

Aspect Stratigraphique de Hassi Tarfa

La série stratigraphique de la région de Hassi Tarfa est essentiellement composée des dépôts Mésozoïques avec 3118 m d'épaisseur, reposant en discordance sur le Paléozoïque qui a 407 m d'épaisseur. Enfin, un faible épandage détritique d'âge tertiaire de 300 m repose en discontinuité sur le Mésozoïque (Fig. I.3).

Paléozoïque

La tranche détritique reconnue par les sondages est constituée par les formations cambro-ordoviciennes.

Elles sont prédominées par de grands épandages régionaux de roches détritiques grossières ayant progradé 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 grandes périodes de transgression-régression marine à partir du nord.

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

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 installation d'un régime fluvial. A la suite de cette période de dépôts détritiques une autre période de dépôts évaporitiques de Trias terminal est relayée au Lias .

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.

Description Lithologique et Commentaire Stratigraphique

La description lithologique a été faite à l'aide des fiches techniques de différents puits dans le champ de Hassi Tarfa.

Paléozoïque**Cambrien**

Le cambrien est représenté par les trois niveaux Ra, Ri, R2, R3 et zone d'alternance.

Cambrien Ri

Il est formé de grès blanc, fin à moyen, silico-quartzitique à quartzitique, compact, pyriteux, avec de fines passées d'argile grise à gris-noir, indurée, silteuse, micacée. Abondance de tigillites et de fissures fermées, horizontales à subhorizontales.

Son faciès hétérogène à stratification horizontale et rarement entrecroisé nettement visible sur les carottes ; cette succession d'origine continentale est caractéristique des séquences fluviales ; le gradient d'épaississement étant constant. La mesure au puits (HTF-1) montre une valeur de 49m.

Cambrien Ra

Ce sont des grès blancs, moyens à grossiers, parfois très grossiers, silico-quartzitiques à quartzitiques, compacts, durs, localement pyriteux, avec rares passées d'argile grise à gris noir, silteuse, micacée et indurée.

Son faciès est homogène à stratification subhorizontale appartenant à un milieu marin côtier peu profond.

Cambrien R2

Grès moyens à grossiers micacées, mal classés, micro conglomératique quartzitique à ciment argileux assez abondant et admettant des intercalations de silt.

Cambrien R3

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 silteuse.

Ere	Système	Série	Étage	Ép.(m)	Stratigraphie	Lithologie	
CENOZOÏQUE	NÉOGÈNE	Mio-Plio		178		Sable, Grès et Argile	
	PALEOGÈNE	Eocene		123		Calcaire crayeux	
MESOZOÏQUE	CRÉTACÉ	SENONIEN	Carbonaté	180		Calcaire et Dolomie	
			Anhydritique	217		Anhydrites, calcaire blanc et Dolomie	
			Sulfifère	134		Sel massif incolore à blanc	
		Turonien	116		Calcaire crayeux		
		Cénomanién	179		Anhydrite, Dolomie, parfois Argile Grise		
		Albien	300		Grès Fin à Moyen et Intercalation d'Argile Brun Rouge et de Sable Grossier à la base		
		Aptien	27		Dolomie et Marne		
		Barremien	260		Grès, Argile silto-sableuse, et Dolomie		
		Néocomien	208		Argile carbonatée avec passées de Grès		
	JURASSIQUE	MALM (Late Jurassic)			229		Argile Silteuse à intercalation de Dolomie de Calcaire et Marne
		DOGGER	Argileux	77		Argile indurée, Dolomie, Grès et Anhydrite	
			Lagunaire	244		Anhydrite et Dolomie, passées d'Argile Silteuse	
		LIAS	LD-1	38		Anhydrite et Argile	
			LS-1	226		Sel et Argile	
			LD-2	55		Anhydrite et Argile	
			LS-2	59		Sel et Argile	
	H.B: horizon B		28		Argile et Dolomie		
	TRIAS	TS1	12		Anhydrite Intercalé d'Argile Dolomitique		
TS2		159		Sel rose Massif, avec passées d'Argile Indurée et Anhydrite			
TS3		195		Sel rose Massif à la base, avec passées d'Argile			
Argileux		96		Argile silteuse (Brun Rouge) parfois Sulfifère			
Roches éruptives		68		Roches éruptives			
DISCORDANCE HERCYNIEUNE							
PALEOZOÏQUE	ORDOVICIEN	Grès de Ouargla	50		Argile silteuse avec des passées de Grès		
		Quartzites de Hamra	126		Grès Quartzites à Quartzite		
		Grès d'El Atchane	25		Grès (glauconieux) Gris Clair + Argile		
		Argile d'El Gassi	100		Argile Gris sombre		
	ZA: zone d'alternances		29		Argile et Grès		
	CAMBRIEN	Camb "R1"	49		Grès gris beige fin à moyen, Tigite		
		Camb "Ra"	120		Grès blanc beige (moyen à grossier)		
		Camb "R2"	100		Grès micro-conglomératique		
Camb "R3"		270		Grès grossier, conglomératique			
INFRA-CAMBRIEN		45		Grès Argileux rouge			
SOCLE				Granite porphyroïde rose			

Figure I. 3 : Colonne lithologique type de la région Hassi Tarfa

(Dép.EXP/SONATRACH modifié)

Ordovicien

Il est décapé par la phase hercynienne jusqu'au niveau de grès d'Ouargla; l'Ordovicien est représenté par les quatre termes.

Zone des alternances

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

Cette formation isopaque présente des stratifications obliques parfois horizontales et des niveaux à nombreuse de tigillites, elle est caractéristique d'un milieu marin à influence continentale, cette zone ne présente pas des changements latéraux de faciès dans la région. Son épaisseur est variable, de 29 m (HTF-1), et 13 m (HTF-2 et HTF-3).

Argiles d'El Gassi

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

C'est ensemble homogène, la puissance argilo-silteuse montre que la sédimentation s'est faite dans un milieu marin transgressif.

Grés d'El Atchane

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 intercalation d'argile gris foncé, indurée, silteuse et légèrement micacée.

Ils présentent des stratifications obliques à subhorizontales et de nombreux galets d'argile traduisant un milieu marin côtier.

Quartzites d'El Hamra

Les Quartzites de Hamra sont constituées de grés gris blanc à blanc, localement gris noir, fin à moyen parfois grossier, silico-quartzitique compact, dur, passant par endroit à des quartzites, localement bitumineux, glauconieux, avec passée d'argile gris foncé, indurée, silteuse, micacée; abondance de Tigillites et fissures remplies de pyrite; présence de fractures remplies de roches détritiques. Passée d'argile, brun foncé et gris noir, parfois gris vert, indurée, silteuse, micacée, inclusion de galets d'argile gris vert.

Ils sont remarquables en surface par leur morphologie massive et des structures sédimentaires mal conservées. La fissuration intense est le caractère typique de cette couche dont l'origine est un environnement côtier avec rares fluctuation marines, les Quartzites de Hamra ne présentent pas de variations de faciès dans la région. L'épaisseur est relativement constante autour de 126 m; on a noté une épaisseur de 116 m (HTF-1), de 104 m (HTF-2), et de 126 m

(HTF-3).

Grés d'Ouargla

Ils sont composés de grés blanc à blanc beige très fin à fin, parfois fin à moyen, silico-quartzitique, moucheté de pyrite, compact, dur; passée d'argile gris à noire, silteuse, indurée. Niveau de roche éruptive brunâtre et gris –sombre à la base.

Mésozoïque

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

Trias

Il est peu développé dans la région ou décapé par la phase hercynienne, il est représenté uniquement par les roches éruptives et la Série Inférieure. Son environnement est un milieu fluvial à méandre. L'épaisseur est beaucoup plus importante vers HTF-2 situé à l'ouest (68m).

De bas en haut on distingue :

Trias « Roches éruptives »

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

Trias « Argileux »

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

TS3

Il est constitué de bancs de sel rose massif à la base, présentant des intercalations d'argile.

TS2

Il est constitué de bancs de sel rose massif avec des passées d'argile indurée et des intercalations d'anhydrites.

TS1

Il est constitué bancs d'anhydrites intercalées d'argile légèrement silteuse et dolomitique.

Jurassique

L'individualisation d'un milieu évaporitique initié au cours du Lias argileux comme en témoignent les niveaux de sel dans le terme inférieur se poursuit pendant le Jurassique. Une

grande subsidence durant le Lias montre d'épaisses séries salifères qu'accompagnent des ouvertures sporadiques sur la mer. L'épaisseur du Jurassique à un gradient sensiblement du Sudvers le Nord; HTF-2(1333 m), HTF-1(1361 m), HTF-3(1372 m).

On distingue de bas en haut :

Le Lias

Lias « Horizon B »

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

Lias Salifère LS2

La formation est un sel blanc massif à intercalation d'argile brun rouges plastiques.

Lias Dolomitique LD2

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

Lias Salifère LS1

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 LD2

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

Le Dogger

Dogger lagunaire

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

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..

MALM

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.

Crétacé

Il est représenté par :

Néocomien

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.

Barrémien

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

Aptien

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

Albien

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, et de traces de pyrite.

Cénomanién

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.

Turonien

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

Sénonien

Sénonien salifère

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

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 grise sombre, indurée, dolomitique.

Sénonien carbonaté

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.

Cénozoïque

Il est représenté par l'Eocène et le Mio-Pliocène :

Paléogène**Eocène**

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

Néogène**Mio-Pliocène**

C'est un sable blanc, parfois jaunâtre; translucide, moyen à grossier, subarondi à subanguleux avec passée de dolomie beige. Niveaux de calcaire, blanc gréseux, moyennement dur et de gypse blanc, fibreux, translucide

Chapitre II:
Les notions générales
sur l'évaluation
des paramètres
péetro physiques

Mesures pétrophysiques de routine :

1 - Lavage des plugs :

Les plugs sont lavés avec des solvants organiques afin de dégager les pores de la matière organique, les impuretés et des sels pour pouvoir mesurer les propriétés pétrophysiques naturelles de la roche.

1-1- Lavage au Toluène :

Il permet l'extraction des hydrocarbures et les impuretés contenues dans les pores par :

- Le remplissage du ballon par du toluène
- Disposition des plugs dans le port échantillon
- Assemblage des éléments du soxhlet.
- Mise en marche du chauffe-ballon.
- Circulation de l'eau industrielle dans le refroidisseur.
- Le temps de lavage dépend de la saleté des plugs, souvent elle dure quatre jours.

Quand les plugs sont imbibés d'hydrocarbures lourds ou matière organiques, le toluène est remplacé par le chloroforme pour mieux laver la roche.

1-2- Lavage au Méthanol :

Le Méthanol sert à lessiver les sels contenus dans les pores de la même manière; quant au temps de lavage, l'observation de la limpidité du solvant avec l'ajout de deux gouttes de nitrate d'argent est un indice suffisant pour arrêter le lavage.

Au cours de la manipulation des solvants organiques l'agent doit porter un masque anti solvant.

Les soxhlets doivent être placés dans des hottes où l'extraction est en marche en permanence.



Figure II. 4 : Lavage au Méthanol

1-3- Séchage :

Les échantillons sont placés dans une étuve pour le séchage à une température de 110° C jusqu'à la stabilisation du poids.

Ensuite ils sont gardés dans un dessiccateur pour leur éviter l'absorption de l'humidité.

2- Distillation par la méthode de Dean Stark :

Cette méthode consiste à déterminer la quantité des fluides (huile, eau et gaz), contenu dans les pores, qui nous amène à mesurer la saturation de la roche par ces fluides (Ferd. M 2002) .

Composants de l'appareil Dean Stark :

- Porte échantillon.
- Eprouvette graduée recueillant de l'eau
- Ballon à toluène
- Condenseur
- Batterie (résistance pour l'ébullition du toluène)

3- Mode opératoire de l'appareil Dean Stark :

On utilise, à l'état brut, les plugs de diamètre 1.5" que l'on pèse.

L'échantillon est placé dans le porte échantillon qui est chauffée au toluène dont la vapeur

chaude (110°) permet à l'eau et l'huile de s'échapper, à leur tour, sous forme de vapeur.

Toutes ces vapeurs sont refroidies dans un réfrigérant et se condensent dans un tube. Par gravité, le volume d'eau et une partie du toluène sont récupérés dans un tube la partie restante du toluène ainsi que l'huile (plus légère) repassent dans le circuit de distillation. Cette opération dure jusqu'à ce que le volume d'eau récupéré ne change plus.

- La Pesée de l'échantillon frais = P1
- Placement L'échantillon dans le porte échantillon.
- Ajout des accessoires d'opération d'extraction.
- Mise en marche de l'appareil et l'eau de refroidissement.
- S'assurer du bon déroulement de l'opération d'ébullition du solvant.
- En général, l'opération dure 03 jours (heure de bureau).

4- Mesure de la saturation à méthode Dean Stark :

Avant de placer l'échantillon dans l'appareil de distillation, on pèse l'échantillon frais (P1)

Une fois l'opération est terminée, le volume d'eau récupéré est répertorié (X), les échantillons vont être pesés pour une deuxième fois (P2).

Ensuite ils seront lavés au méthanol pour l'extraction des sels, puis séchés dans une étuve à température de 110° C et enfin, on les pèse pour la troisième fois (P3).

(P1)-(P2)= Poids de l'eau et de l'huile (P4)

(P2)-(P3) = Poids du sel.

x)= Volume d'eau distillée récupérée.

L'eau recueillie dans les éprouvettes est une eau distillée de densité = 1

Pour obtenir le volume réel d'eau, il faut multiplier le volume d'eau récupérée par le coefficient de correction.

$V_w * k = V \text{ réel d'eau de gisement}$

$V_w = \text{Volume d'eau récupérée (eau distillée)}$

$k = \text{Coefficient de correction (ou coefficient de salinité)}$

Quand au volume d'huile, il suffit de trouver le poids de l'eau distillée qui est :

Volume d'eau distillée (X) * Densité de l'eau distillée qui est égale à 1 = P5

Le poids de l'hydrocarbure est égale à $P4 - P5 = P6$

Le volume du huile est égale à :

$P6/0,81 = X_p \text{ (Volume du huile)}$

D'où:

0,81 est la densité moyenne d'huile.

Ensuite les échantillons subiront une analyse conventionnelle pour en déduire le volume des pores qui est égale à:

Volume totale – Volume solide = Volume des pores (V_p)

Calcul de la saturation en eau :

$(V_B/V_p) * 100 = SW\%$ (Saturation en Eau en pourcentage)

Calcul de la saturation en huile:

$(X_p/V_p) * 100 = Sh\%$ Saturation en Huile en pourcentage)

Calcul de la saturation en gaz:

$SW\% + Sh\% + SG\% = 100\%$

Donc:

$SGAZ(\%) = 100\% (SEAU + SHUILE)$ Saturation en gaz en pourcentage)



Figure II. 5 : Mesure de la saturation à méthode Dean Stark

- **Palier de température au Retard :**

- Pour commencer, on pèse 125g d'échantillon broyé extrait du cœur de la carotte ou sur un morceau préservé dans de la paraffine puis on le met dans le capaciteur qui sera placé dans un retard en fonction de l'augmentation de la température.
- Lorsque la température atteint 600 à 800°F on note l'eau.
- Lorsque la température atteint 800 à 1200°F on note l'huile.
- A 1200°F, on note la valeur d'eau finale plus la valeur finale d'huile.

Chapitre II Les notions générales sur l'évaluation des paramètres pétro physiques

- Le volume de gaz contenu dans l'échantillon est déterminé par injection du mercure à l'intérieur de l'échantillon d'environ 30 g et à une pression de 750 PSI.
- Volume total de la roche à pression atmosphérique (V_T) -Volume totale de la roche sous la pression de 750 PSI (V_T à 750 psi) = Volume du gaz (à 750 PSI)

$$V_G = (V_{g750psi} / V_{t30g}) \times 100$$

V_W = Volume initial d'eau
 V_O = Volume d'huile corrigé

Calcul de saturation :

$$S_W \% = (V_W / \emptyset \%) * 100$$
$$S_O \% = (V_O / \emptyset \%) * 100$$
$$S_G \% = (V_G / \emptyset \%) * 100$$



Figure II. 6: Palier de température au Retord

A chaque fin de travail le technicien doit laver ses mains abondamment avec de l'eau savonneuse.

Mesure de porosité et perméabilité :

a- Porosité :

Par définition c'est la capacité de la roche d'emmagasiner les fluides.

La porosité correspond au volume total occupé par les vides de la roche (V_p) divisé par le volume total de la roche (V_t), elle s'exprime en pourcentage

$$\Phi = V_p/V_t \cdot 100 = (V_t - V_s)/V_t \cdot 100$$

- ✚ Φ : porosité [%].
- ✚ V_t : volume total (ou apparent) de l'échantillon [m^3].
- ✚ V_p : volume des vides (ou volume des pores) entre les grains solides [m^3].
- ✚ V_s : volume réel des grains [m^3].

Le volume solide est déterminé à l'aide d'un **ultra-porosimètre** à Hélium de type Core laboratories lié au logiciel **Winpore**.

Mesure du volume total :

Le volume total (V_t) est déterminé grâce à une **pompe volumétrique à mercure** par le principe d'**Archimède**.

L'extraction doit être mise en marche avant, pendant et après chaque manipulation.

L'appareil doit être calibré avant chaque série de mesure.

Il consiste en la calibration du zéro.

ULTRA-PORE 300 :



Figure II. 7 : Mesure du volume total (ULTRA-PORE 300)

L'Ultra-Porosimètre-300 est un équipement de type pycnomètre qui permet:

- Mesure du grain & pore volume des échantillons 1" et 1.5"
- Mesure du grain densité
- calcul de porosité

Mode opératoire de l'ultra pore-300 :

Le principe de fonctionnement est basé sur la loi de Boyle-Mariotte:

$$P1V1/T1=P2V2/T2$$

P1 : Pression Initiale ; P2 : Pression à l'expansion ; V1 : Volume Initiale

V2 : Volume à l'expansion ; T1 : Température Initiale ; T2 : Température à l'expansion

Le gaz d'expansion utilisé est l'hélium.

L'appareil est fabriqué de façon à effectuer des mesures sur des plugs de 1'' et 1,5''.

Le mode opératoire consiste en la calibration de l'appareil puis la vérification du volume solide d'un des cheks plugs.

Après l'étape de la calibration de l'équipement qui prendra quelques petites étapes, on entame les mesures sur échantillons.

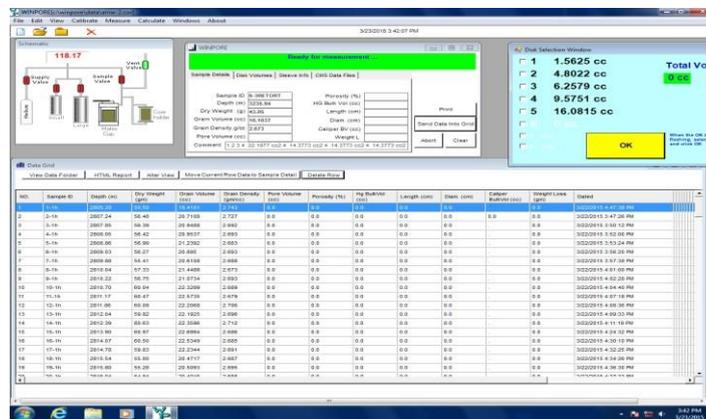


Figure II. 8 : Mode opératoire de l'ultra pore-300

Apport au domaine pétrolier :

- Caractérisation du réservoir.
- Evaluation des réserves.
- **Ultra-Permeamètre 500 :**

Nature de l'équipement : Permeamètre

Opportunité de l'équipement :

Il est récent, il est conçu pour mesurer la perméabilité (0.001md-30 d) sous une pression de confinement de 400-10000 PSI avec une pression initial de 0.29 jusqu'à 50 Psi.

Winperm est le logiciel de pilotage de l'appareil et de la mesure.

Il se compose de:

- Unité Ultraperm-500
- Station de pilotage (unité et Ecran)
- Core Holder 1'' et 1.5''
- Disk de calibration 1'' et 1.5''
- Kit Pipet pour ultralow flow rate

Mesure la perméabilité par l'appareil ultra perm-500



Figure II. 9 : Mesure la perméabilité par l'appareil ultra perm-500

- La communication avec l'équipement se fait via un logiciel Winperm, qui permet la manipulation de l'appareil et la réalisation des mesures. Ce dernier est doté d'un menu permettant d'afficher des fenêtres du suivi en temps réel de tous les paramètres de mesures et calibrations.
- L'Ultraperm-500 mesure le débit (Q), la pression amont (P1) et aval (P2) par l'utilisation de l'équation qui dérive de la loi de DARCY, appliquée au gaz pour calculer la perméabilité, soit :
- **$Q = K A (P1 - P2) / \mu L$**
- K : Perméabilité air en millidarcy
- Q : Débit en cc/sec
- L : Longueur de l'échantillon

- A : surface exposée au gaz en cm²
- μ : viscosité en centpoise
- P1 : Pression d'entrée
- P2 : Pression de sortie

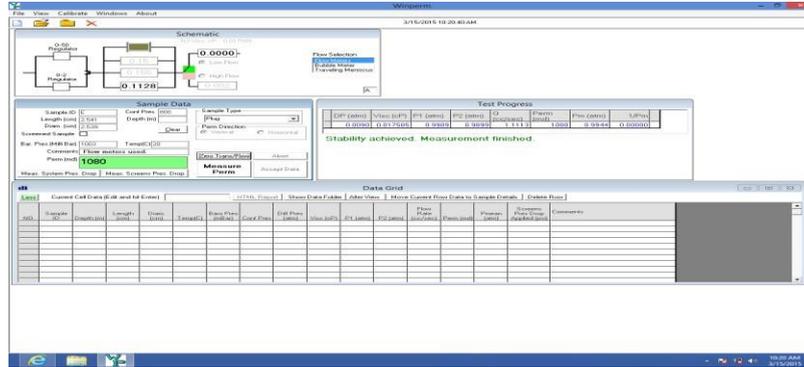


Figure II. 10 : Mode opératoire de ultra perm-500

Apport au domaine pétrolier :

- Caractérisation du réservoir.

CMS-300 :

Le CMS 300 est un équipement automatique à charges variables, délivrant des mesures de données précises, avec une grande rapidité. L'appareil peut analyser des échantillons de 1-in ou 1.5-in de diamètre sous des pressions de confinement allant de 800 à 10 000 psi. La perméabilité est déterminée dans la gamme de 0.001 milli-Darcy jusqu'à 5 Darcy et le volume des pores de 0.02 à 25 cc.

Un perméamètre et un porosimètre sont incorporés dans le CMS. Les valeurs de volume des pores, perméabilité, perméabilité à l'air corrigée de l'effet de Klinkenberg ainsi que les valeurs des facteurs d'inertie, index de qualité de réservoir, l'index de l'hétérogénéité sont déterminés pour chaque échantillon et à chaque palier de pression.

1. Avant de procéder aux mesures pétrophysiques sous confinement, s'assurer que la pression de la bouteille d'azote est supérieure à 300 psi et la pression de la bouteille d'hélium est supérieure à 1200 psi
2. Mettre les échantillons lavés et séchés dans un dessiccateur et choisir le type de core hold qui peut contenir 12 échantillons de 1.5-in de diamètre ou 18 échantillons de 1-in de diamètre.
3. Mettre le CMS 300 sous tension et faire monter les pressions de l'hélium et de l'azote selon les indications et l'ordre suivants :

1. Air Operator Pressure 115 +/- 5 psi

2. Raise/Lower Pressure 20 +/- 2 psi
3. Intensifier Supply Pressure 1050 +/- 5psi
4. Helium Pressure 240 +/- 5psi
4. Accéder au programme CMS 300 sous DOS en tapant C:\cms. Le programme affiche « **Main Menu** ». Positionner le curseur sur « **Configuration mode** » pour choisir le système d'unité et le diamètre de l'échantillon selon le type de carrousel placé.
5. Accéder au « Run Samples », l'écran vous affiche une instruction facultative du test des fuites. Si vous voulez les tester, taper « **Y** » et suivre les instructions du test d'étanchéité (voir procédures de vérification en **chapitre N°6.2, Page N°6/8**), si non taper « **N** » pour continuer.
6. Une instruction vous demande de faire entrer les données de température ambiante, pression atmosphérique et le nombre des échantillons, puis les données nécessaires concernant les échantillons : **nom du puits, numéro de l'échantillon, côte, longueur, poids sec** et les paliers de pression de confinement.
7. Une fois la liste des données introduites affichée sur l'écran pour la correction, taper le numéro de l'échantillon à corriger ou bien taper « **O** » pour continuer. Le programme vous demande de placer l'échantillon 1 dans la position 1, vous devez appuyer sur la barre « space » du clavier pour placer le reste des échantillons. Une fois les échantillons placés, l'analyse s'effectue automatiquement.
8. A la fin du test, le système est purgé et les résultats sont imprimés. Un message vous demande si vous continuez les analyses sur d'autres échantillons en positionnant le curseur sur « **Run more samples** » et en suivant les étapes 4 à 7, si non, positionner le curseur sur « **Exit** » pour sortir.
9. Pour le traitement des données digitales, accéder au software CMS 300 sous Windows, et importer les données du puits sous format .DAT pour les transférer en .XLS. Une fois les données transférées, choisir les paramètres nécessaires pour l'étude. N° de l'échantillon, la côte, la pression de confinement, le volume des pores, la porosité, la perméabilité à l'air, la perméabilité corrigée, le facteur de correction de Klinkenberg, le facteur de turbulence, le nombre de Reynolds, Rayon Hydraulique moyen et l'index de qualité de réservoir.

10. Pour le traitement des données digitales, accéder au software CMS 300 sous Windows, et importer les données du puits sous format .DAT pour les transférer en .XLS. Une fois les données transférées, choisir les paramètres nécessaires pour l'étude. N° de l'échantillon, la côte, la pression de confinement, le volume des pores, la porosité, la perméabilité à l'air, la perméabilité corrigée, le facteur de correction de Klinkenberg, le facteur de turbulence, le nombre de Reynolds, Rayon Hydraulique moyen et l'index de qualité de réservoir.



Figure II. 11: CMS-300

Nature de l'équipement : Automated Core Measurement System

Opportunité de l'équipement :

- Mesurer sur des échantillons de carottes, du pore volume et de la Perméabilité à des pressions de confinement entre **800 psi** et **9800 psi**
- Ce système permet de déterminer des perméabilités de **0.00005 Md** à **5 Darcy**, et un pore volume entre **0.02 cc** à **25 cc**.

D'autres paramètres déterminés par le **CMS**

la perméabilité Klinkenberg, le facteur de glissement Klinkenberg,

Les facteurs d'inertie alpha et beta et la perméabilité à l'air équivalente.

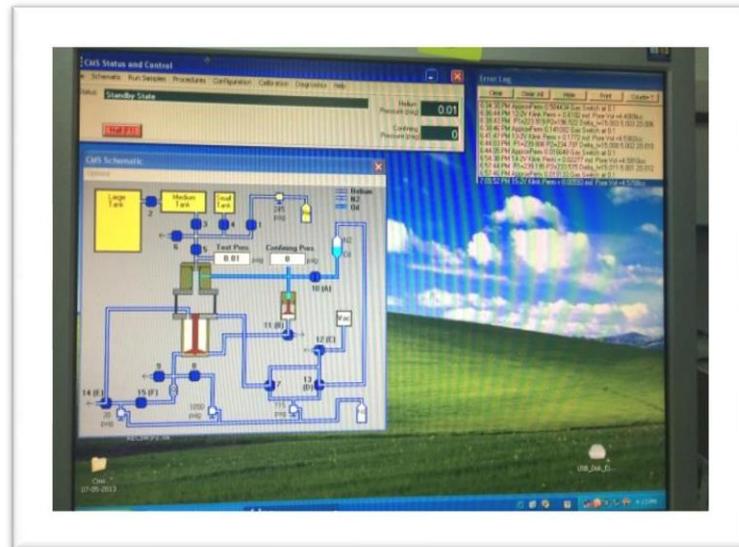
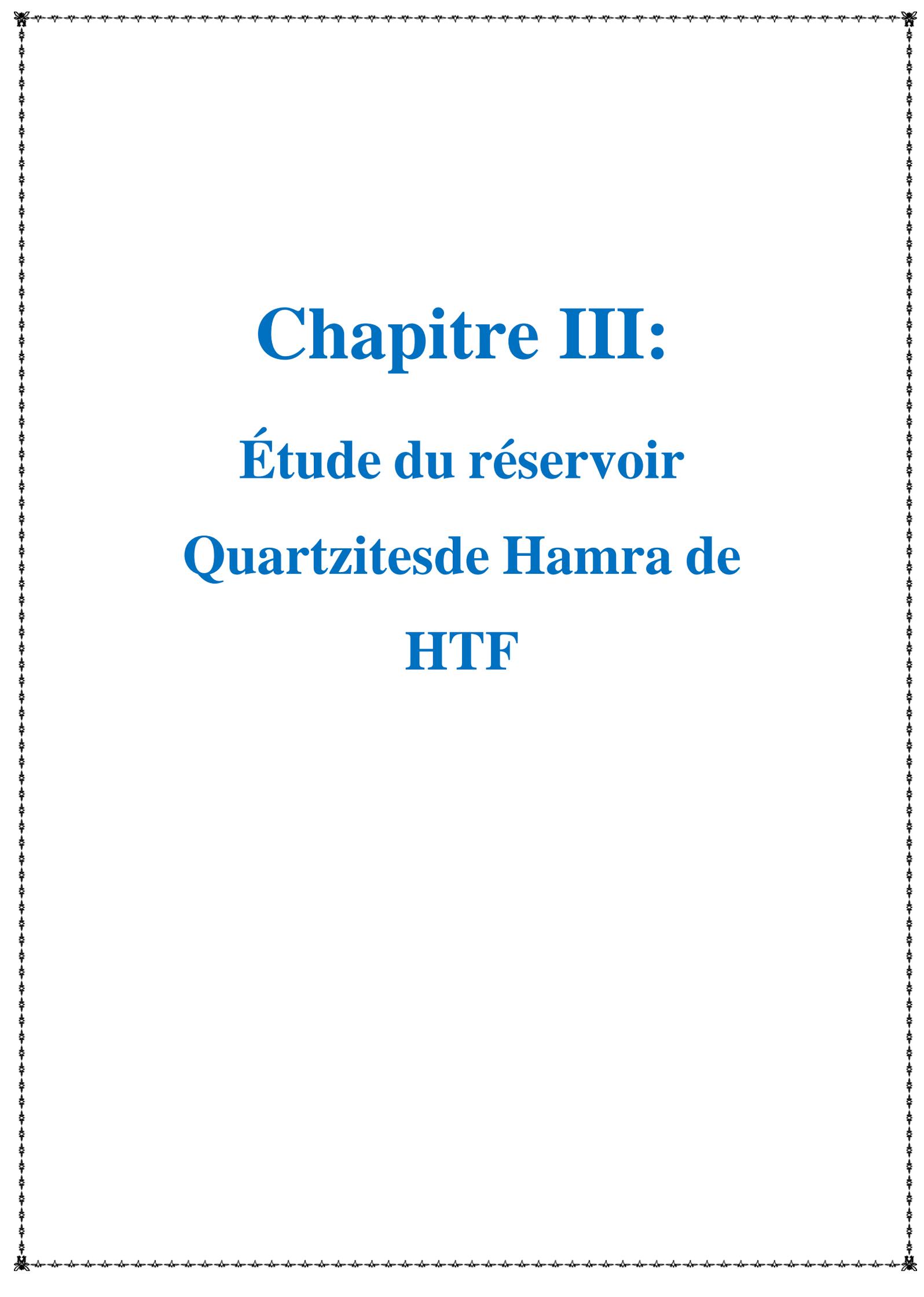


Figure II. 12 : CMS

Apport au domaine pétrolier :

- Evaluer les caractéristiques petrophysiques dans des conditions de réservoir.
- Il est dédié à la caractérisation des tights réservoirs.



Chapitre III:

Étude du réservoir

Quartzites de Hamra de

HTF

Introduction:

Les réservoirs sont des roches présentant des vides, pores ou fissures reliés entre eux et dans lesquelles peuvent circuler et se rassembler des fluides.

Leurs caractéristiques pétrophysiques s'expriment fondamentalement en termes de porosité et de perméabilité, dont les relations sont souvent complexes mais fondamentales pour l'étude du réservoir.

Elles sont le résultat de toute l'histoire géologique de ces dépôts et en particulier des conditions de sédimentation et des phénomènes de diagenèse qui leur succèdent, (Serra, 1985).

L'étude très précise des réservoirs est l'un des problèmes essentiels des études pétrolières.

Chaque réservoir doit être caractérisée par les paramètres tels que la porosité, la perméabilité, l'épaisseur, la saturation en huile, en gaz et en eau. Parmi tous ces paramètres, les plus importants sont : la porosité et la perméabilité.

L'importance de la perméabilité est ressentie directement sur la production initiale d'un puits ainsi sur l'indice de productivité.

Objectif du travail :

L'objectif de notre travail est de comprendre pourquoi trois puits, (HTF3, HTF5, HTFW) du gisement de Hassi Terfa ne sont pas productifs, alors que les sept autres puits voisins du même gisement le sont.

Pour répondre à cette question, nous avons décidé d'étudier les réservoirs de ces puits. Cela passe par la détermination des paramètres pétrophysiques à savoir la saturation S , la porosité Φ et la perméabilité K .

Pour certains puits (HTF1, HTF2, HTF3, HTFW, HTFN1, HTF4, HTF5, HTFN2) l'étude pétrophysique existe (Ferd, 2000). Ces études ont été faites à partir des données de carottes de sondage. Les données de ces études ont été intégrées dans notre travail pour l'étude globale du gisement de Hassi Terfa.

Pour les autres puits du gisement à savoir (HTF6, HTF8) nous avons fait l'étude pétrophysique à l'aide du logiciel d'interprétation **IP**.

Par ailleurs, la proximité de ces puits implique la possibilité de l'existence d'un même contrôle structural régional. Nous avons donc également étudié le gisement dans son ensemble, de manière à déterminer la distribution régionale des paramètres pétrophysiques et leurs relations avec la fracturation.

Cette étude a consisté en plusieurs étapes :

- Détermination des paramètres pétrophysiques
- Etude de la lithologie du réservoir
- Distribution régionale des paramètres pétrophysiques
- Distribution locale des paramètres pétrophysiques

1- Détermination des paramètres pétrophysiques :

Cette détermination s'est faite à l'aide du logiciel d'interprétation **IP**. Nous avons également utilisé Excell pour le puits HTFN2 afin de mieux comprendre les différentes étapes du traitement réalisé par le logiciel.

Pour le traitement des données il est nécessaire de disposer de certaines informations spécifiques à chaque région d'étude. Ces données sont :

1-1- La résistivité de l'eau de formation (R_w):

Ce paramètre fondamental pour le calcul de la saturation en eau est estimé à partir de l'abaque Schlumberger en utilisant la salinité de l'eau de formation et la température du réservoir.

La valeur de la salinité de l'eau de formation régionale est $S=300$ g/l, cette valeur est déterminée au laboratoire, alors que la température est mesurée à partir des outils diagraphiques. Pour notre gisement la valeur de R_w a été estimée à 0,014 Ohm.m.

1-2- Le coefficient lithologique (a) et le facteur de cimentation (m):

Ces paramètres peuvent être déterminés à partir des abaques théoriques en utilisant les diagraphies ou bien à partir des mesures effectuées en laboratoire sur les échantillons de roches.

Dans notre cas, on a utilisé les données du laboratoire soit $a=0.62$ et $m=2.15$.

1-3- Le volume d'argile $V_{sh\text{cut-off}}$:

C'est la valeur maximale du pourcentage du volume d'argile pour laquelle on ne considère plus la formation comme étant un réservoir.

Cette valeur est prise entre 30-40 %. Dans notre région elle est de 32%, (CRD, 1995)

La détermination des paramètres pétrophysiques s'est faite à l'aide des diagraphies : Toutes les diagraphies utilisées dans notre étude sont de qualité acceptable. Les diagraphies utilisées sont le gamma ray, les logs soniques, densité et neutron et les logs de résistivité.

1-4- Gamma Ray (GR)

Il a servi à déterminer les limites des réservoirs ainsi que le volume des argiles (V_{sh})

contenues dans le réservoir.

Pour cela on utilise le $GR_{\text{cut-off}}$ qui définit la ligne de référence séparant les formations réservoirs des formations argileuses.

1-5- Le choix de la porosité utile :

Ces trois diagraphies sont utilisées pour la détermination de la porosité et la lithologie du réservoir.

- Densité ($RHOB$).
- Sonique (Δt).
- Neutron (Φ).

Les valeurs de porosité sont calculées à partir des diagraphies soniques, densité et/ou neutron qui nécessitent la correction des effets d'argile. Le volume d'argile étant calculé à partir du GR. Cependant ce dernier est influencé par les fortes concentrations des éléments radioactifs, qui grâce à leur mobilité peuvent se concentrer dans les plans de failles et les réseaux de fissures.

En effet les enregistrements de gamma ray dans les quartzites de Hamra montrent l'existence de pics radioactifs. Ces derniers ne sont pas liés à des niveaux argileux. De ce fait, dans les calculs, on ne corrige pas de l'effet d'argile.

Pour la détermination de la porosité secondaire, on utilise les données du sonique, (Baker, 1992).

1-6- Résistivité (Micro M2R1, Macro M2R9)

Celle-ci sert à la détermination de la saturation et la nature du fluide.

La saturation en eau du réservoir (S_w) exprimé en (%) a été déterminée à l'aide de la formule de Simandoux, car l'argile de formation est une argile dispersée. La nature des argiles a été déterminée à l'aide du logiciel IP. Ce résultat sera présenté dans le chapitre suivant.

1-7- La perméabilité (K):

Exprimée en (mD) a été déterminée à l'aide du logiciel IP en utilisant la formule de Willye avec les constantes spécifiques à notre gisement. Cela pour HTF6 et HTF8 pour lesquels nous ne disposons pas de données de carottes. Pour les autres puits étudiés, ce sont les données des carottes plus fiables, qui ont servi à la détermination de la perméabilité.

Après avoir déterminé les paramètres cités ci-dessus, et afin de pouvoir mieux définir nos réservoirs, nous avons considéré les paramètres suivants :

A. $\Phi_{\text{cut-off}}$: qui sépare les zones poreuses et les zones compactes. Cette valeur est fixée à 5% dans notre région, (CRD, 1995)

B. $S_{w\text{cut-off}}$: C'est la saturation limite qui permet de localiser les zones aquifères et les zones à hydrocarbures. Cette valeur est fixée à 50%.

L'épaisseur utile des réservoirs, c'est-à-dire, l'épaisseur de la zone du réservoir qui contient les hydrocarbures est donnée dans le tableau 1 suivant :

Tableau 1 : Les résultats d'interprétation à la fois des différentes diagraphies et des données de carotte

Puits	HTF1	HTF2	HTF3	HTF4	HTF5	HTF6	HTF8	HTFN1	HTFN2	HTFW
Toit	3339	3329	3353	3352	3348	3376,5	3343	3327,5	3341	3377
Mur	3385	3459	3479	3440	3444	3488	3454	3530.5	3422	3455
E.tot	116	122.5	126	88	96	122	111	123	81	78
E.uti	85	50	102	40	0	20	33	57	60	30

Pour l'ensemble des puits, sont présentés dans le tableau 2 suivant:

Tableau 2 : Les résultats d'interprétation des paramètres pétrophysiques

puits	X	Y	Q,H,Toit(m)	Phi (%)	K (mD)	Sw (%)	Vsh (%)	Psi
HTF#1	220154,13	3469583,44	3318	6,5	1,5	18,09	13,51	806
HTF#2	217205,14	3466210,08	3329	5,9	2,37	34,5	8,5	420
HTF#3	225686,78	3466632,14	3353	4,9	1,07	34,22	9,92	-
HTF#4	220080,1	3466811,12	3352	7,2	0,72	33	20	250
HTF#5	229201,86	3468482,63	3348	4,31	0,09	29	9,94	-
HTF#6	219563,35	3461337,99	3376,5	4,39	2,54	27	13,17	200
HTF#8	225485,01	3472062,45	3375	6,8	1,02	31	13,5	200
HTFN#1	222206,87	3472148,94	3327,5	6,6	1,53	30	10	375
HTFN#2	223196,89	3473571,48	3341	7,3	1,39	16	7,76	540
HTFw#1	215689,67	3475714,93	3377	3,9	1,3	34,1	8,25	70

2- Étude lithologique de réservoir

2-1- Détermination lithologique de réservoir

Dans cette partie, on a considéré les puits HTFN-1 et HTF5 comme exemples représentatifs de la région, pour la détermination lithologique et minéralogique du réservoir, car il y a une homogénéité de distribution des types de formation au niveau de notre champ d'étude.

Cette étude est basée sur les différentes réponses des diagraphies de porosité. Pour cela, on a utilisé les abaques (CP-1e), (CP-2a) et (CP-7) de. Le nuage de points sur les différentes figures III. 2et 3. La figure III. 4 montre une dominance du quartz

Le nature gré quartzeux est confirmé par la méthode **M-N plot** à l'aide des abaques Schlumberger.

Le **M-N plot** est le report graphique réalisé par les équations suivantes :

$$M=[(\Delta t_f-\Delta t)/(\rho_b-\rho_f)]*0.01$$

$$N=(\Phi_{nf}-\Phi_n)/(\rho_b-\rho_f)$$

Les figures III.5 et 6 montre que le nuage des points correspond à nos réservoirs est essentiellement réparti au tour du quartz

Dans le cas d'un réservoir fracturé, les informations fournies par ces abaques ne sont pas très fiables, mais ils nous donnent une idée sur le type des minéraux qui forment notre réservoir et le type de notre porosité (primaire ou secondaire), et cela va être confirmé par l'étude sédimentologique (chapitre suivant).

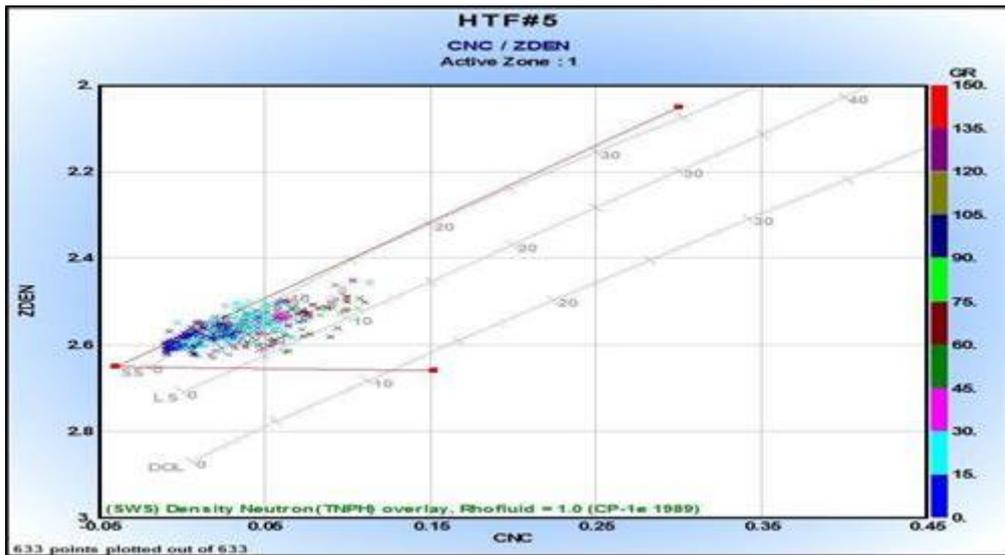


Figure III. 13 : cross plot Porosité neutron Vs Porosité densité (HTF-5)

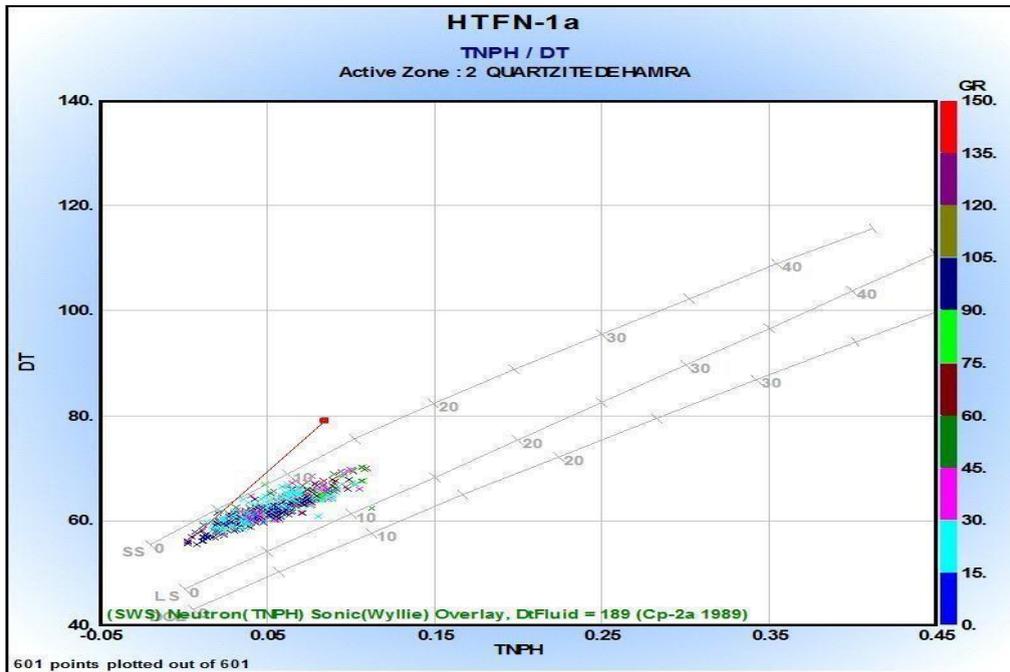


Figure III. 14: Cross plot porosité neutron Vs sonique (HTFN1)

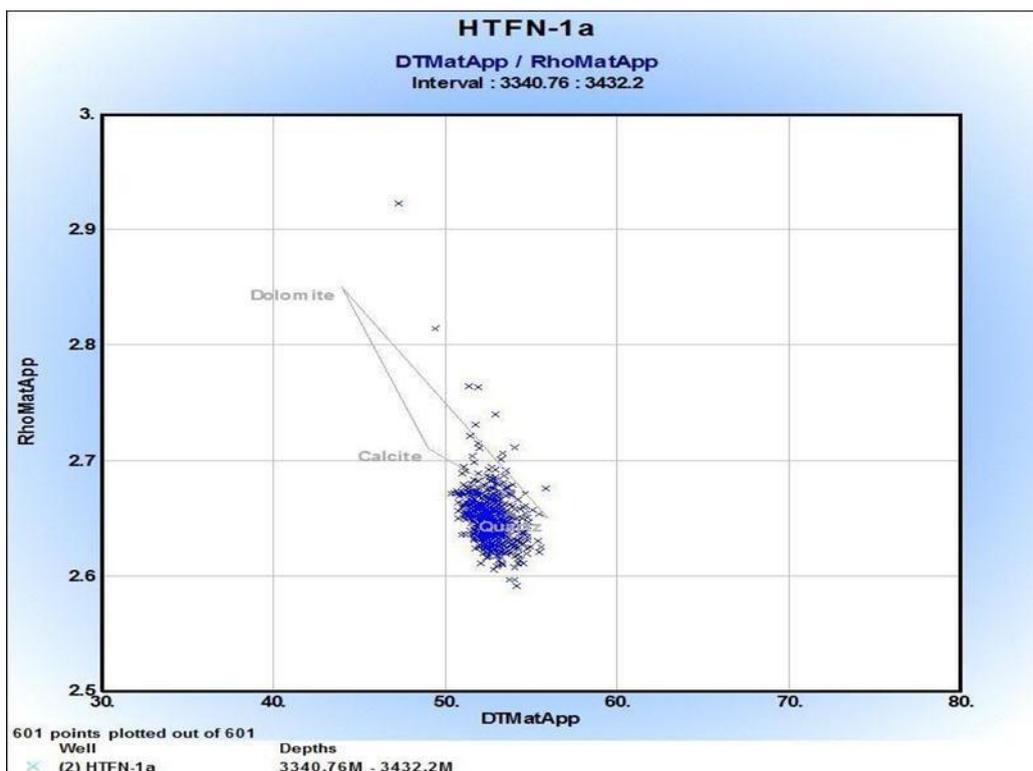


Figure III. 15 : Cross plot Dt appante Vs densité de la matrice appante(HTFN1)

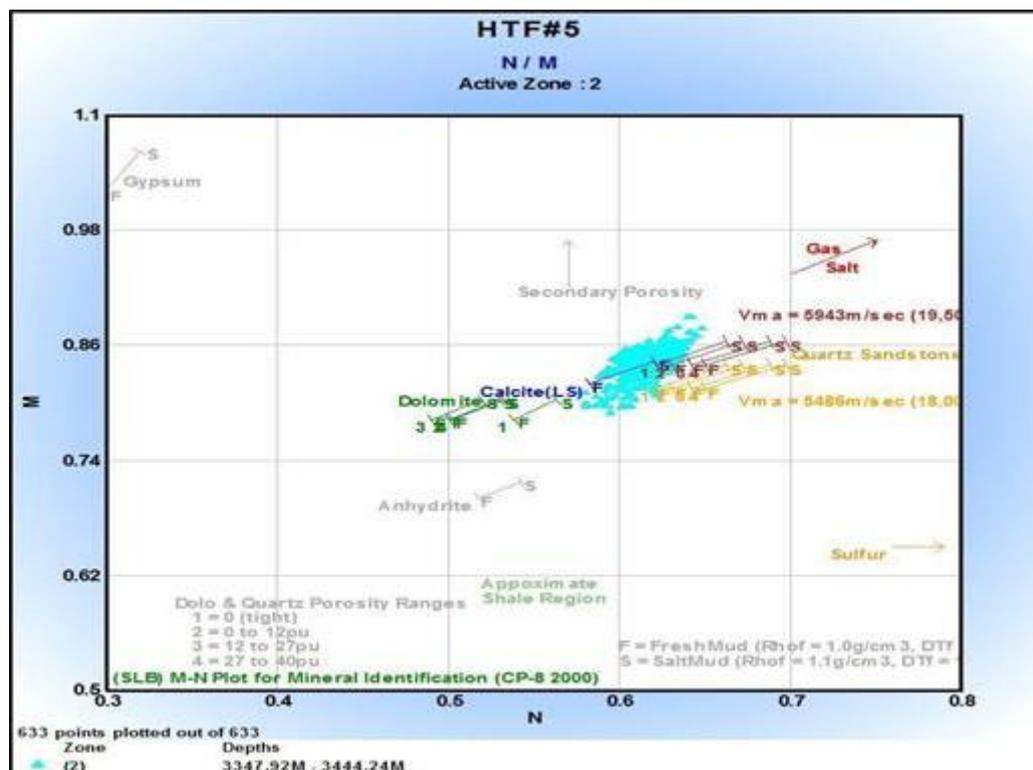


Figure III. 16 : Cross plot MN du puits HTF5.

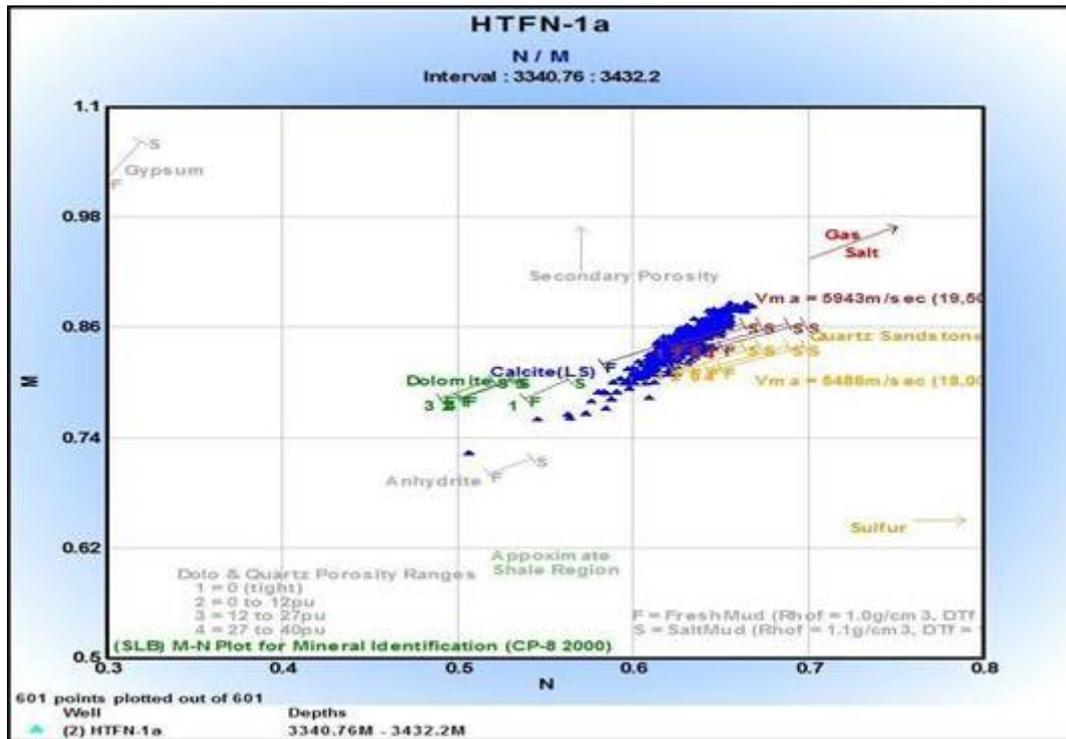


Figure III. 17 : Cross plot MN du puits HTFN-1.

2-2- Détermination de la nature des argiles

La minéralogie des argiles influe directement sur les caractéristiques pétrophysiques du réservoir. Une argile de type illite dégrade les caractéristiques pétrophysiques du réservoir car elle se sédimente dans les pores, qui n'est pas le cas de l'argile de type chlorite, (Taib, 2004). La détermination de la nature des argiles a été faite pour le puits HTF3 (Beciep, 2007). Elle montre une dominance d'argile de type illite, (figure III.7). Ces résultats sont confirmés avec les résultats d'études des lames minces et le microscope à balayage.

La présence d'illite peut expliquer les faibles valeurs de porosité et de perméabilité de la région. Les mauvaises propriétés pétrophysiques du réservoir des Quartzites de Hamra aurait pour origine une compacité intense créée par les effets diagenétiques entraînant l'apparition de l'illite.

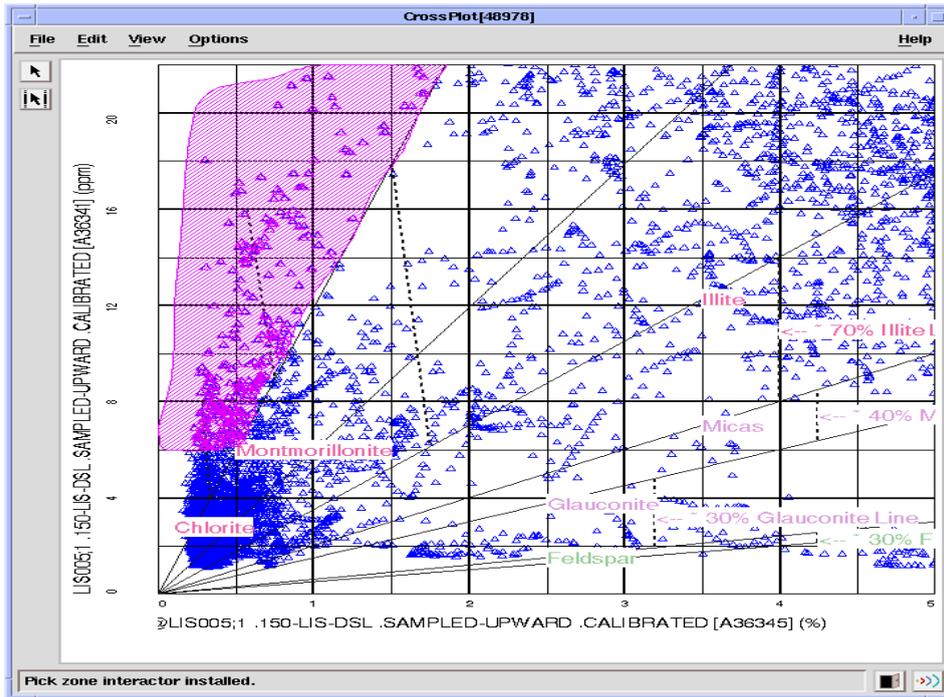


Figure III. 18 : Minéralogie d'argile au niveau du puits HTF3

3- Distribution régionale des paramètres pétrophysiques dans le champ de Hassi Terfa.

3-1- Étude du réservoir :

L'aspect géométrique du réservoir a une influence sur les paramètres pétrophysiques. Pour cela, il est nécessaire d'en établir l'architecture à travers les cartes en isobathes. Ces cartes montrent l'allure et la forme des espaces lithologiques dont il faut analyser les capacités de rétention et de circulation des fluides.

Cette partie de notre étude concerne la distribution des paramètres pétrophysiques sur une échelle régionale. Elle sera présentée sous la forme de cartes d'isovaleurs.

Ces cartes ont été établies, à l'aide du logiciel Surfer, en prenant en compte les données disponibles pour l'ensemble des puits du gisement. Ces cartes concernent les paramètres suivants :

- Perméabilité;
- Porosité;
- Profondeur.

On trace également la carte isobathe du toit du réservoir quartzites de Hamra.

3-1-1- Les cartes isobathes :

Les figures III. 8 et III.9 représentent la carte en isobathes respectivement 2D et 3D. On constate que le toit se trouve à une faible profondeur dans la zone orientée NE-SO délimitée par les puits HTF1, HTF2, HTFN1, HTFN2. A la périphérie de cette zone, la profondeur est plus élevée.

On observe également dans la même zone, sur le tableau III.1 qui montre les épaisseurs des différents puits d'étude, un épaissement du réservoir (91 m pour HTFN-2) au nord et 122.5 m dans HTF-1 au Sud).

D'après ces cartes on constate que notre réservoir est très épais au milieu (une valeur moyenne de 110m) là où les puits HTF1, HTF2, HTFN1 et HTFN2 sont implantés. L'épaisseur du réservoir est de plus en plus fine en périphérie (cas d puits HTF3, 5 et 6).

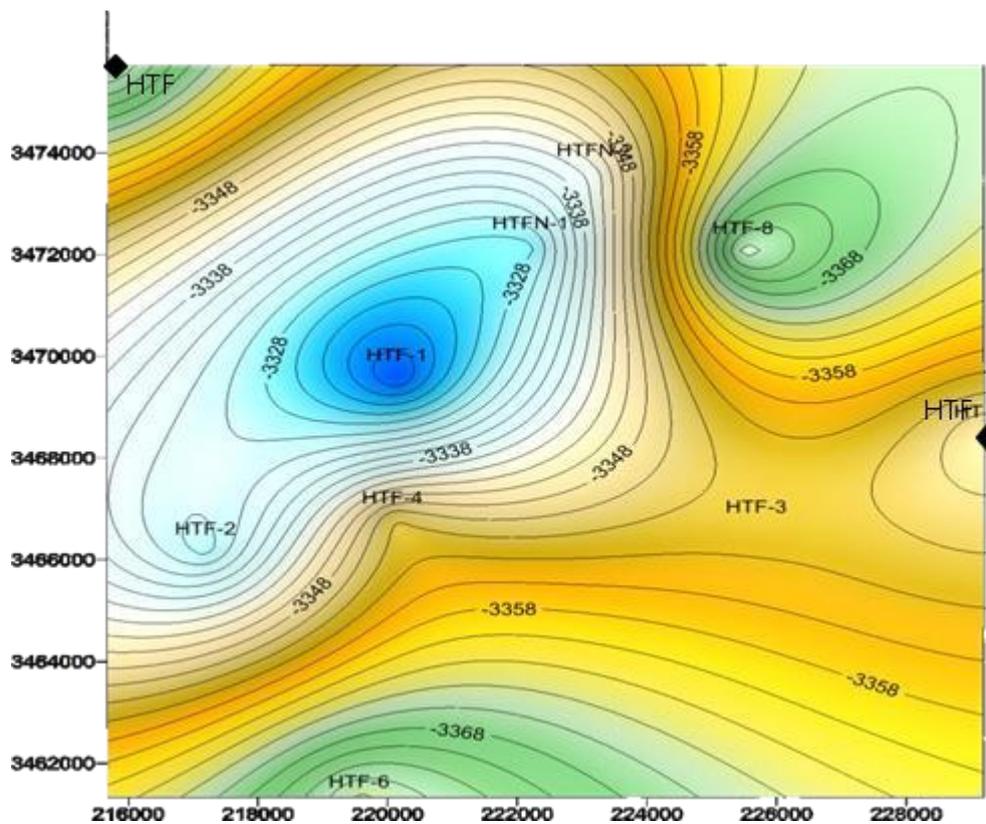


Figure III. 19 : Carte en isobathes 2D des Quartzites Hamra

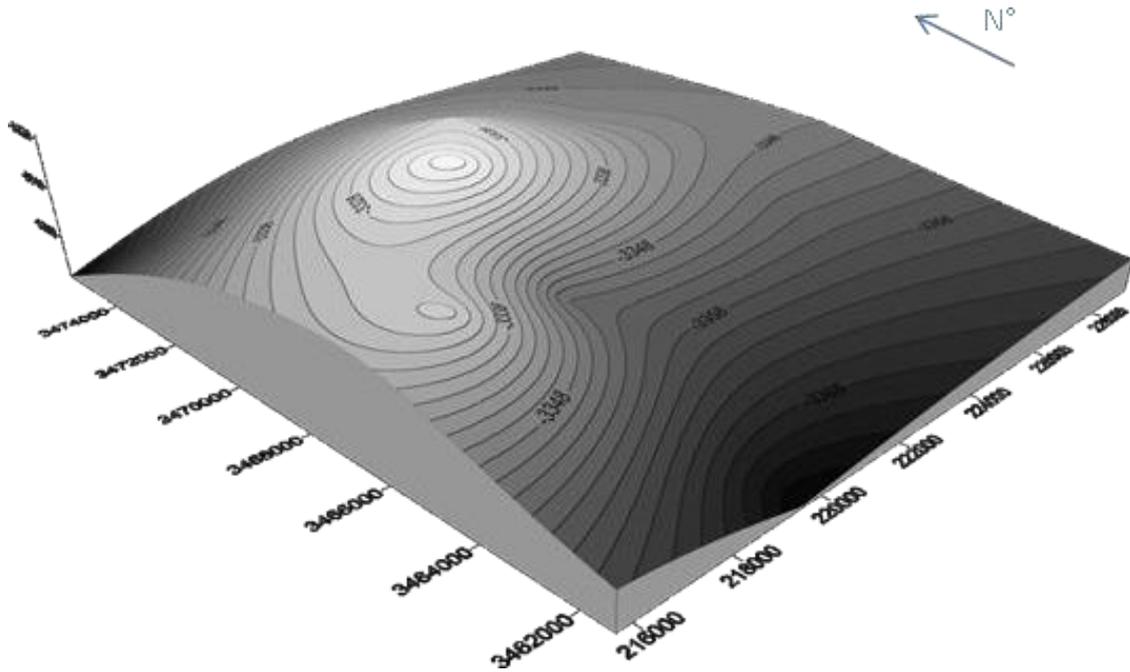


Figure III. 20 : Carte en isobathes 3D des Quartzites Hamra

3-2- Carte en Isoporosité :

La carte en isoporosité de Hassi Terfa, (figure III.11) a été établie d'après les données de diagraphie pour les puits HTF6, HTF8. Pour le reste des puits ce sont les données de carottes qui ont été utilisées.

Nous observons au niveau du réservoir Quartzite de Hamra que la porosité a une valeur moyenne de 6%, la valeur maximale s'observe suivant l'axe NE-SO, HTFN-2 et HTF4, qui correspond à la plus forte épaisseur du réservoir ainsi qu'à la profondeur plus faible du toit.

Cette direction NE-SO est conforme à la direction des failles majeures dominantes, figure (IV .5 et IV.6)

La valeur minimale de 4,3% est observée au niveau du puits HTF5. La porosité diminue du centre vers la périphérie selon la direction NO-SE.

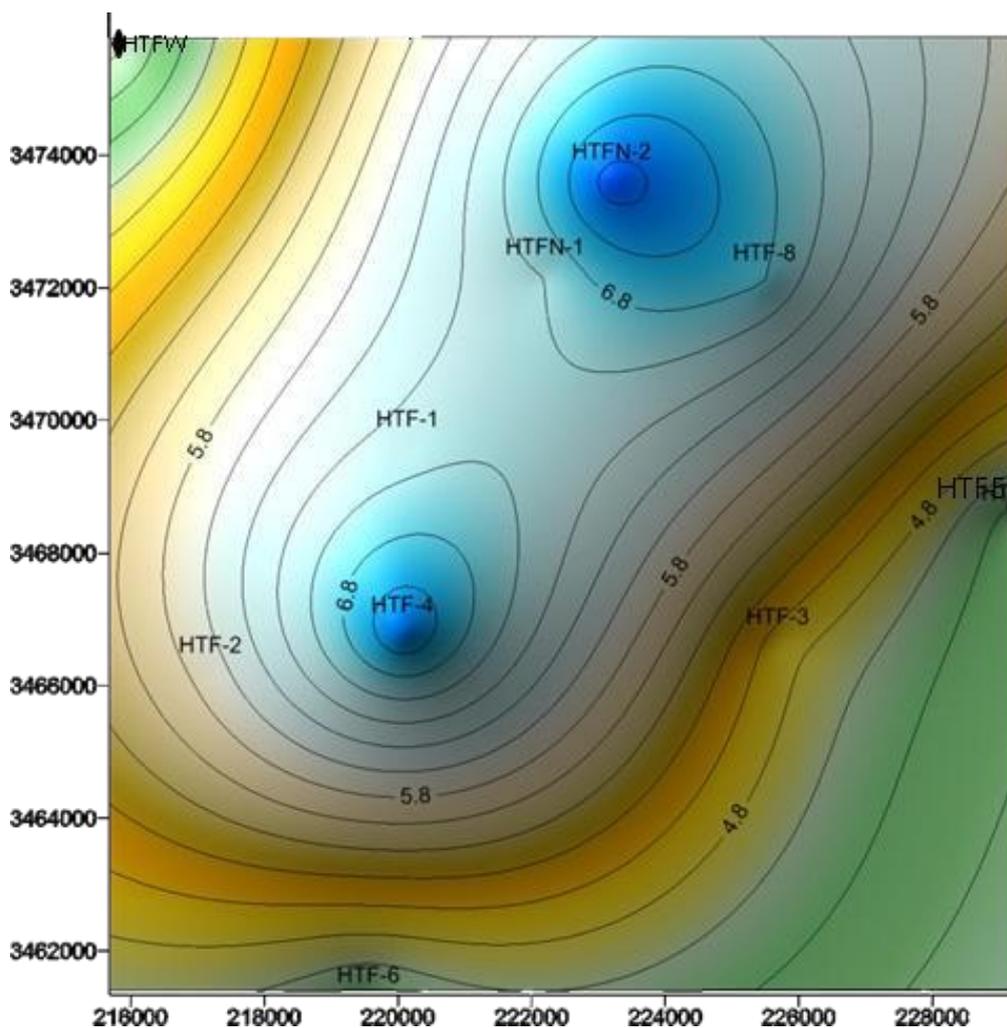


Figure III. 21 : Carte d'Isoporosité du champ Hassi Terfa

3-3- Carte d'isoperméabilité :

L'analyse de la figure III.10 montre, d'une manière générale, des valeurs très faibles de la perméabilité dans notre région, d'environ 2 mD.

On note que la valeur maximale de 3mD s'observe au centre, dans la même zone caractérisée par le maximum de la porosité et de l'épaisseur.

Les faibles perméabilités sont conformes aux tests négatifs de productivité pour les puits HTF3, HTF5.

Cette valeur moyenne faible de la perméabilité montre que la bonne productivité dans notre région n'est pas due à la perméabilité primaire, **tableau 3**.

On constate que la zone de bonne productivité est liée à la présence des failles majeures.

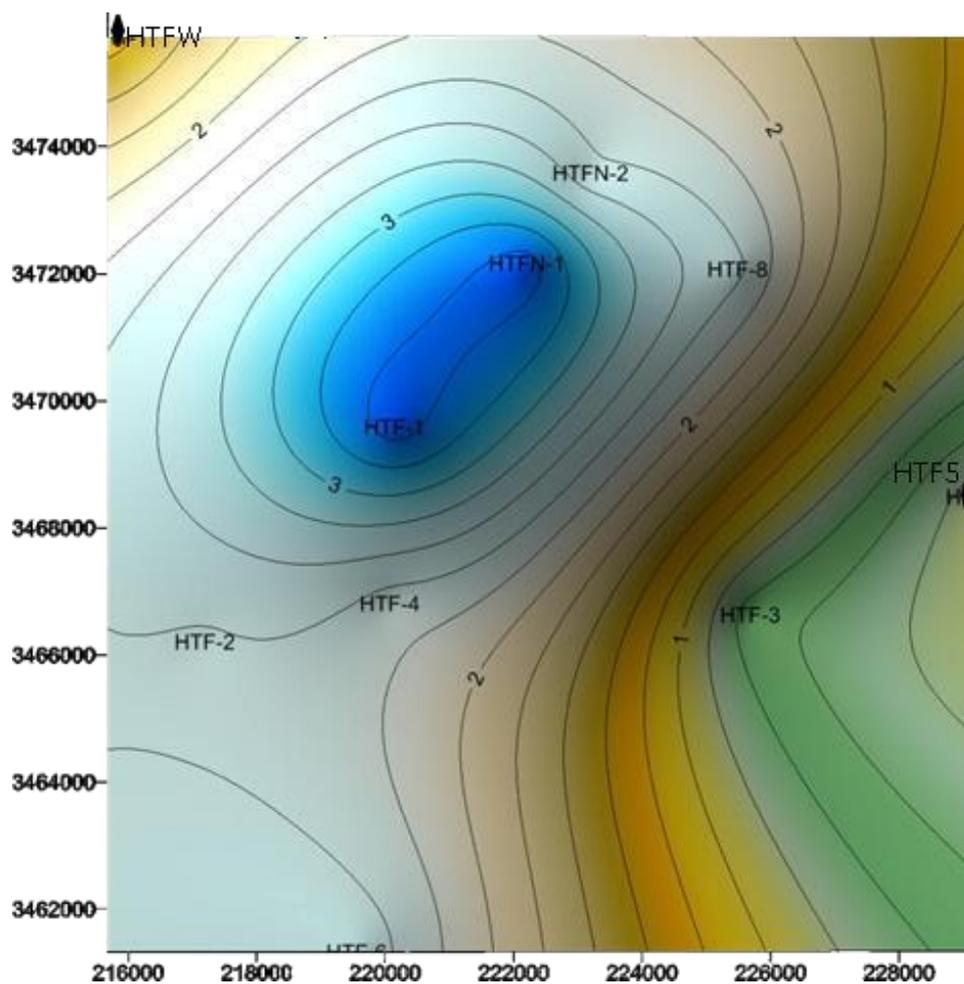


Figure III. 22 : Carte d'Isoperméabilité du champ Hassi Terfa

Tableau 3 : Productivité des différents puits du champ de Hassi Terfa

Puits	Pression d'huile (m ³ /h)
HTF1	10.9
HTF2	8.4
HTF3	2.04
HTF4	4.4
HTF5	SEC
HTF6	5.5
HTF8	9
HTFN1	7.94
HTFN2	6.59
HTFW	1.49

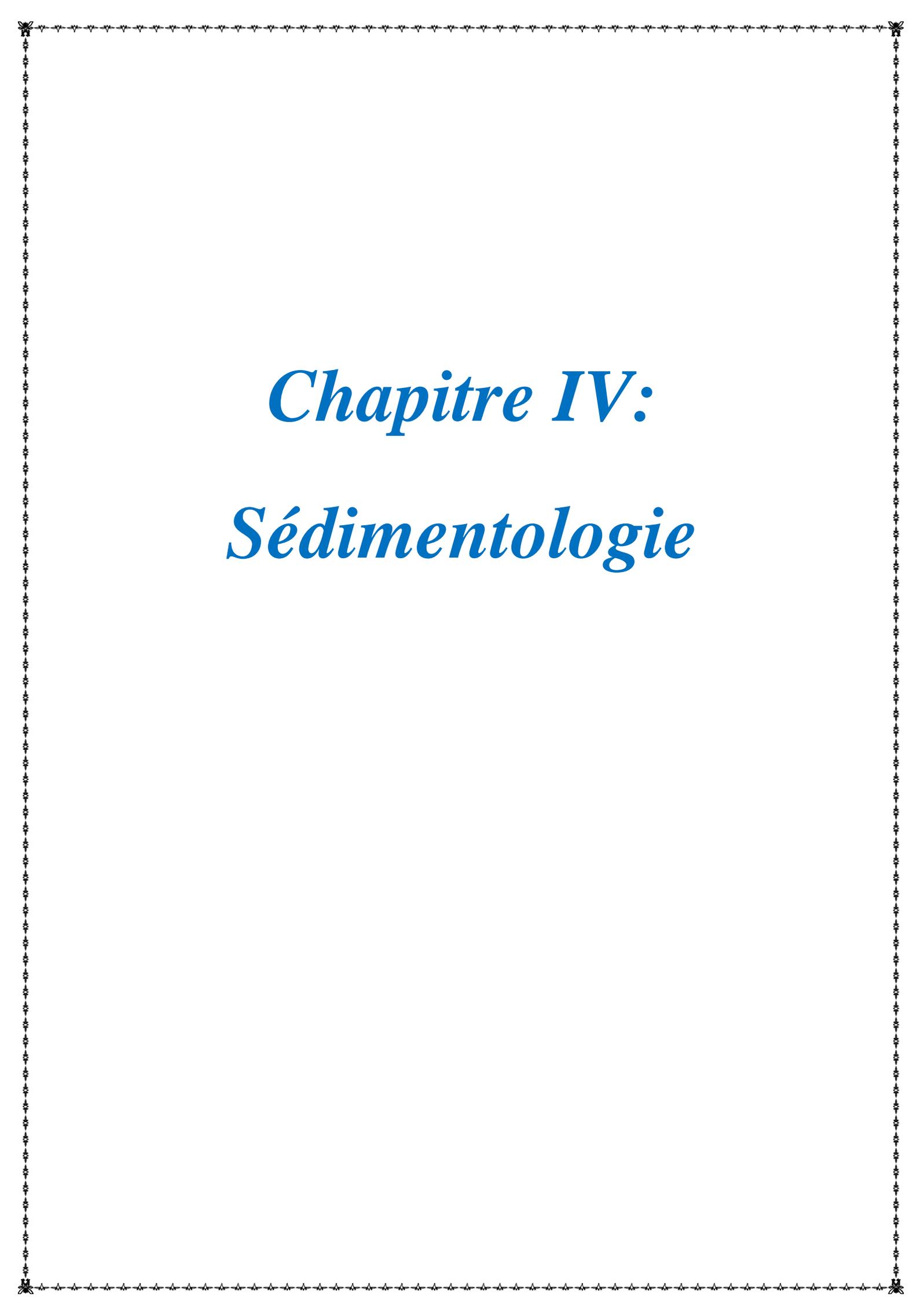
Conclusion :

L'analyse des cartes en isovaleurs montre une zone privilégiée du réservoir orientée NE-SO. Cette zone qui correspond à la zone la plus productrice présente les caractéristiques suivantes:

- une épaisseur maximale du réservoir en moyenne de 110m,
- une profondeur minimale du toit du réservoir en moyenne de 3330m,
- une porosité maximale de 7.4%,
- une perméabilité maximale de 3mD,
- le plus faible volume d'argile.

A la périphérie de cette zone, là où se situent les puits non productifs, les caractéristiques du réservoir se dégradent.

D'une manière générale les propriétés pétrophysiques pour toute la zone du réservoir sont nettement faibles du point de vue matricielle. La bonne productivité de certains puits ne peut s'expliquer que par l'existence probable d'un réseau de fractures liés aux différents phénomènes tectoniques subis par la région.



Chapitre IV:
Sédimentologie

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 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.

Voici un résumé du texte en 3 paragraphes de 4 phrases chacun :

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, ainsi que la nature et la forme du bassin récepteur : continental, deltaïque ou abyssal.

L'analyse sédimentologique effectuée sur les coupes lithologiques 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.

1- Corrélations dans l'Ordovicien :

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 intercalés

entre ces deux formations argileuses marquent un passage progressif vers les Quartzites de Hamra. Cette formation est associée à un cortège transgressif (TST) et localement de bas niveau (LST) pour sa partie inférieure.

La base de cette formation 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 correspond à un changement de la pétrographie et à la diminution significative des laminations planes argileuses. La limite supérieure des Quartzites de Hamra est également bien individualisée en diagraphie et correspond à une surface d'inondation majeure soulignée par le dépôt d'argile.

2- Notions de sédimentologie :

2-1- Faciès :

La notion de faciès en sédimentologie désigne l'ensemble des caractéristiques minéralogiques, lithologiques et paléontologiques qui définissent une roche sédimentaire. Ce concept permet d'identifier un environnement de dépôts spécifique. Selon O. Serra (1985), le faciès est l'aspect général d'une roche sédimentaire qui résulte de la combinaison des caractéristiques lithologiques, structurales et organiques observables sur le terrain. Ces caractéristiques permettent de différencier une roche de celles qui l'entourent (Fig.25).

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.

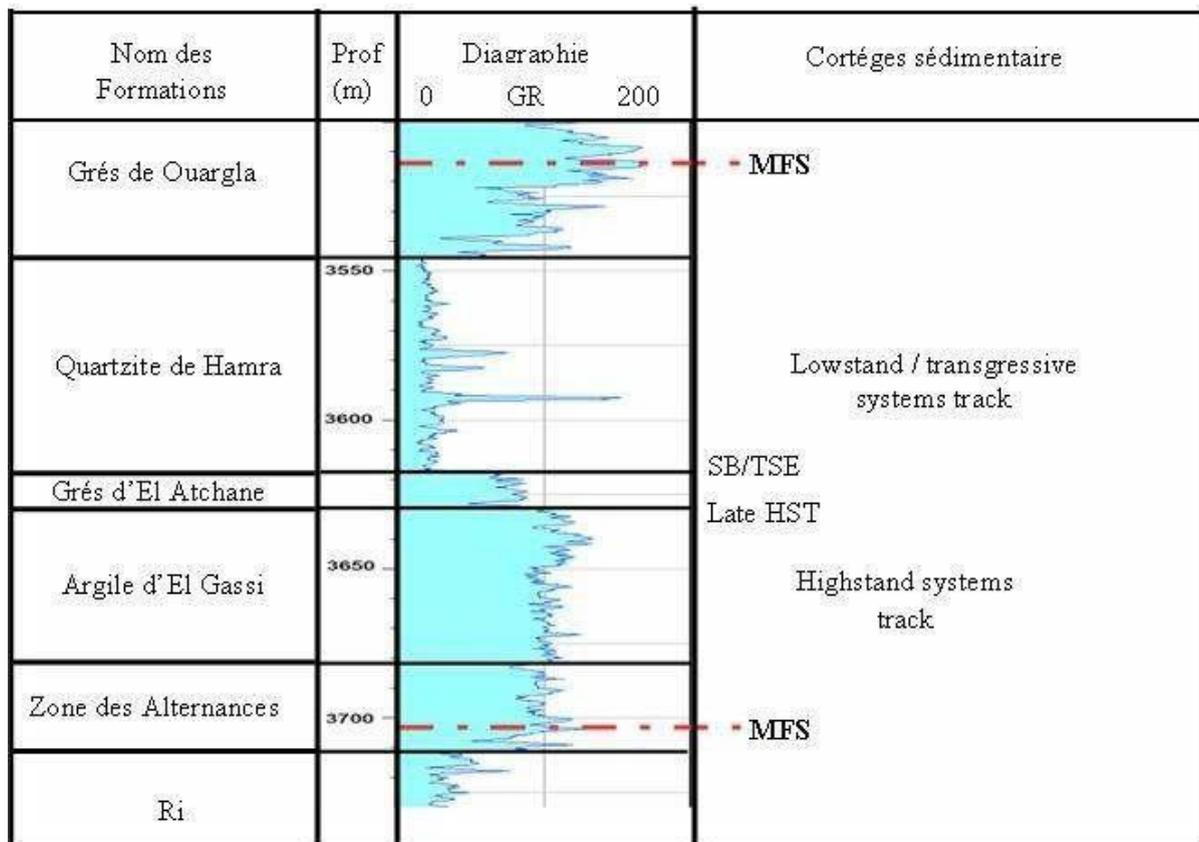


Figure IV. 23 : Découpage séquentiel (D'après Beicip 2007).

2-2- Environnement de dépôt :

L'environnement est directement exposé à l'action des vagues et des marées d'amplitudes variables (Fig.26).

2-2-1- Littoral (zone bathymétrique) :

La zone littorale est principalement influencée par les marées et les vagues. Elle est divisée en trois zones : l'arrière-plage (au-dessus du niveau de la marée haute), l'estran (zone de balancement des marées) et l'avant-plage (en dessous du niveau des basses mers). La frontière entre l'avant-plage et le large est définie par la limite d'action des vagues de beau temps. Le profil typique d'une plage basse sableuse comprend une progression de la côte vers le large. Chamley, 1988 ; Guillocheau, 1991 ; Biju Duval, 1999

a- Backshore (arrière plage):

L'arrière-plage est une zone terrestre souvent caractérisée par la présence de dunes éoliennes. Selon la dynamique océanique, on peut y observer différents types de dépôts :

- Dans les baies ou lagunes, des dépôts de décantation et d'évaporation se forment.
- Dans les zones abritées, des dépôts de débordement liés aux tempêtes ainsi que des dépôts

de marée peuvent être plus ou moins actifs.

La nature des dépôts dans l'arrière-plage dépend donc étroitement de la configuration du littoral et de la dynamique océanique locale, comme le souligne Biju Duval (1999).

b- Foreshore (la plage) : L'estran correspond à la zone située entre les niveaux moyens de haute et basse mer. C'est une zone de balancement des marées où l'action des vagues de marée, des vagues et des houles est prédominante. L'estran fait donc partie du domaine littoral, plus précisément des zones supratidale (au-dessus du niveau des marées) et intertidale (entre les niveaux de haute et basse mer), comme le souligne 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.

c- 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 (Teysse, 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 (Teysse, 1989).

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

- **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).

- **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.

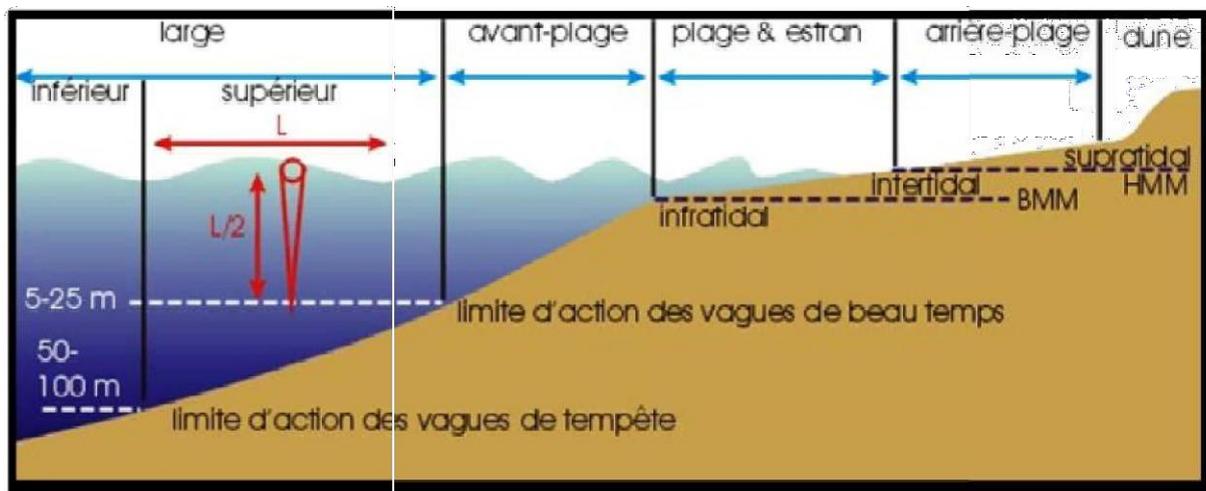


Figure IV. 24: Zone bathymétrique du littoral et de la plate-forme continentale.

HMM=hautes mers moyennes ; BMM=basses mers moyennes (Chamely, 1990).

2-3- 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 :

Les structures sédimentaires sont des agencements géométriques spécifiques de sédiments formés par des agents de transport. Leur reconnaissance est cruciale pour étudier les séquences sédimentaires, définir les milieux de dépôts et les conditions de transport des particules. L'association de différentes structures permet d'obtenir des informations précises sur l'environnement. Les structures les plus courantes sont décrites ci-dessous.

3- Les figures et structures sédimentaires observées :

L'analyse des structures sédimentaires abondantes et variées présentes dans les Quartzite Hamra des dépôts de l'Ordovicien inférieur permet de mieux comprendre les conditions de transport des particules (énergie et type de courants). Notre étude se concentre sur la description des figures et structures sédimentaires primaires contemporaines du dépôt, qui témoignent des conditions physiques, chimiques et biologiques du milieu lors de la sédimentation. Nous nous limitons à examiner les formes sédimentaires observées dans les carottes des forages. Ces structures incluent celles créées par des agents physiques (courants, vent, eau, gravité, etc.) et les structures organiques ou biogéniques résultant de l'activité organique (terriers, traces).

3-1- 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 IV.27):

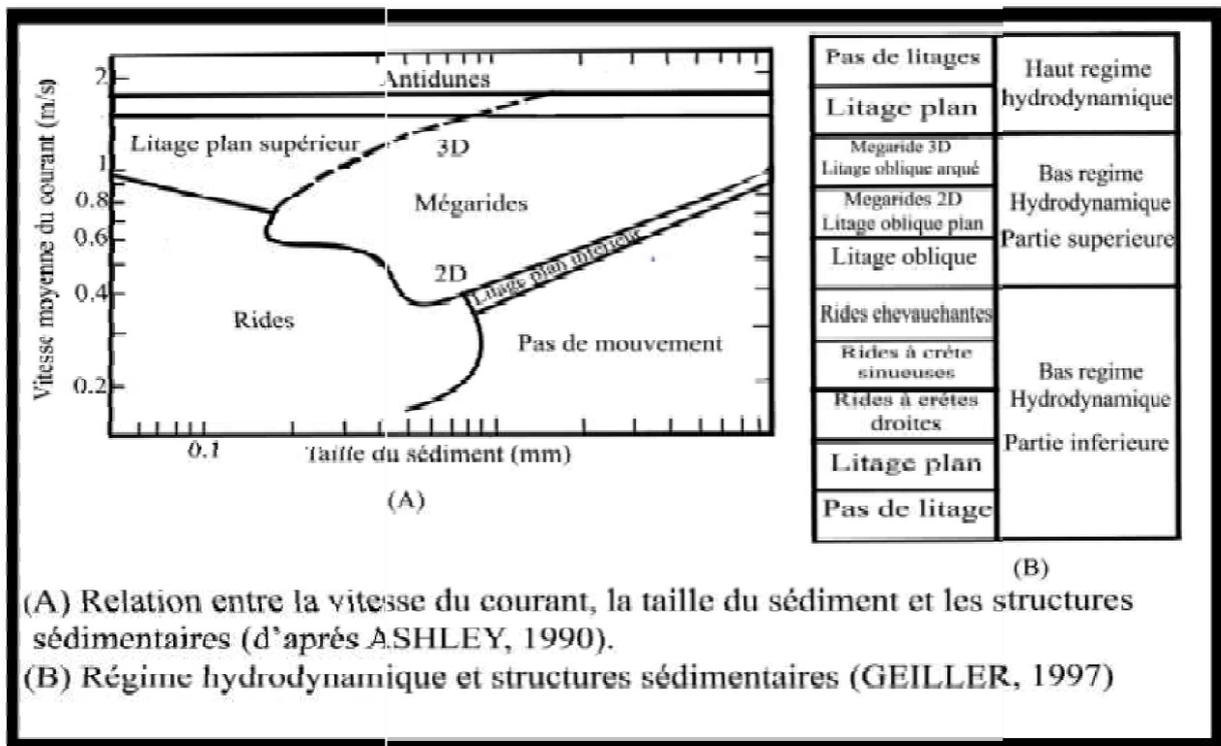


Figure IV. 25 : Notions utilisées dans la classification de Hamon (2001).

3-1-1- Les stratifications horizontales : Les couches observées dans les niveaux fins à très fins indiquent un environnement de dépôt calme avec un faible débit. Elles peuvent être horizontales ou légèrement inclinées, et se forment par décantation sans mouvement de particules. Pour des sédiments plus grossiers, le litage horizontal est causé par des courants plus forts (Fig IV.28).

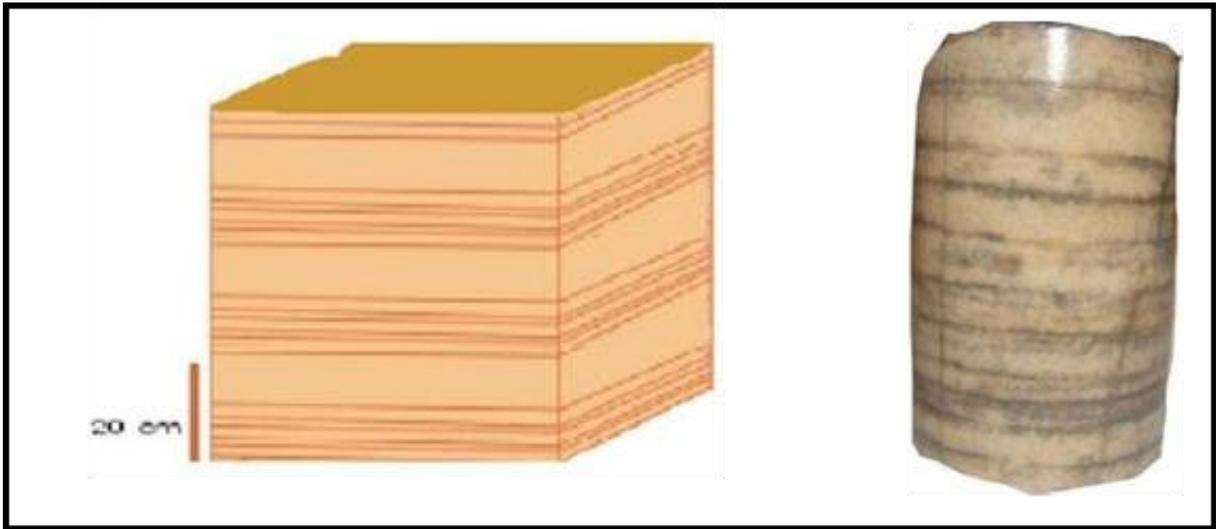


Figure IV. 26: Figure montrant une Carotte avec des Stratification horizontale.

3-1-2- Les stratifications obliques : Elle est fréquente dans la formation étudiée représentée par des strates centimétriques de faible pendage environ 30° ; 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 détritique. Citons entre autre : migration de rides, mégarides et dunes (Fig IV.29).

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.

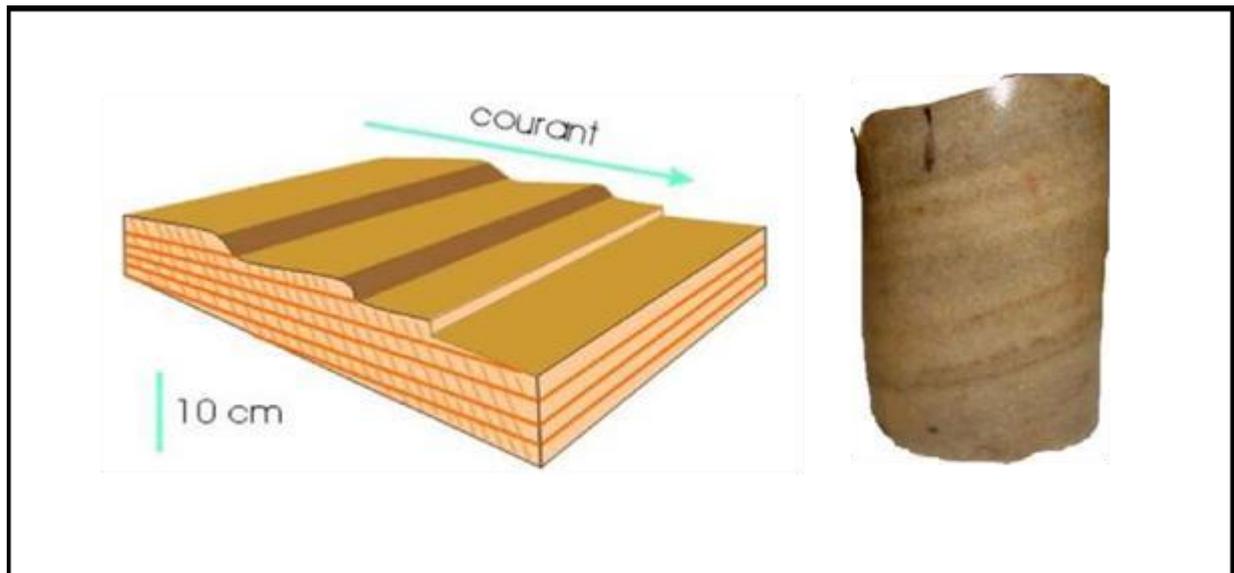


Figure IV. 27 : Carotte avec stratification oblique.

3-1-3- Stratification 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°). Les lamines peuvent 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 (Fig IV.30).

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 « parfois observables. Par contre, la présence de lamines gréseuses horizontales faiblement inclinées, leur intersection et l'association des formes de courbures convexe des surfaces de stratifications interlitées souvent de niveaux bioturbés 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.

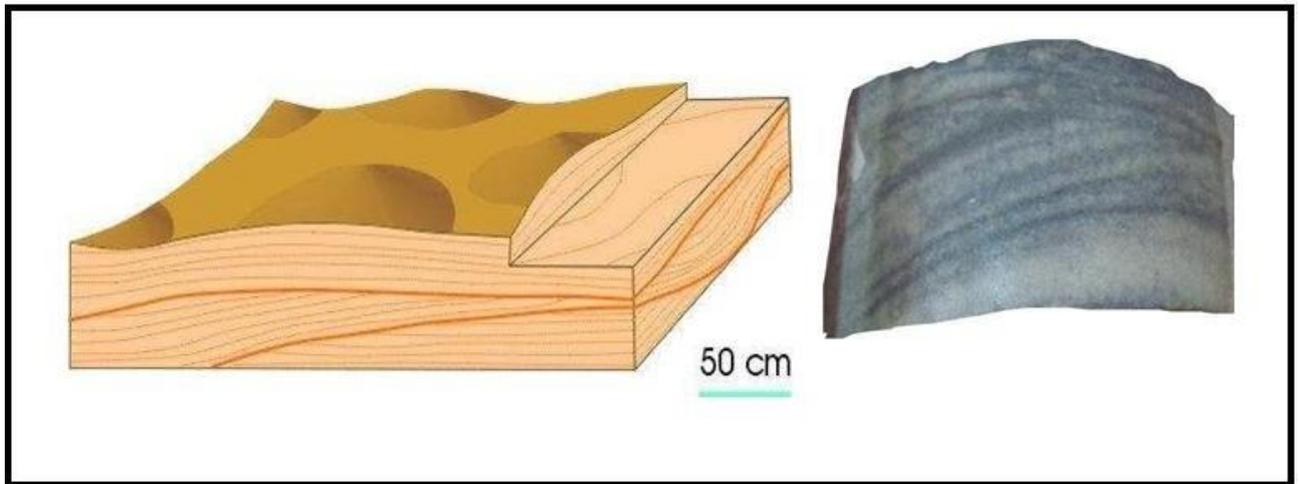


Figure IV. 28 : Figure montrant une Carotte avec stratifications en mamelons.

3-1-4- Les rides : Les rides sont de petits corps sédimentaires dont l'axe principal est perpendiculaire à la direction de l'écoulement du fluide transporteur. Elles se forment grâce aux mouvements des fluides à la jonction de l'eau et des sédiments, ce qui entraîne une organisation particulière des grains sédimentaires. Leur forme et leur taille dépendent de la taille des particules et de la vitesse d'écoulement du fluide (Fig IV.31,32).

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.

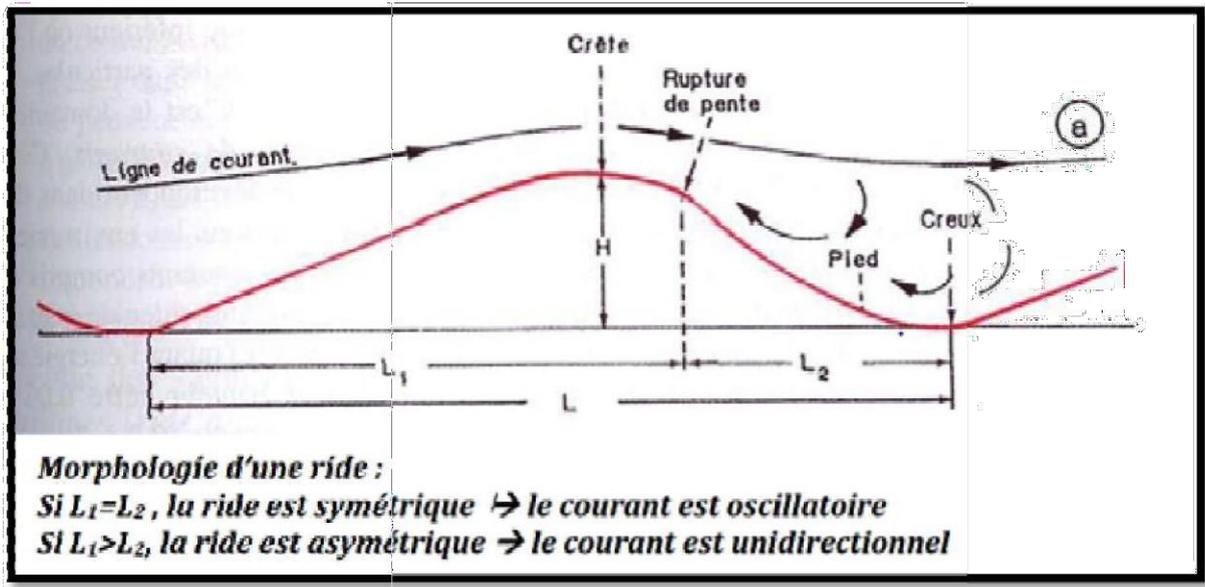


Figure IV. 29 : Formation d'une ride (Bekkouche, 1992).

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 (Fig IV.8).



Figure IV. 30 : Carottes avec des rides.

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 (Fig IV.33).



Figure IV. 31 : figure montrant des Carottes avec des Galets d'argile.

3-2- Les structures sédimentaires d'origine organique

3-2-1- Définitions et terminologies : Les figures et traces d'activité biologique fournissent des indications très fiables sur les conditions et les milieux de sédimentation (Fig IV.34).

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

- ✚ La classification éthologique de Seitachrr(1964), fondée sur le comportement animal, l'activité permet de mettre en évidence 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.

3-2-2- 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 Ajers) (Beuf et al., 1962).

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

3-2-2-1- 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.

3-2-2-2- Les pistes horizontales : Essentiellement Cruziana, Harlania et Spirophyton. Kilian (1931) signale la présence de Harlania hallidans 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.

3-2-3- 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).

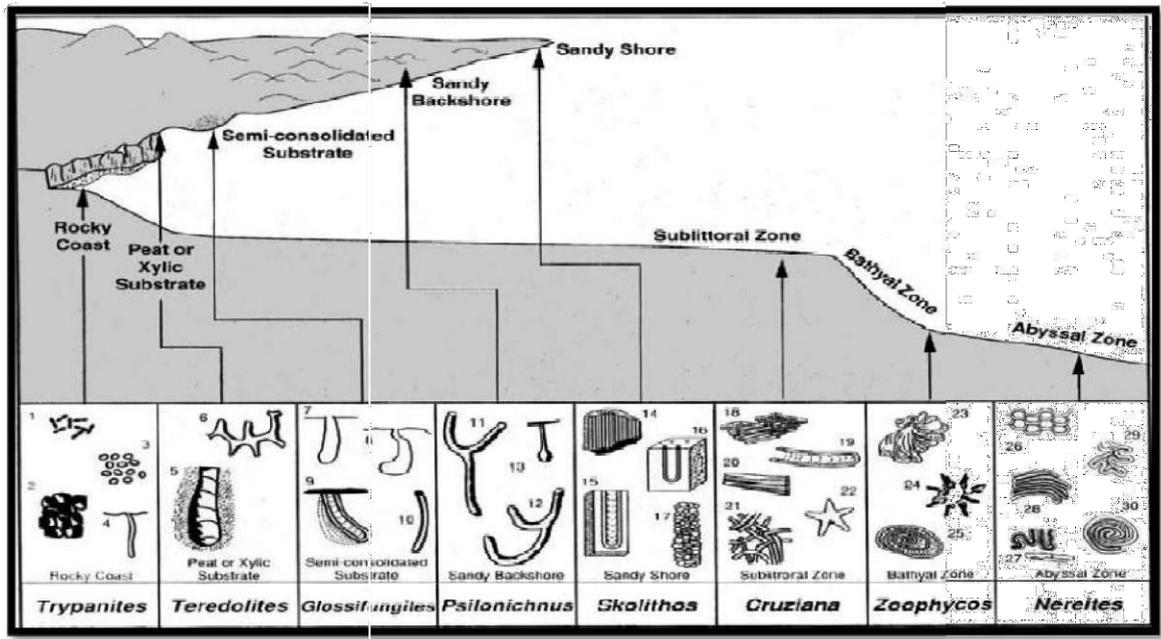


Figure IV. 32 : Distribution des différents ichnofaciès (D'après Pimberton)

- 1) Caulostrepsis; 2) Entobia; 3) échinoïd borings; 4) Trypanites; 5) Teredolites; 6) Thalassinoides; 7, 8) Gastrochaenolites; 9) Diplocraterion (Glossifungites); 10) Skolithos; 11, 12) Pylonichnus; 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) Taphrohelminthopsis; 28) Helminthoida; 29) Cosmorhapha; 30) Spirorhapha.

3-2-3-1- Les terriers verticaux : Ces formes traversent les bancs de part en part et présentent l'aspect de petites tiges dures qui ont donné 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 Skolithes.

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'habitats d'organismes suspensivores (dwelling traces).

3-2-3-1- 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 (Fig IV.35):

✚ 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*.

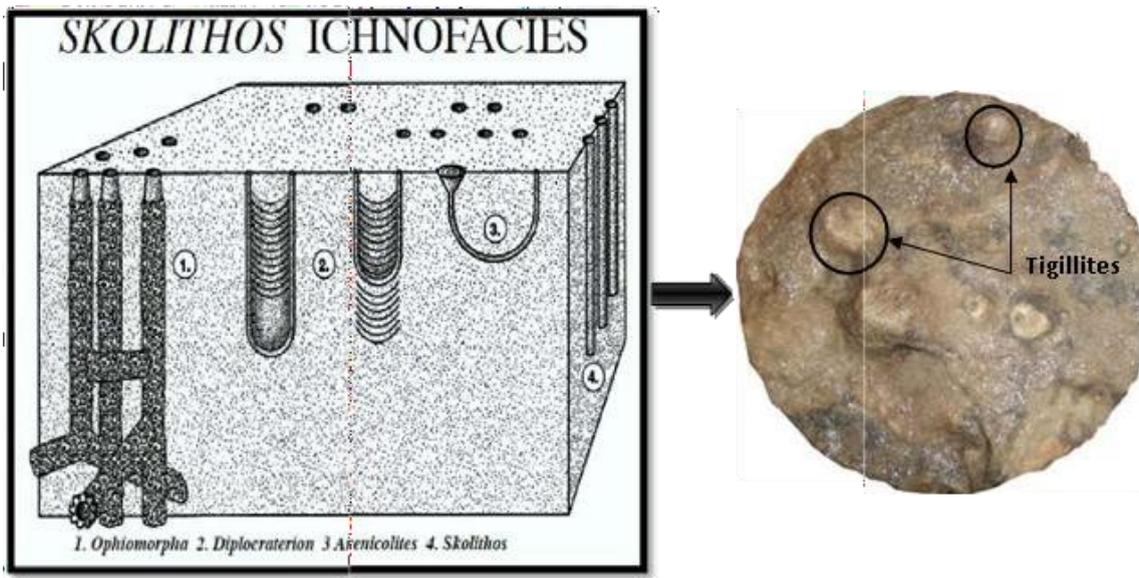


Figure IV. 33 : L'ichnofaciès Skolithos (Tigillites).

- **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 IV.36). 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).

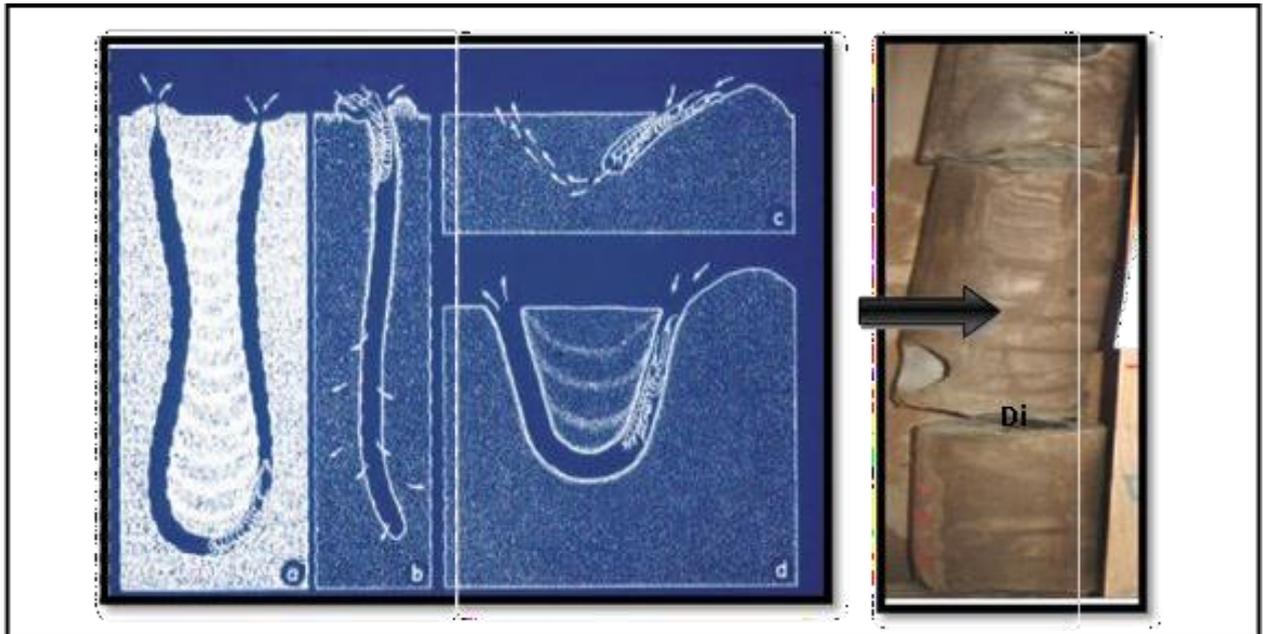


Figure IV. 34 : Carotte avec trace d'Ichnoespèce Diplocraterion (d'après Pemberton 1992)

- **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 (Fig IV..37).

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

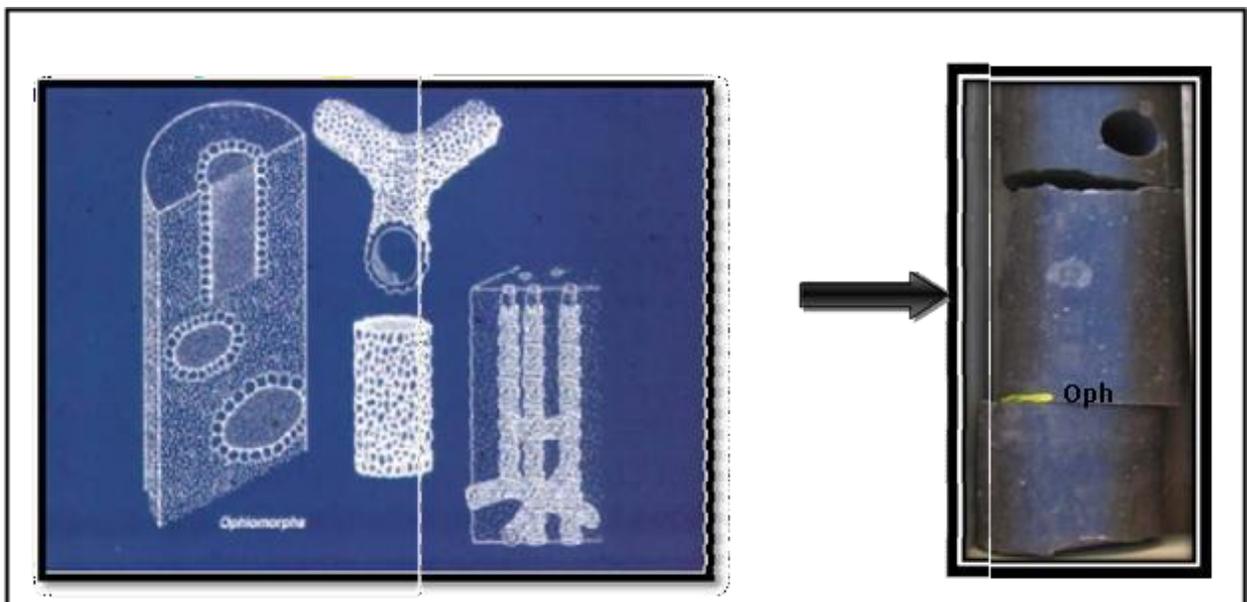


Figure IV. 35 : Carotte avec trace d'Ichnoespèce Ophimorpha (d'après Pemberton 1992).

- **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 (Fig IV.38).

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.

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

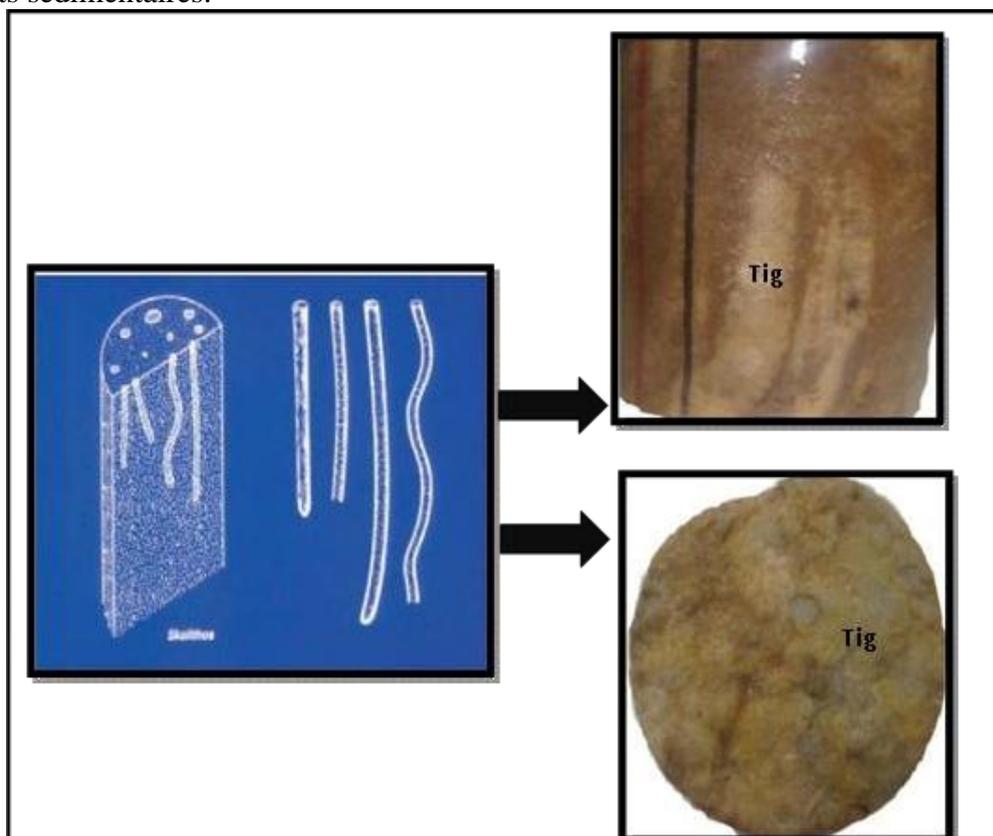


Figure IV. 36 : Carotte avec trace d'Ichnoespèce Skolithos

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 Sundberg(1983)

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

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* (Fig IV.15). 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.

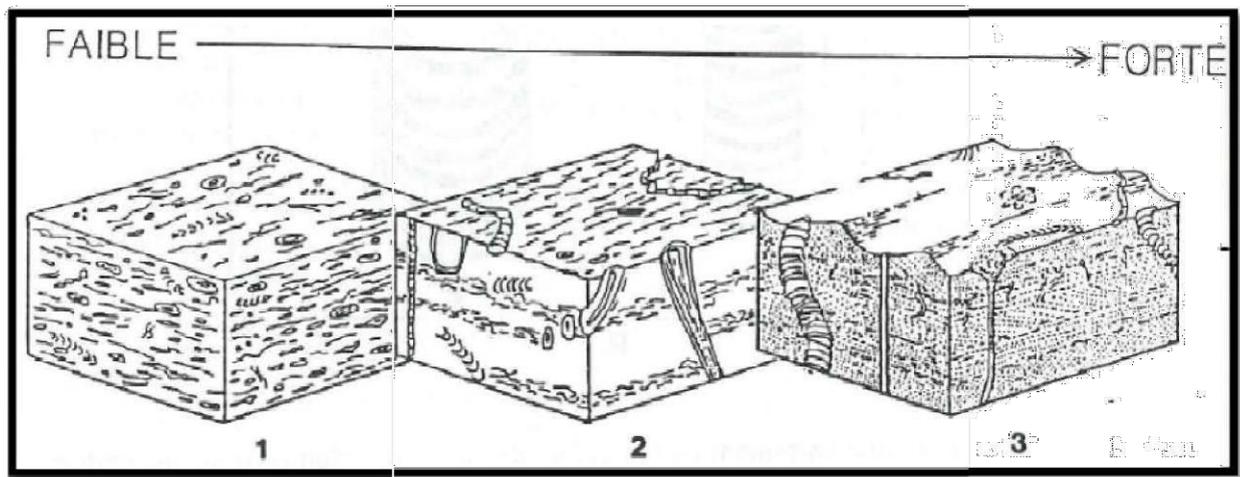


Figure IV. 37: Caractéristique de la sédimentation en fonction du degré de bioturbation (D'après Howard, 1978).

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.

4- Caractérisation des lithofaciès :

4-1- Notion de faciès :

Le faciès, selon Houg(1907) est défini comme l'ensemble des caractéristiques lithologiques et paléontologiques d'un dépôt à un endroit donné Moore (1949) nomme le faciès considéré

comme entité lithologique le lithofaciès, tandis que l'association de fossiles est désignée comme le biofaciès. Selley (1970) caractérise le faciès par cinq paramètres : la géométrie, la lithologie, la paléontologie, les structures sédimentaires et le type de paléocourant. Pour kazi Tani (1986), le faciès est la somme des paramètres décrits ou mesurés dans un dépôt.

4-2- 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 stylolisation.

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.

4-2-1- ithofaciès 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.

4-2-2- 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.

4-2-3- Lithofaciès N°3 (F3) : Ensembles granocroissants de grès fin à moyen, mal classé, à ciment argileux, de couleur grisâtre, avec intercalations de niveaux stylolithiques 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.

4-2-4- 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 stylolithiques stratiformes remplis d'argile.

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

4-2-5- 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.

4-2-6- 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.

4-2-7- 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.

4-2-8- 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.

4-2-9- 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 quelque laminations dans ce faciès donne un débit en plaquettes centimétrique.

4-2-10- 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.

4-3- 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.

4-3-1- 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 beaux 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.

4-4- 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 :

4-4-1- Une association (F3, F4, F5, F6) proximale à prédominance de faciès gréseux, non ou faiblement bioturbés à litage en hummocky : Déposé par les courants 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.

4-4-2- 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 faciès 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 (Pemberon 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. Bourgeoi (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.

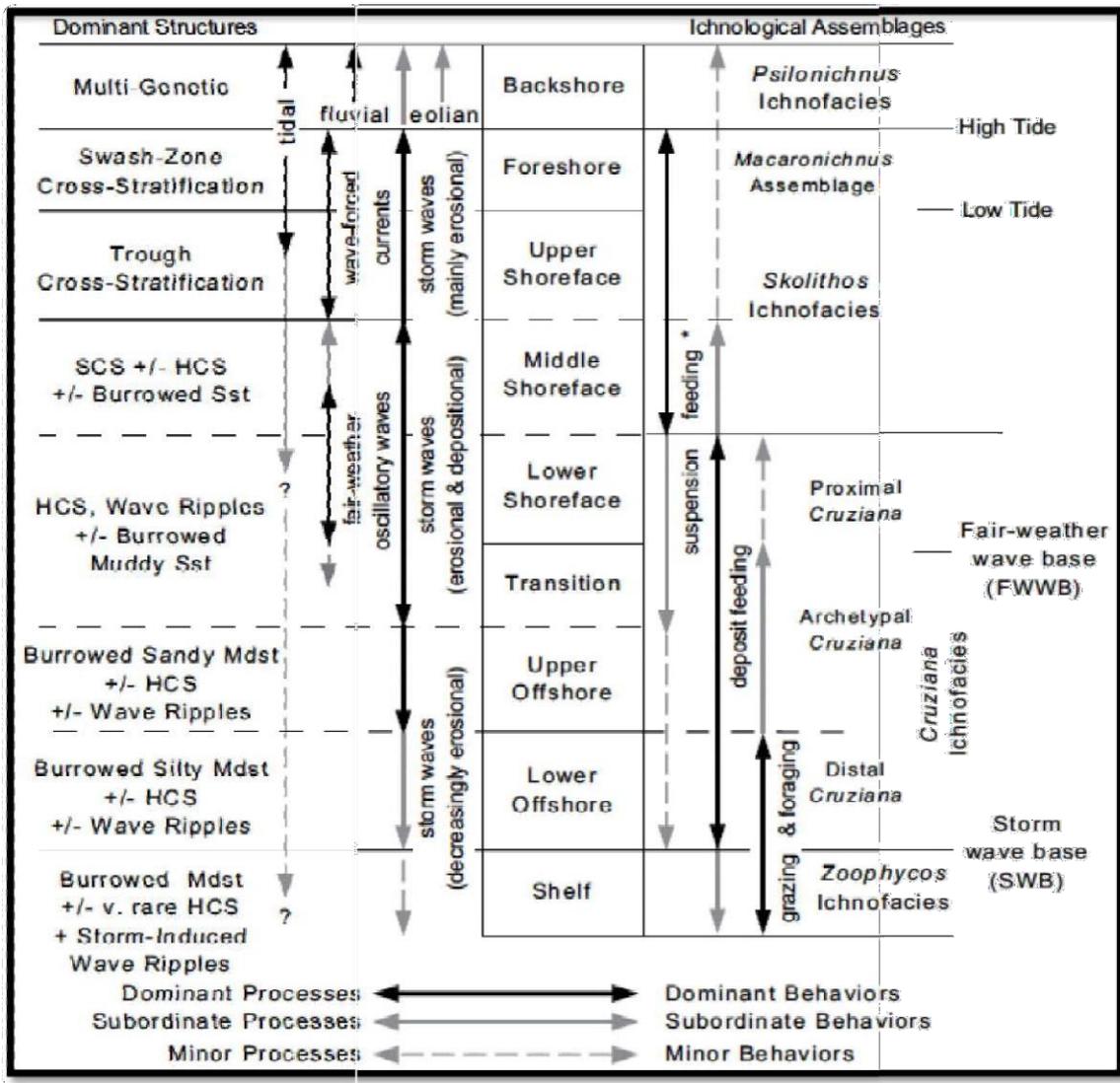


Figure IV. 38 : Modèle de Shoreface et leurs divers sous-environnements (modifié par MacEachern et al. 1999).

4-4-3- *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 - Figueredo 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 - Cheel et Leckie, 1993). Ces trois processus ne sont pas incompatibles et peuvent exister concomitamment et/ou successivement (Fig IV.17).

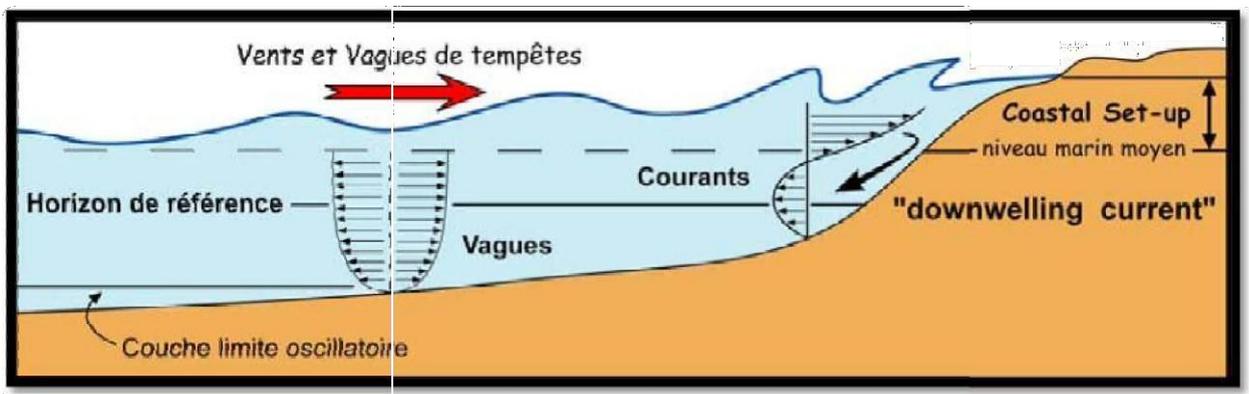


Figure IV. 39 : Courants de tempête (Swift et al., 1986).

Tableau 4 : Modèle de dépôt des Quartzites Hamra.

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	Skolithos – Assemblages plurispécifiques Fines et longues Tigillites (largeur mm, cm) Ophiomorpha. Diversité faible à moyenne, Abondance modérée à forte.	Skolithos – Assemblages plurispécifiques : Fines et longues Tigillites, Diplocraterions, Abondance modérée à forte
Lithotypes	F 1	F2	F3, F4, F5, F6	F7, F8, F9, F10

5- Etude pétrographique :

Ce rapport présente une analyse détaillée de la pétrographie de trois puits situés à des emplacements distincts dans la région de Hassi Tarfa. L'étude nous a permis d'observer en détail les caractéristiques pétrographiques des réservoirs, en réalisant une analyse approfondie, à la fois quantitative et qualitative, de lames minces observées au microscope optique. L'objectif était de déterminer les principales caractéristiques du matériau étudié.

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.

5-2- Constituants pétrographique du puits N°3 :

5-2-1- Phase clastique :

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

- **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 (Fig IV.18).

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.

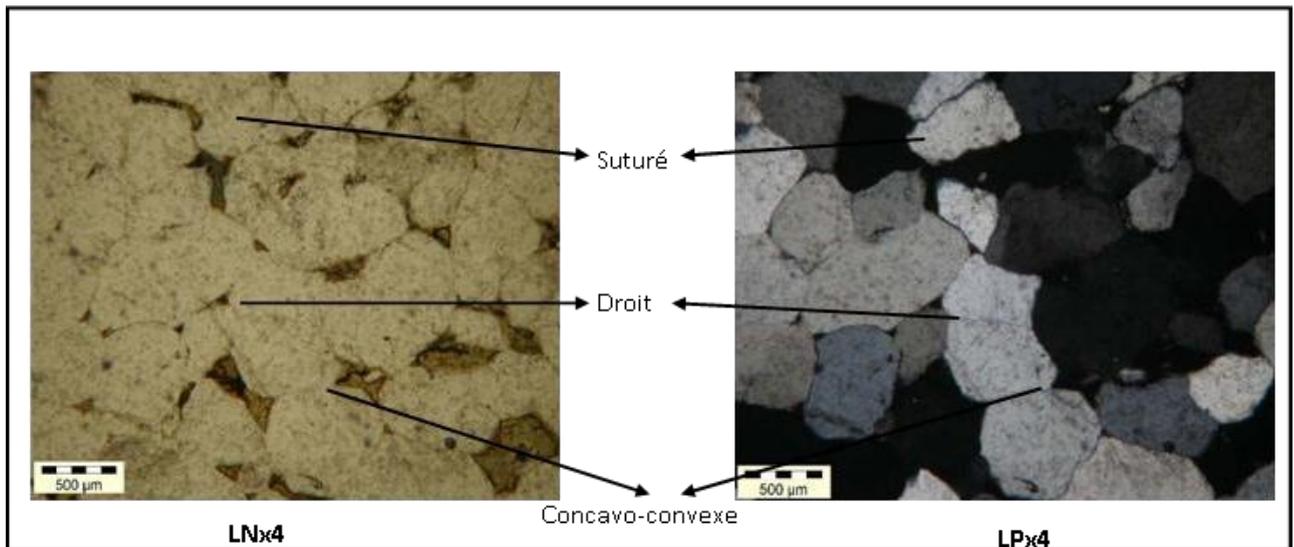


Figure IV. 40 : Grès moyen, sub anguleux à sub arrondie, bien classé à ciment siliceux avec des contacts droit, suturé et Concavo - Convexe entre les grains.(Côte 3403 m).

- **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 (Fig IV.19).

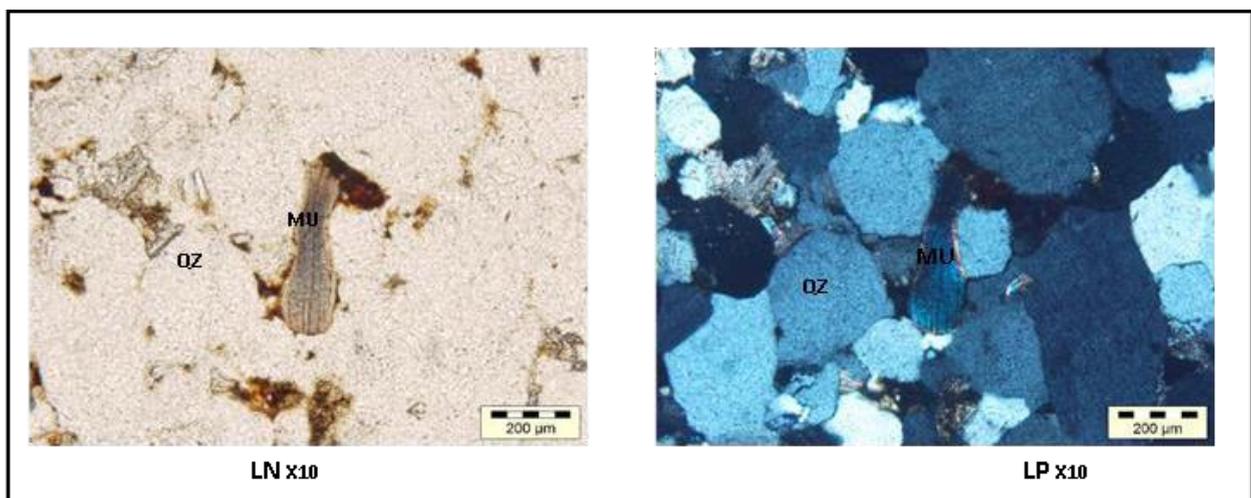


Figure IV. 41 : Grès moyen, sub arrondis, bien classé à ciment siliceux (Côte 3398 m).

QZ : Quartz, MU : Muscovite

- **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 (Fig IV.20).

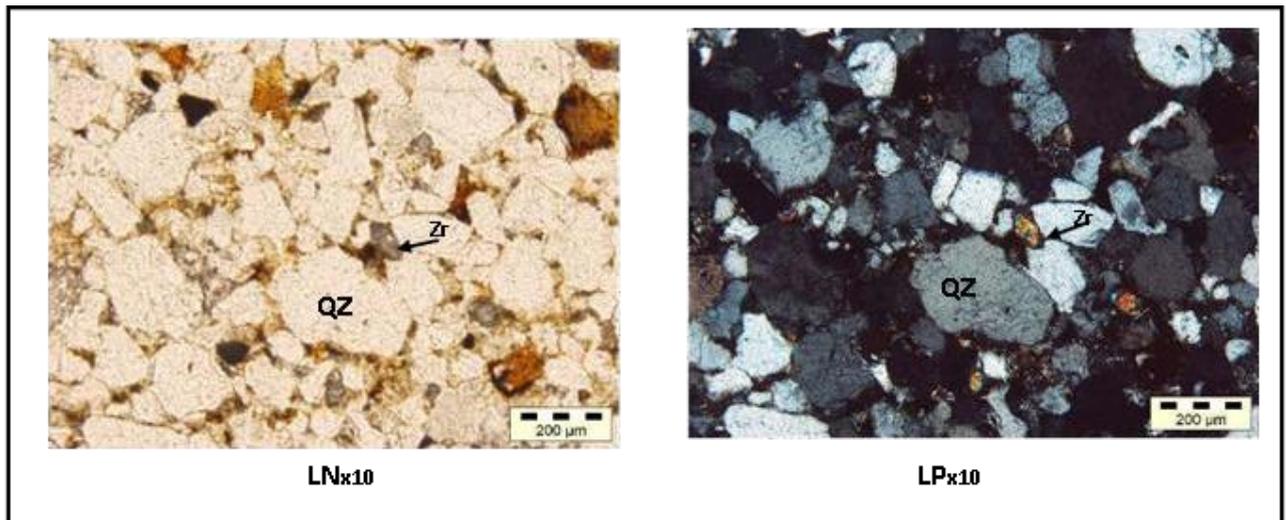


Figure IV. 42 : Grès fin à moyen, sub anguleux mal classé, à ciment argileux (Côte 3404 m).

Zr : Zircon

- **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 (Fig IV.21).

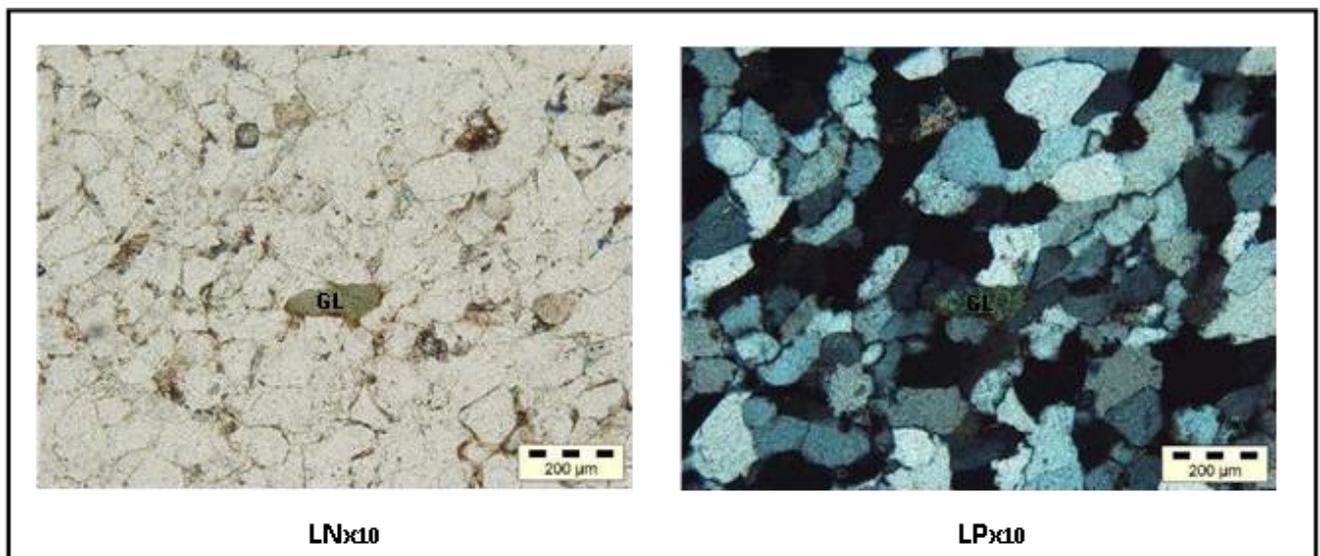


Figure IV. 43 : Grès fin , sub anguleux, bien classé à ciment siliceux (Côte 3388 m).GL : glauconie

5-3- La phase liante

5-3-1- **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.

5-3-2- 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 majeure 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.

5-3-3- 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 $FeCO_3$.

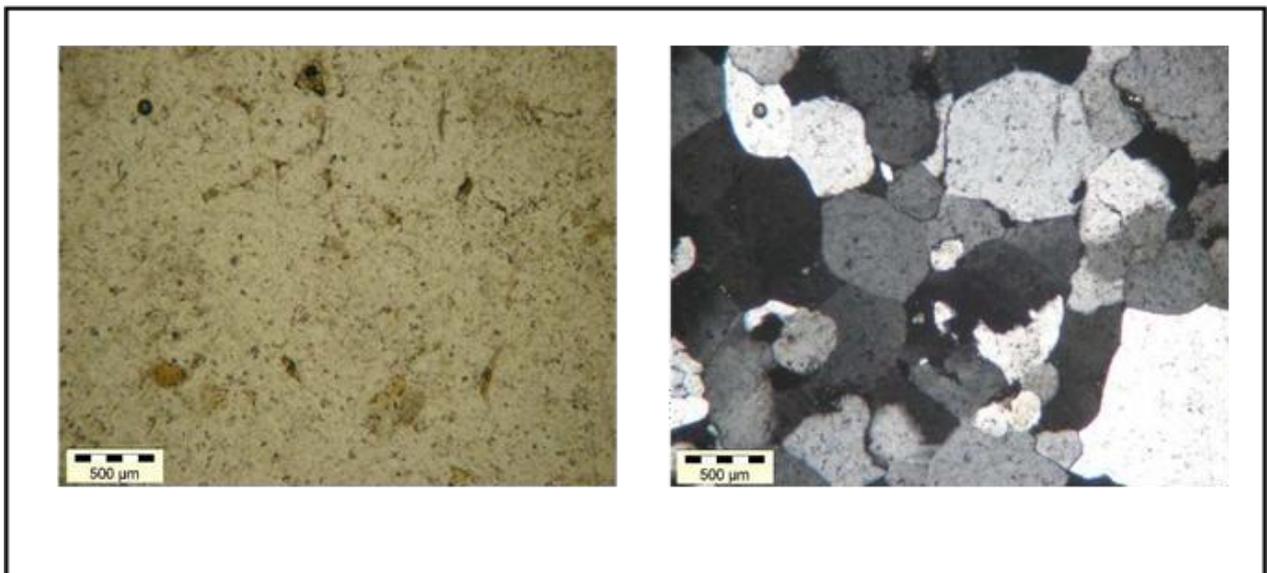


Figure IV. 44 : Grès quartzitique moyen, sub arrondie à ciment siliceux (Côte 3391 m).

5-4- 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.

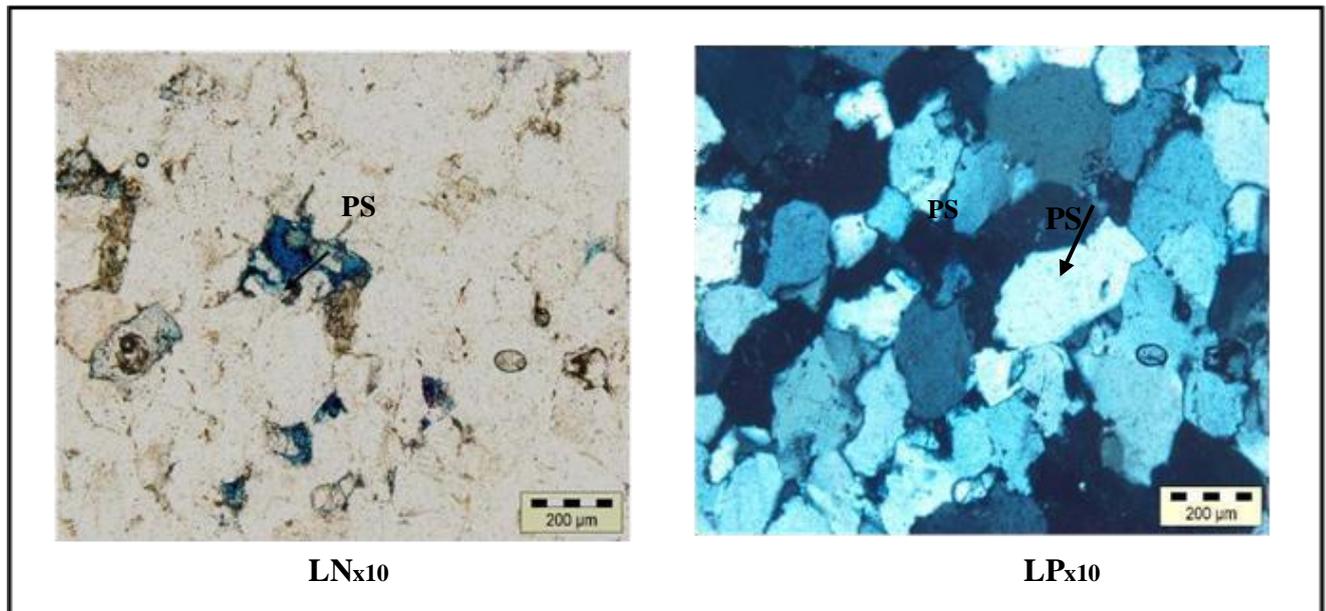


Figure IV. 45 : Grès moyen sub anguleux, à ciment siliceux avec un réseau de porosité secondaire (PS) (Côte 3410.50 m).

5-5- Constituants pétrographiques du pu its N°2 :

5-5-1- Phase clastique :

- **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.
- **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.
- **Pyrite :** Sa présence est généralement sous forme de trace et par fois sous forme des colmatant des fissures. En lumière réfléchie, 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%.

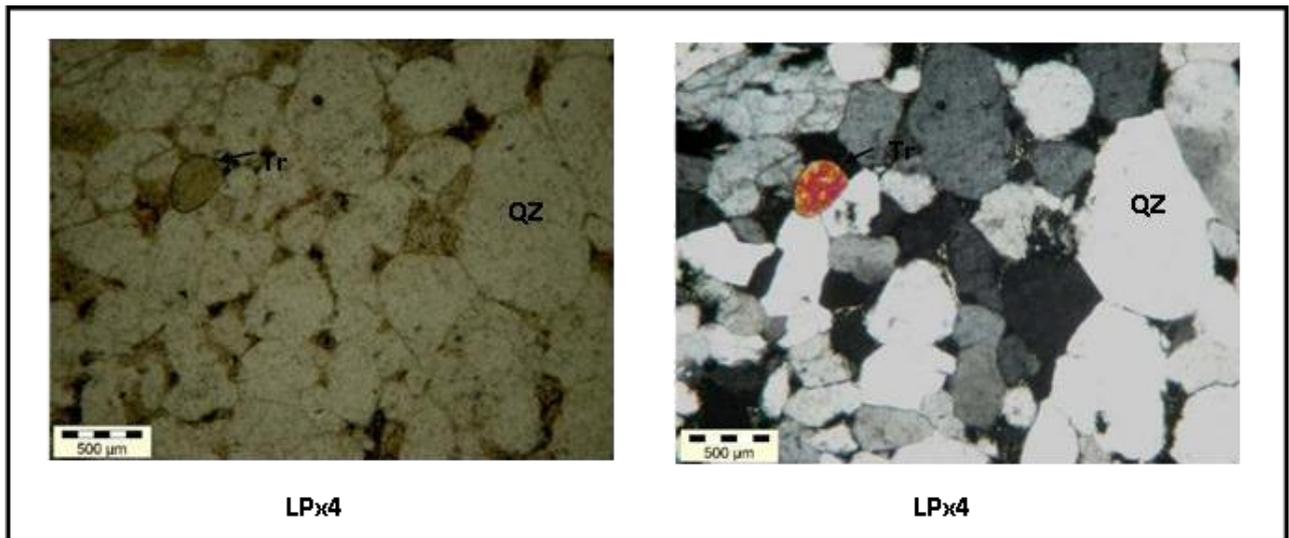


Figure IV. 46 : Grès moyen arrondi à sub arrondie, bien classé à ciment argileux (Côte 3332m). Tr : Tourmaline

5-6-2- Phase de liaison :

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

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 %.

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).

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 $FeCO_3$.

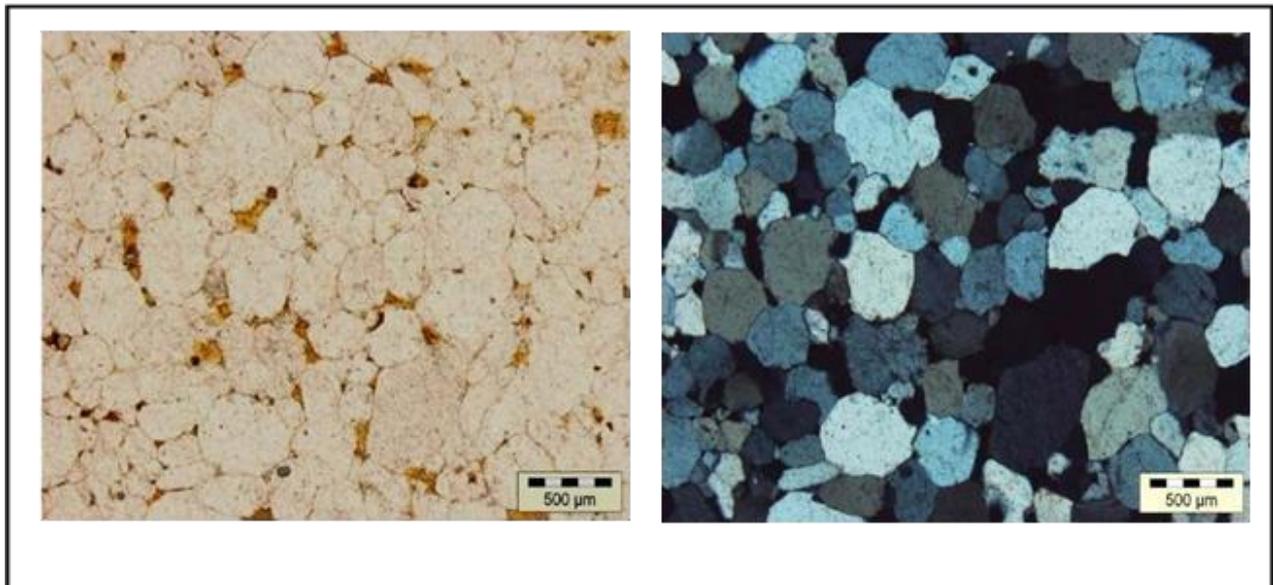


Figure IV. 47 : Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux (Côte 3324m).

5-7- 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.

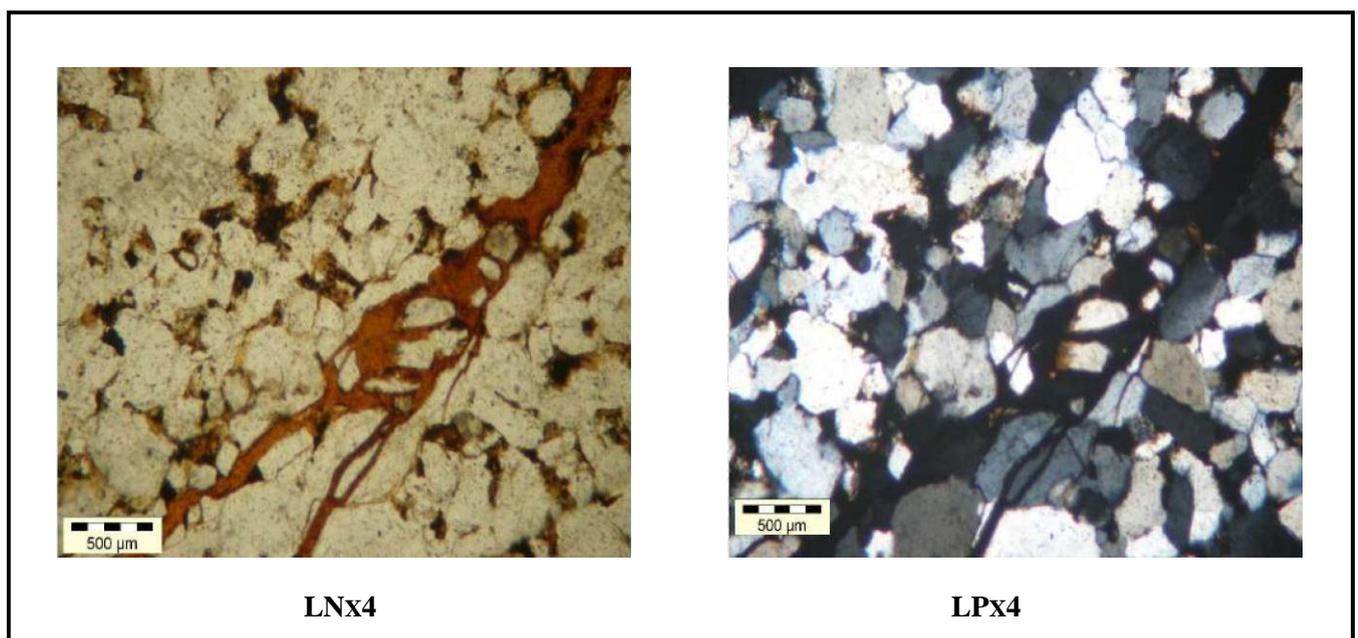


Figure IV. 48 : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux avec une porosité fissurale (Côte3339 m).

5-8- Constituants pétrographiques du puits N°5 :**5-8-1- Phase clastique :**

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

5-8-2- Phase de liaison :

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

- 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 dû à la pression-dissolution. Il se développe dans l'espace intergranulaire sous forme de silice amorphe microgrenue induisant ainsi une étanchéité totale de l'échantillon et le développement d'un quartzite franche. La proportion de silice totale (de nourrissage et secondaire) varie entre 2 et 9 %.
- 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

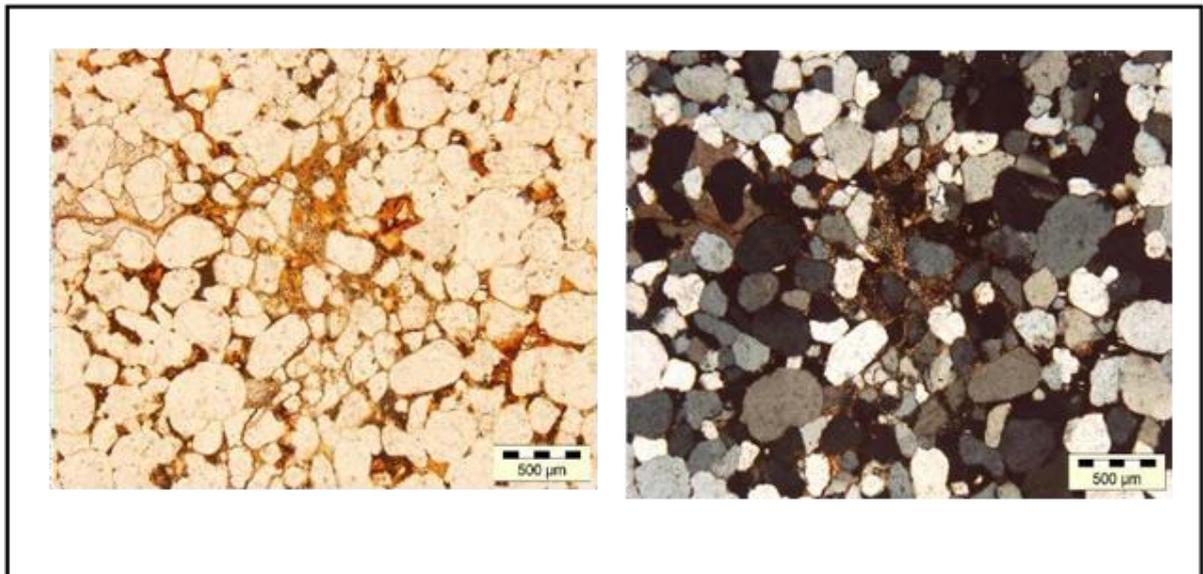
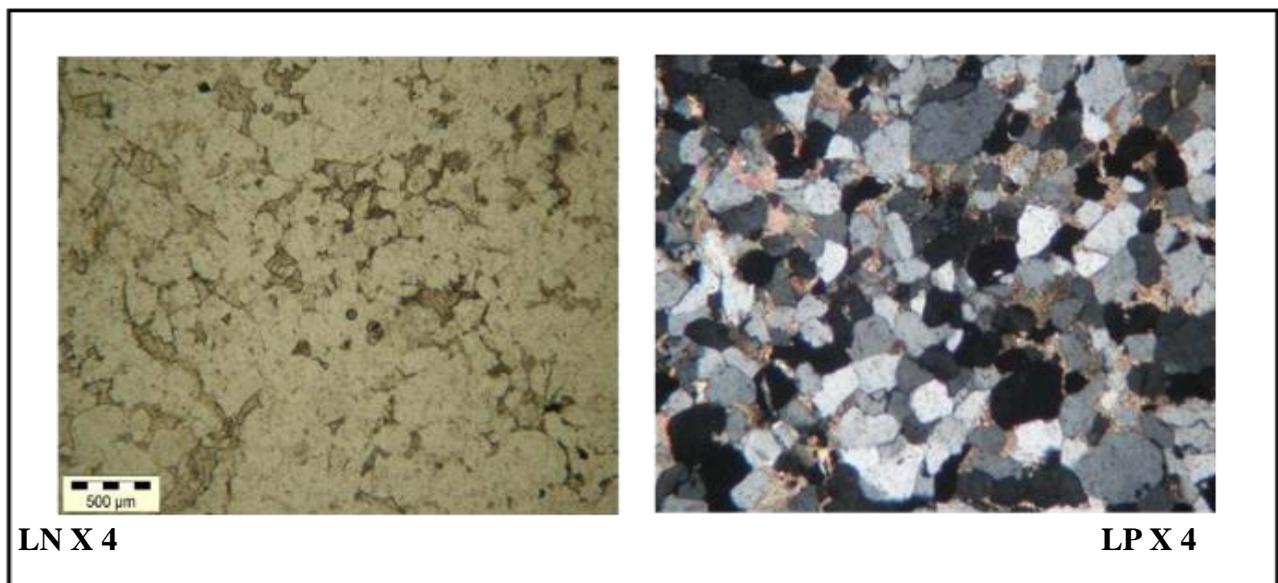


Figure IV. 49 : Grès fin a moyen, arrondie à ciment argileux. (Côte 3406.50m).

- 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 %.



LN X 4

LP X 4

Figure IV. 50 : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment carbonaté (Côte 3333m).

5-8-3- 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

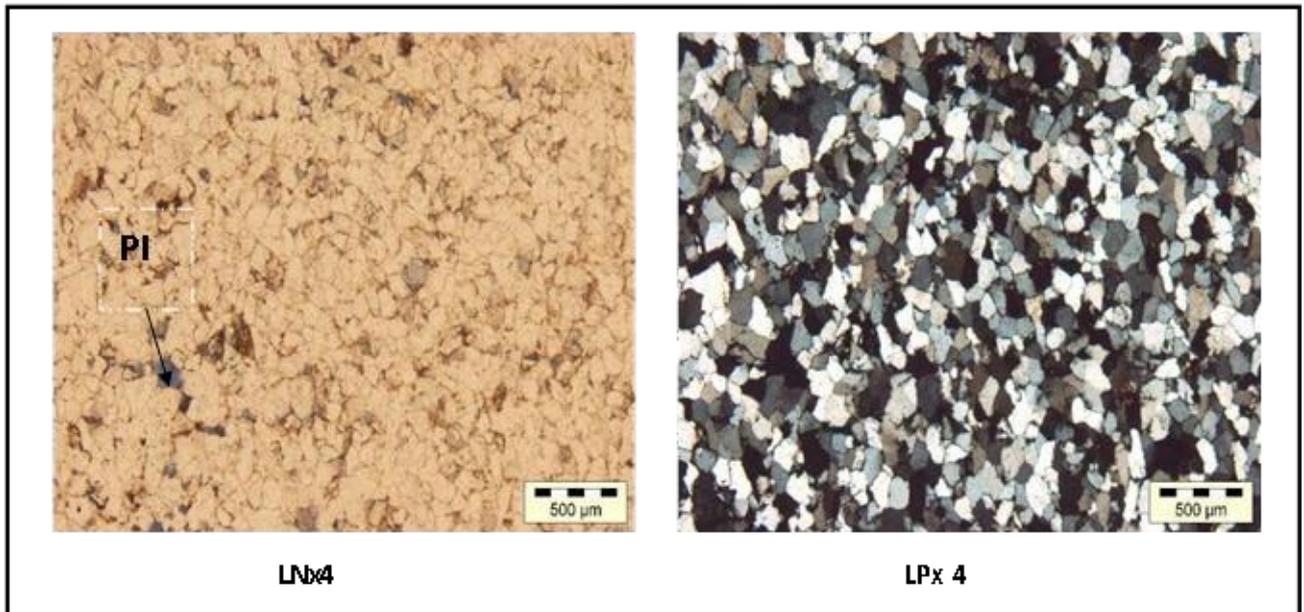


Figure IV. 51 : Grès fin, bien classé, sub anguleux à ciment siliceux. (Côte 3425m).

5-9- 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:

5-9-1- 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.

5-9-2- La taille des grains :

Les Quartzites de Hamra sont majoritairement constituées de grés 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 petrophysiques des échantillons. Généralement, cela s'explique par le fait que les grés plus grossiers subissent relativement moins de dissolution par compaction chimique en raison d'une surface de contacts entre grains plus réduite.

5-9-3- 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 petrophysiques des échantillons en raison du réarrangement des grains.

5-10- Identification et interprétation des phénomènes diagénétiques observés:

Les principaux phénomènes diagénétiques affectant le réservoir Quartzite Hamra de la région étudié 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 enfouï 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).

5-10-1- 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.

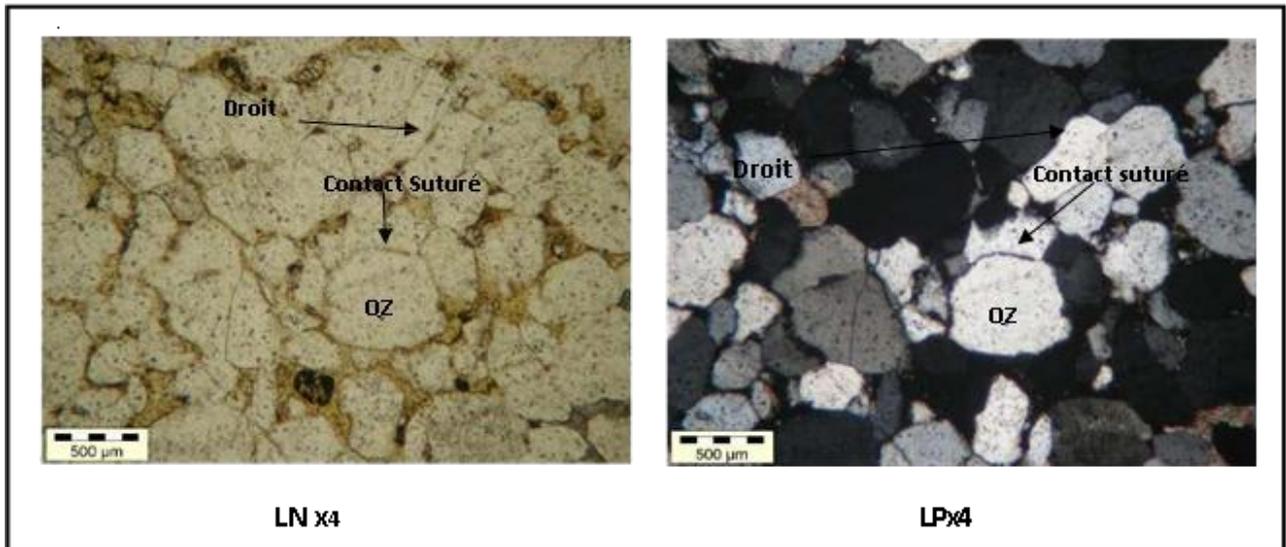


Figure IV. 52 : Grès moyen sub arrondie, bien classé à ciment argileux, contact suturé. (Côte 3395.m, puits n°3).

5-10-2- Silicification : Le phénomène diagénétique 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 :

- 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.

- 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 schujens (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.

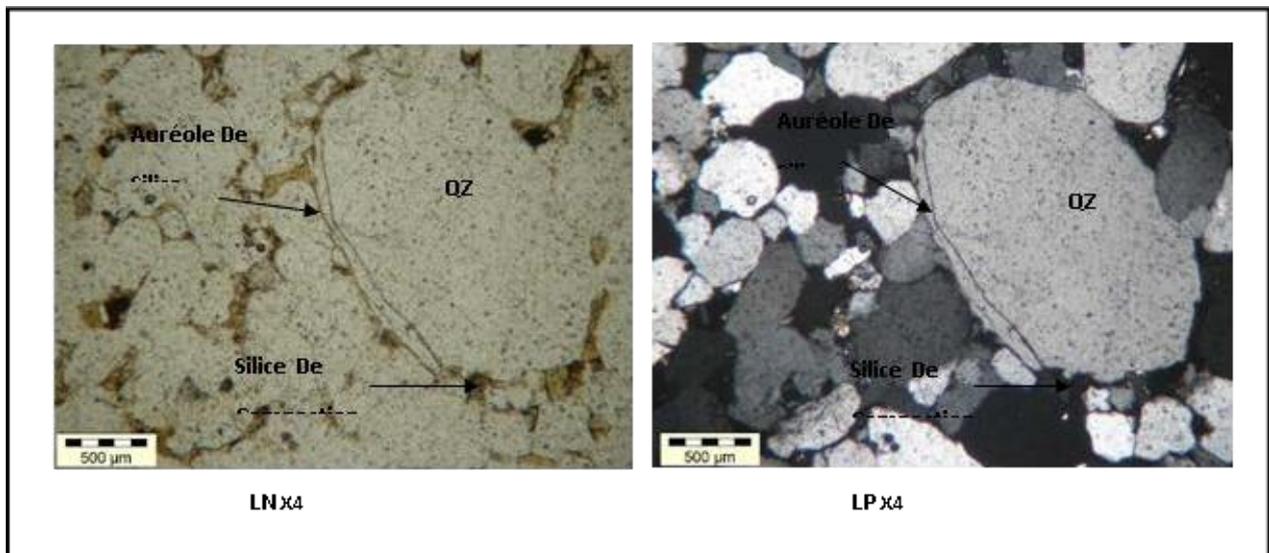


Figure IV. 53 : moyen à ciment siliceux, (Côte 3328 m puits N°2) .silice de nourrissage et silice de compaction.

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 suffisantes pour développer une cimentation de quartz significative. En effet, seules quatre sources de silice sont considérées comme véritablement efficaces, 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 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 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_2 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.



Figure IV. 54 : Grès fin à moyen, mal classé, sub anguleux à sub arrondie à ciment siliceux (Côte 3392m, puits n° 3).

5-10-3- 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 diagénétique 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.

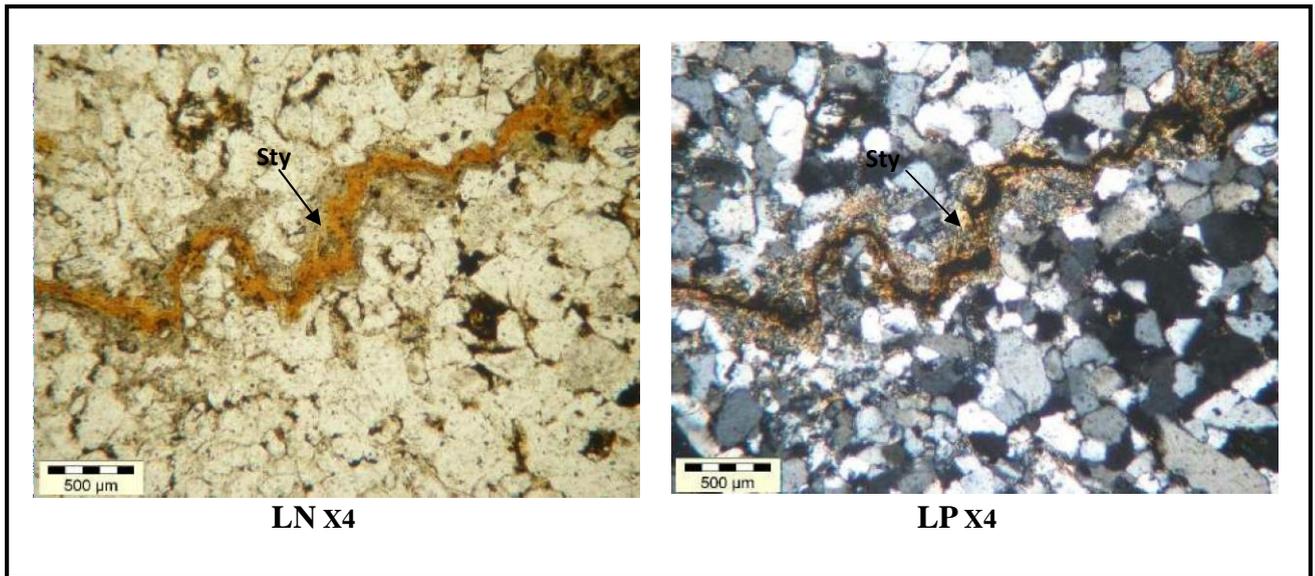


Figure IV. 55 : Grès fin, sub anguleux, bien classé à ciment siliceux (Côte 3410 m puits n°5).
Stylolithe (Sty).

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 CO₂ 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).

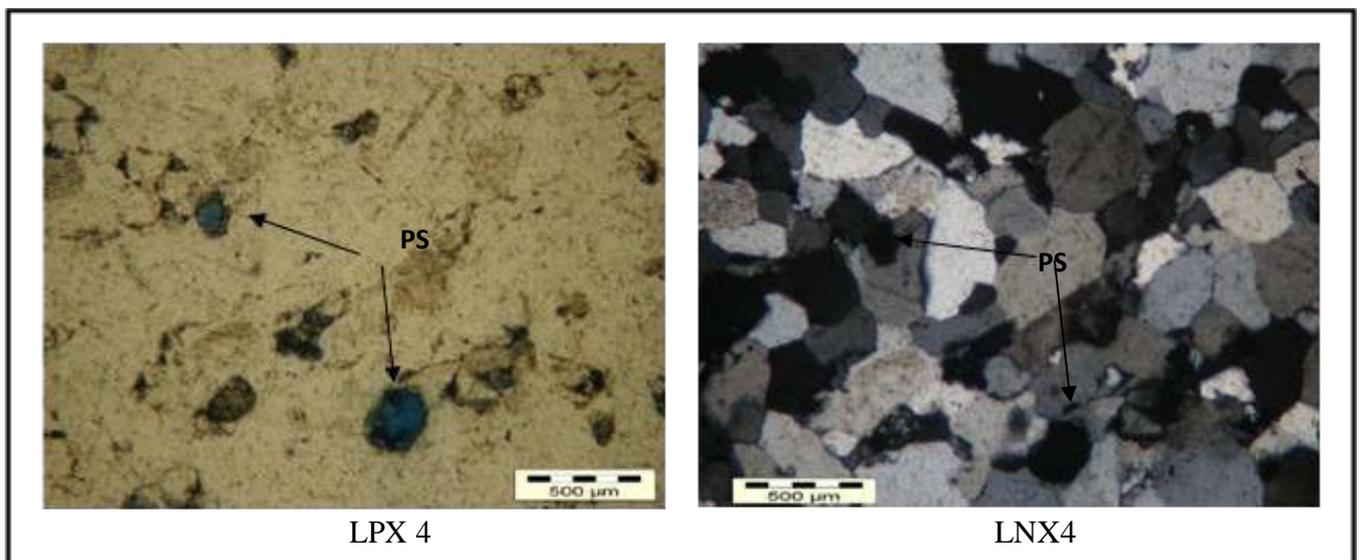
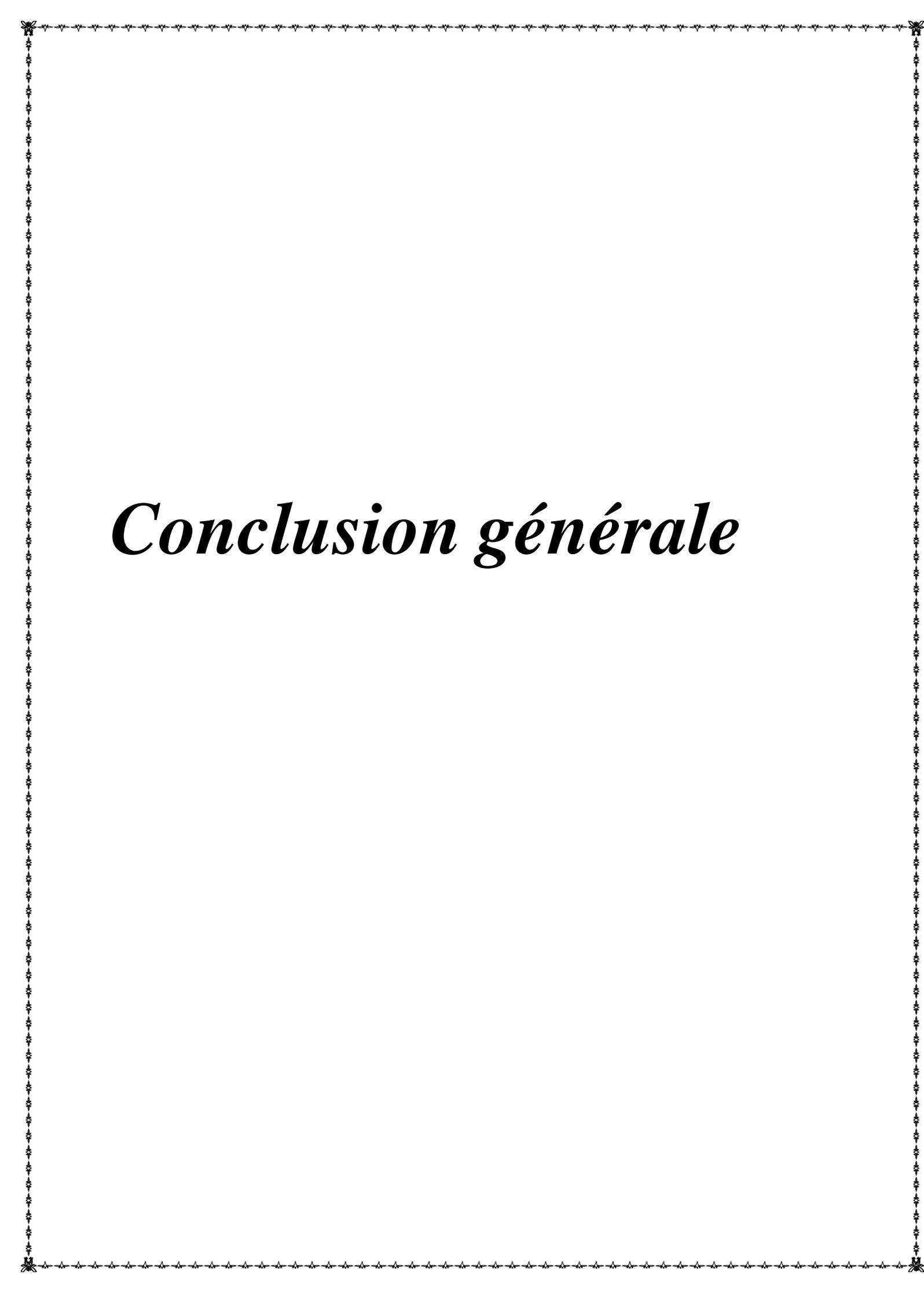


Figure IV. 56 : Grès fin à moyen, à ciment siliceux avec une porosité secondaire(PS) (Côte 3313.m, puits n°3).



Conclusion générale

Conclusion Générale

L'étude de la formation Ordovicienne dans Hassi tarfa a permis d'apporter des précisions sur les caractéristiques pétrographiques des faciès de cette formation et une compréhension des phénomènes diagenétiques et leurs impacts sur les caractéristiques pétrophysiques de ce réservoir.

La première étape a consisté en l'analyse des données de diagraphie (Densité, Sonique, Rayon Gamma, résistivité) pour la détermination des paramètres pétrophysiques pour les puits HTF6 et HTF8. Elle a confirmé une porosité de l'ordre de 6% et une perméabilité d'environ 0.1mD, typique des réservoirs compacts. La synthèse des données de carottes a montré les mêmes résultats.

Une étude de la corrélation entre la porosité et la perméabilité a également été faite à partir des données de carottes uniquement. L'absence de corrélation observée ne peut se justifier que par l'existence de fissures.

Pour avoir une idée de la distribution de ces paramètres pétrophysiques à l'échelle de tout le réservoir des cartes d'isovaleurs ont été tracées. Ces cartes intègrent à la fois les résultats des diagraphies et les données pétrophysiques qui proviennent de l'analyse des carottes disponibles pour certains puits, à l'exception du puits HTF7 pour lequel les données n'étaient pas suffisantes. Ces cartes ont permis de montrer que les bons paramètres pétrophysiques coïncident avec la direction des failles majeures.

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 mètres.

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.

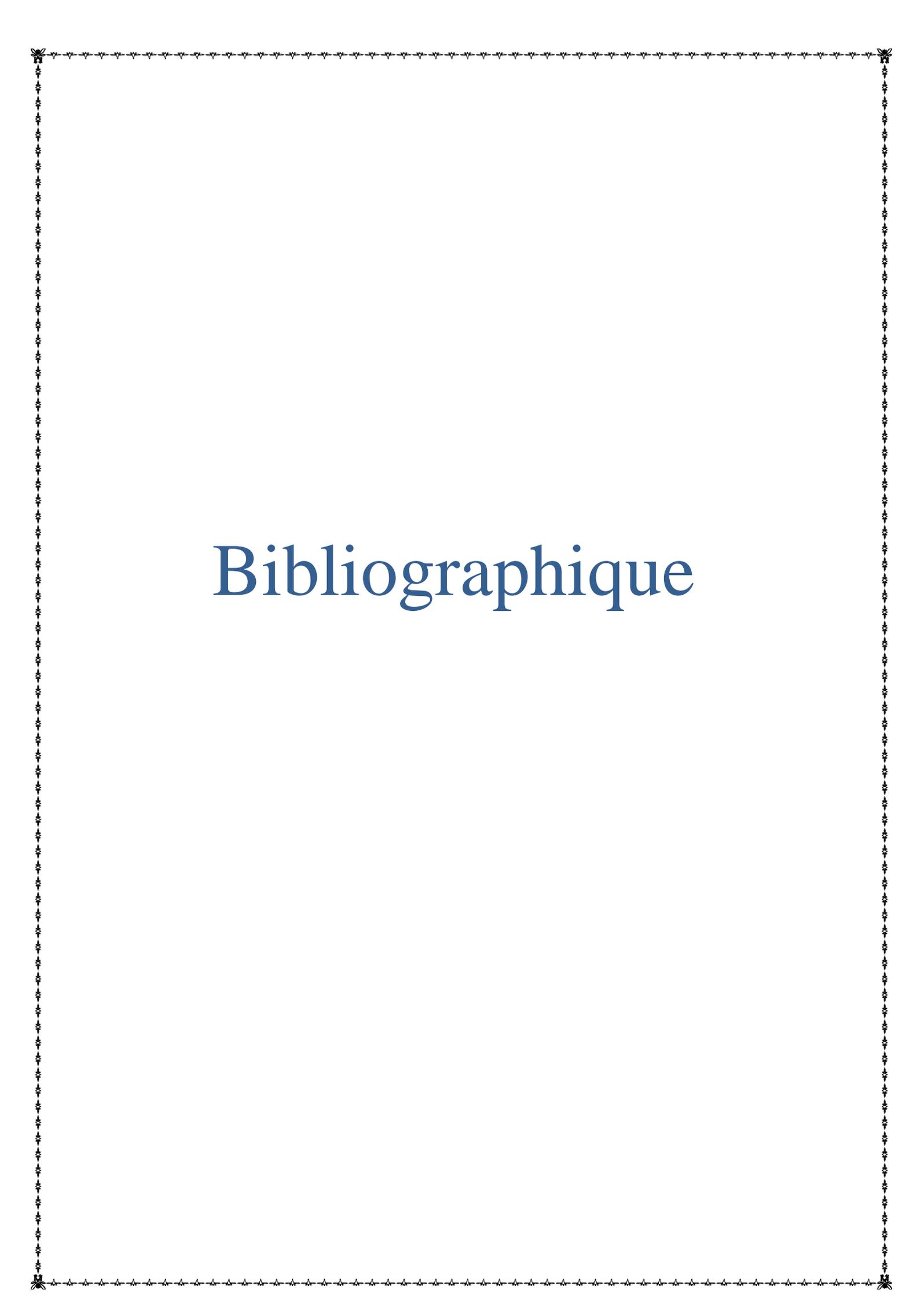
Différents facteurs texturaux, liés aux conditions originelles de dépôt, sont apparus comme contrôlant la qualité des réservoirs. Il s'agit du classement des grains, de la taille des

Conclusion générale

grains, de l'arrondi des grains et du contact entre grains.

A ces paramètres, se sont ajoutés 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.



Bibliographique

Bibliographie

- **Achab, A.1970** .Le Permo-Trias saharien. Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. *Thèse 3ème cycle. Faculté des sciences de l'université d'Alger.*
- **Ait Salem, H.1992.**Le Trias Détritique de l'Oued Mya. Sédimentation estuarienne, diagenèse et porogenèse, potentialités pétrolières. *Documents des laboratoires de géologie lyon n° 120, 107p.*
- **BEICIP. 1992.** Evolution des réserves « région d'oued M'ya, Volume II ».
- **Benamerane, O. 1987.** Diagraphie et sédimentologie : une combinaison efficace pour l'étude des Bassin et l'exploration des piège stratigraphique d'hydrocarbures (Trias du Bassin de l'Oued M'ya Algérie). Thèse de Doctorat, Université : Pierre e tMarie Curie, Paris.
- **BERNARD BIJU-DUVAL.1999.** Géologie sédimentaire, bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole ; Publications de l'institut français du pétrole, école du pétrole et des MOTEURS ; édition : TECHNIP n° 522-524, 633-705p.
- **DLCC / SONATRACH HASSI MESOUD**
- **Beghoul. M.S. 2013.** « Les diagraphies différées: interprétation pétrophysique et géologique ».cour IAP.
- **BENBABA, A., NEGGAZI A. 2013.** Caractérisation et Modélisation de la partie Nord-Est du champ de HAUD BERKAOUI (Projet professionnel de fin de formation IAP).
- **Boudjemaa,R. 1987.**Evolution structural du bassin pétrolier "triasique" du Sahara Nord Oriental. *Thèse Doctorat, Uni. Paris-Sud, Orsay.*
- **Bousson, G.1972.**Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du mésozoïque saharien. *Thèse. Sc., Paris, 464p.*
- **BAKER HUGHES -(2007)** Hassi Massaoud, Rapport d'interprétation d'imagerie puits HTFN-1, HTF-4, HTF-5, HTF-8.
- **BEICIP – (Avril 2007)** Caractérisation et évaluation des réservoirs ordoviciens de pourtour du Hassi Massaoud (volume I, III, IV).
- **Biju-Duval et al., 1968.**
- **Cossé, R. (1988).** Technique d'exploitation pétroliers: le gisement, Paris, éditions technique.
- **CRD-(2002).** Hassi Massaoud -SONATRACH. Rapport des carottes des puits HTF-3 HTF-2 HTFN-1.
- **Chamley, 1988 ; Guillocheau, 1991 ; Biju Duval, 1999)**
- **DESBRANDES .R; (1982),** Diagraphies dans les sondages, édition TECHNIP,

Bibliographie

PARIS 15^{ème} ,2^{ème} semestre.

- **Ferd. M (2002)** ; Rapport fin de sondage HTF-1HTF-2 HTF-3 HTFN-1-
- SONATRACH – Exploration- Hassi Massaoud.
- **Ferd. M, (2001-2002).** Rapport final d'interprétation diagraphique HTF-3, HTFN-1.
- **Füchtbauer, 1978 ; BjØrlykke et al., 1989** ; Dutton et Diggs, 1990 ; Oelkers et al, 1996 ; Walderhaug et BjØrkum, 2003.
- **Ghomari, (1984)** Rapport d'interprétation de la structure de bassin Amguide Messoud « les phases tectoniques majeures avec leur orientation» SONATRACH division Exploration
- **Komar, 1976 - Hayes, 1967 - Morton, 1981 - Walker, 1984, 1985 - Cheel et Leckie, 1993).**
- **Nelson, RA et Charactegui. F, (1994),** Analyse de réservoir fracturé avec des exemples d'application; Conférence sur les aspects géologiques des systèmes pétroliers, Maxico City
- **Peters. J; (1996)** pétrophysiques ; département de pétoler & ingénieur de géosystem université de Texas, Austin.
- **Pemberton et al. 1992** ; Seilacher, 2007.
- **Rmasay. Et Huber. (1987),** les techniques des nouvelles structures géologiques, V 2, Plis et Fractures. London, Presser académique.
- **Remberg. H. (1964),** le théorème de formation simultané des différents types de plis tectophysiques.
- **SERRA. O (1989);** diagraphie différées ; Tome 1 ; acquisition des données ; édition : Elf Aquitaine.
- **SERRA. O (1985);** Diagraphie différées. Tome 2.mémoire 1. Centre de recherche S.N.P.A. Pau. France.
- **SCHLUMBERGER (2005).** - Hassi Massaoud, Rapport d'interprétation d'imagerie puits HTFN-2.
- **Schlumberger / Sonatrach (2007)** ; WEC de l'Algérie.
- **Silam. R; (2006),** rapport d'implantation des puits HTN1 et HTF8.
- **Sonia, Selimani, (2008)** caractérisation de réservoirs quartzites de Hamra dans le bloc 427, dans les 7 èmes journées scientifique et technique de Sontarach.
- **Stearns, D.w, et Fuega. (1981).** Certain aspect des fractures dans la déformation naturelles des roches, Rapport spécial. Air force Cambridge. Laboratoire de recherche, Bedfor, Massuchusetts.

Bibliographie

- **Serra, O. (1985)** Sedimentary Environments from Wireline Logs. Schlumberger Limited, Paris.
- Sanders, L. et Durand-Dastès, F. (1985) L'effet régional. Montpellier, GIP Reclus, 47 p. André
- **Taib. D, (2004).** « Pétrophysique », Théorie et pratique dans les mesures dans la roche réservoir et les propriétés du transport de fluide.