

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة مولود معمري-تيزي وزو

Université Mouloud MAMMERRI- Tizi Ouzou –
Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques.
Département des Sciences Géologiques.



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du **diplôme de MASTER.**

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires.

Par : **MECHROUK Abderrahim.**

Sujet :

Etude sédimentologique et caractérisation diagénétique du réservoir silicoclastiques du silurien supérieur- dévonien inférieur (le F6) du bassin d'Ilizi.

Soutenu publiquement, le 07 / 01 /2021 , devant le jury composé de :

M. MAKHLOUFA.	Maitre Conférence	B.	Président.
M. AMROUCHEF.	Maitre-Assistant	A.	Promoteur.
M. ACHOUM.	Maitre-Assistant	A.	Examineur.
M. KARDACHE R.	Maitre Conférence	A.	Examineur.

Remerciements

D'abord je profite de cette occasion pour adresser mes sincères remerciements aux responsables scientifiques et administratifs du Département Sciences Géologiques, pour leur gestion sage et les bonnes conditions d'études qu'ils nous ont procurées.

*Je tiens également à remercier vivement Mme **Selmani Sonia**, la responsable du département de sédimentologie et stratigraphie **au CRD et son Staff**. Qui m'ont fait bénéficier de leurs conseils et leurs compétences, soulignant ainsi l'intérêt qu'elle porte à mes travaux. Je la remercie pour m'avoir accueilli dans son projet.*

*Je ne trouve pas les mots pour exprimer ma gratitude envers Mr **Amrouch Farid** mon directeur de mémoire. Ses conseils et ses encouragements ont permis à ce travail d'aboutir. Ses capacités scientifiques et ses compétences étaient mon grand support. Faire mon projet sous sa direction était pour moi un grand honneur et un immense bonheur. La liberté qu'il m'a accordée et les responsabilités qu'il m'a confiées ont beaucoup contribué à la formation de ma personnalité et à mon autonomie de travail.*

*Je dois aussi une grande partie de mon travail à M. **Ali Makhlouf**. Ses conseils m'ont aidé à surmonter beaucoup de difficultés. Je le remercie chaleureusement pour sa pédagogie, sa patience, sa disponibilité et son dévouement.*

Mes remerciements vont aussi à tous les membres du jury. Je les remercie pour le soutien et l'attention qu'ils nous ont prêtés pendant toute la durée de ma démonstration.

Enfin je ne peux pas oublier les gens de la faculté de géologie de l'UMMTO où était le début de mon chemin scientifique. Je les remercie sincèrement pour m'avoir donné ce niveau d'ingénieur, ce niveau qui a constitué mon véritable appui et mon support durant ce travail et il le fera le long du mon chemin professionnel

Dédicace

Je dédie ce projet :

A ma chère mère,

A mon cher père,

*Qui n'ont jamais cessé, de formuler des prières à mon égard, de me soutenir
et de m'épauler pour que je puisse atteindre mes objectifs.*

A mes frères, Hicham et Koussai,

A mes chères sœurs,

Pour leurs soutiens moraux et leurs conseils précieux tout au long de mes études.

Et Pour leurs indéfectibles soutiens et leurs patiences infinies.

A mon cher Younes, et mon cher Seliman,

Qui m'a aidé et supporté dans les moments difficiles.

A mes chères ami(e)s et frères de la faculté,

Pour leurs aides et supports dans les moments difficiles.

A toute ma famille,

A tous mes autres ami(e)s,

A tous ceux que j'aime et ceux qui m'aiment.

MECHROUK ABDERRAHIM.

Table des matières

Liste des figures

Introduction générale.....	1
----------------------------	---

CHAPITRE I :

PARTIE 1:

Introduction	2
I.1. La plateforme Saharienne.....	2
I.2. Stratigraphie de la plateforme Saharienne	4
I.3. Evénements tectono-sédimentaires majeurs.....	6
I.3.1. Orogenèse panafricaine 650-500ma	6
I.3.2. Orogenèse Calédonienne 500-417ma	6
<i>a. La Distension Cambro –Ordovicienne.....</i>	<i>6</i>
<i>b. Phase compressive taconique.....</i>	<i>6</i>
<i>c. Phase compressive Calédonienne au sens strict</i>	<i>7</i>
<i>d. Phase de distension du Dévonien inférieur</i>	<i>7</i>
I.3.3. Orogenèse Hercynienne	7
<i>a. Phase Viscene N040</i>	<i>7</i>

<i>b. La phase permienne N120</i>	7
<i>I.3.4. L'Orogenèse Alpine</i>	8
<i>a. La Distension du Trias</i>	8
<i>b. La phase Autrichienne N090</i>	8
<i>c. La phase Atlasique N160 (Eocène moyen)</i>	8
<i>d. La phase N050–N060 Oligocène</i>	8
II. Bassin d'Illizi	9
II.1. Situation géographique	9
II.2. Cadre géologique	10
II.2.1 Aspect structurale	10
II.2.2. Aspect Lithostratigraphique	13
<i>II.2.2.1. Le Paléozoïque</i>	13
<i>a. Le Cambrien</i>	13
<i>b. L'Ordovicien</i>	13
<i>c. Silurien</i>	13
<i>d. Le Dévonien</i>	14
a. Gedinien–Siegenien	14

b. Emsien (formation d'Orsine)	14
<i>e. Le Carbonifère</i>	15
a. Formation de Djebel Illerène	15
b. Formation de Hassi Issendjel	15
c. Formation d'Assekaifafi d'âge Serpukovien–Bashkirien épaisse de 100 à 200m	15
d. Formation de L'oued Oubarakat	15
e. Formation d'El Adeb Larache	15
f. Formation de Tiguentourine	15
<i>II.2.2.2. Le Mésozoïque</i>	15

PARTIE 2 :

I.	Situation géographique de Ain Amenas	17
II.	I. Situation géologique	18
II.1.	Aspect structurale	18
II.2.	Aspect litho–stratigraphique	20
	II.2.1 Mésozoïque	20
	II.2.2 Paléozoïque	20

III. Intérêt pétrolier	24
------------------------------	----

CHAPITRE II :

PARTIE 1:

I.	Introduction	25
II.	Données disponibles	25
III.	Méthodologie de description	25
IV.	Etude Sédimentologique des différents Puits	26
IV.	Analyse des faciès de la carotte du puits A	26
I.2.	Analyse des faciès de la carotte du puits B	33
I.3.	La Sédimentation et environnements de dépôts	42
	I.3.1. Le découpage séquentielle	42
I.4.	Comparaisons et corrélations entre les deux puits	47
	I.4.1. Comparaison	47
	I.4.2. Corrélation	47

PARTIE 2:

I.	Introduction à la diagenèse des réservoirs silicoclastiques et aux inclusions fluides	49
I.1.	Généralités et définitions sur les systèmes pétroliers	49
I.2.	Les roches mères	50
I.3.	Les roches couvertures	50
I.4.	Les pièges	50
I.5.	Les réservoirs	51
I.6.	La notion de timing de migration des hydrocarbures	51
II.2.	La diagenèse des réservoirs silicoclastiques	52
	II.2.1.Généralités	52
	II.2.2. Régimes de pression et circulation fluide dans les réservoirs.....	54
	II.2.3.Perte de porosité par compaction	54
	II.2.4. Perte de porosité par cimentation	54
III.	Les principaux phénomènes diagénétiques du réservoir F6.....	57
III .1	Pression dissolution	57

III.2.	Cimentation	58
III.2.1.	L'argile	58
III.2.2.	La silice secondaire	60
III.2.3.	La cimentation carbonatée	61

CHAPITRE III :

I.	Le réservoir F6	63
II	. Péetrophysiques	67
III	Aperçu Géophysique et diagraphie	71
	Conclusion Générale.....	76

Bibliographie

Annexe

Liste de figures

Chapitre 1 :

PARTIE 1 :

Figure 1	Carte Géologique de domaine Méridionale de l'Algérie (Sonatrach /Exploration).....	2
Figure 2	Carte des principaux éléments morpho-structuraux de la plateforme saharienne. (Modifié d'après Boots et al ; 1998) (In M. Henniche ; 2002).....	3
Figure 3	Coupe Lithostratigraphique des provinces de la Plateforme Saharienne (Sonatrach Exploration).....	5
Figure 4	Carte Géologique du bassin d'Illizi (Sonatrach /Exploration).....	9
Figure 5	Cadre géologique du bassin d'Illizi (Sonatrach Exploration).....	10
Figure 6	Aspect structurale du bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration).....	11
Figure 7	Coupe géologique NORD/SUD du bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration)...	13
Figure 8	Coupe lithologique et les évènements structuraux dans le bassin d'Illizi (Document Sonatrach).....	17

PARTIE 2 :

Figure 1	Cadre Géographique de la région d'in Amenas (alnaft.gov.dz).....	18
Figure 2	Les éléments structuraux du Bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration).....	20

Chapitre 2 :

PARTIE 1 :

<u>PLANCHE 1</u>	1 : Bioturbation.	
<u>Figure 1</u>	2 : Ride du courant (wavy beddings).....	29
<u>Figure 2</u>	1 : planolites.	29

	2 : teichichnus	
Figure 3	Galet d'argile	29
PLANCHE 2		
Figure 1	Grès à drapage argileux structuré par des rides de beau-temps.....	30
Figure 2	Silts noirâtre à stratifications planes.....	30
Figure 3	Grès à : 1 : stratifications entrecroisées	30
	2 : stratifications oblique.....	
PLANCHE 3		
Figure 1	Slumps.....	31
Figure 2	Teichichnus.....	31
Figure 3	Grès grossier propre à stratification Plane et oblique.....	31
PLANCHE 4		
	Barre gréseuse 1 intercalée par un banc d'Argile noire 2.....	32
PLANCHE 5		
Figure 1	Silt verdâtre lagunaire	38
Figure 2	Silt noirâtre moyennement bioturbé à lamination plane.....	38
Figure 3	Base érosive fortement bioturbée.....	38
PLANCHE 6		
Figure 1	Galet mou (mud clastes).	39
Figure 2	Drapage argileux a stratification plane.	39
Figure 3	Grès moyens à grossiers beige à structures obliques et planes.....	39
PLANCHE 7		
Figure 1	Grès moyens de couleur beige à structures obliques	40
Figure 2	Galet d'Argile.....	40
Figure 3	Paillettes de micas blancs	40
PLANCHE 8		
Figure 1	Surface de remaniment	41
Figure 2	1 : Skolithos	41
	2 : Teichichnus	
PLANCHE 9		
	Enivremments de dépôts	43

<u>PLANCHE 10</u>	Sédimentation Estuaire.....	43
<u>PLANCHE 11</u>	Sédimentation Litoral.....	44
<u>PLANCHE 12</u>	Chenal réservoir	45
<u>PLANCHE 13</u>	Positionnements de puits dans la région d'étude.....	47
<u>PLANCHE 14</u>	Schéma de corrélation des séries du F6 (D'après organisme Saharien 1965 inédit).	48

PARTIE 2 :

<u>Figure 1</u>	Schéma conceptuel d'un système pétrolier classique composé d'une roche mère, une roche couverture, de pièges (anticlinaux et discordance) et de roches couvertures.	49
<u>Figure 2</u>	Diagramme PT présentant les domaines de la diagenèse et du métamorphisme..	52
<u>Figure 3</u>	Schéma représentant les 3 grands domaines de la diagenèse.....	53
<u>Figure 4</u>	Diagramme PT de stabilité de la silice pour des conditions PT allant jusqu'à 100 Kbar et 2000 °C (Swamy et al. 1994).....	55
<u>Figure 5</u>	X 10 LP Contact Concavo-Convenxe.....	57
<u>PLANCHE 1</u> <u>Figure 6</u>	X 4 LP KAOLINITE.....	59
<u>Figure 7</u>	X4 LN ILLITE.....	59
<u>Figure 8</u>	X4 LP ILLITE.....	59
<u>PLANCHE 2</u> <u>Figure 9</u>	X 20 LP SILICE MICROGRENUE.....	60
<u>Figure 10</u>	X 10 LP SILICE SECONDAIRE.....	60
<u>PLANCHE 3</u> <u>Figure 11</u>	X2 CEMENTATION	61
<u>Figure 12</u>	X4 CEMENTATION.....	61
<u>Figure 13</u>	X2 MOUCHTRES SED LR.....	61
<u>PLANCHE 1</u> <u>Figure 14</u>	X4 ILLITE_3 LP.....	62
<u>Figure 15</u>	X2 DISSOLUTION LP.....	62

CHAPITRE 3 :

<u>Figure 1</u>	Log Synthétique du réservoir F6 (Beicip, 1977).....	64
<u>Figure 2</u>	Les Contacts anormales du bassin d'Ilizi (Document Sonatrach).....	65
<u>Figure 3</u>	Section Est-Ouest mole du Tihemboka, IFP, 1999.....	66
<u>PLANCHE 1</u>	Diagraphies de l'unité C3 du F6 (Document Sonatrach).....	68
<u>PLANCHE 2</u>	Diagraphies de l'unité C3 du F6 (Document Sonatrach).....	69
<u>Tableau 1</u>	Résultats Pétrographiques du Puits A et B (Document Sonatrach).....	70
<u>PLANCHE 3</u>	(Document Sonatrach).....	71
<u>PLANCHE 4</u>	(Document Sonatrach).....	72
<u>PLANCHE 5</u>	(Document Sonatrach).....	72
<u>PLANCHE 6</u>	(Document Sonatrach).....	73
<u>PLANCHE 7</u>	(Document Sonatrach).....	73
<u>PLANCHE 8</u>	Log synthétique du puis B (Sonatrach/Exploration)	75

Introduction générale :

La géologie est une science vaste qui s'intéresse à tous les éléments sur terre, elle est subdivisée en plusieurs disciplines selon l'objectif de recherche

Dans ce mémoire, l'objectif c'est le réservoir F6, dans une étude d'un réservoir d'hydrocarbure on s'intéresse à sa capacité de captage et de stockage, donc géologiquement on cherche la porosité et les vides dans les formations géologiques du réservoir.

Le réservoir F6 étant le réservoir le plus important et le plus riche dans le bassin d'Illizi en particulier, et dans la PFS en générale.

Son exploration précoce et son exploitation intense a conduit à son épuisement, aussi il est aujourd'hui, nécessaire d'explorer d'autres niveaux réservoirs pour diminuer la charge d'exploitation dans les anciens réservoirs comme le F6.

Dans ce travail on va faire une étude Sédimentologique et une étude Diagenétique pour le but de :

- Localisation des niveaux lithologiques du F6 dans la zone d'étude ;
- Déterminer la colonne stratigraphique du F6 dans le bassin d'Illizi ;
- La Structurale et la Tectonique qui affecte les séries sédimentaire du F6 ;
- Les phénomènes Diagenétique et les caractéristique pétrophysiques du F6.

I. Introduction :

I.1. La plateforme Saharienne :

La plateforme saharienne est située au Sud de l'Accident Sud de l'Atlas saharien (Fig.1). Elle est formée d'un socle précambrien sur lequel viennent se déposer en discordance les premiers dépôts de la couverture sédimentaire datés du Cambrien moyen (J. Fabre 2005) La surface de discordance connue sous le nom de pédiplaine infra-Tassilienne a été découverte par Kilian en 1922, dans le Nord du bouclier targui au pied des Tassilis internes. La couverture sédimentaire est structurée en bassins intracratoniques séparés par des môles. Ces bassins forment des Synéclyse qui sont de l'ouest vers l'Est : Tindouf, Réggane, Bechar, Ahnet, Timimoune, Mouydir, Illizi-Ghadamès (Fig. 2).

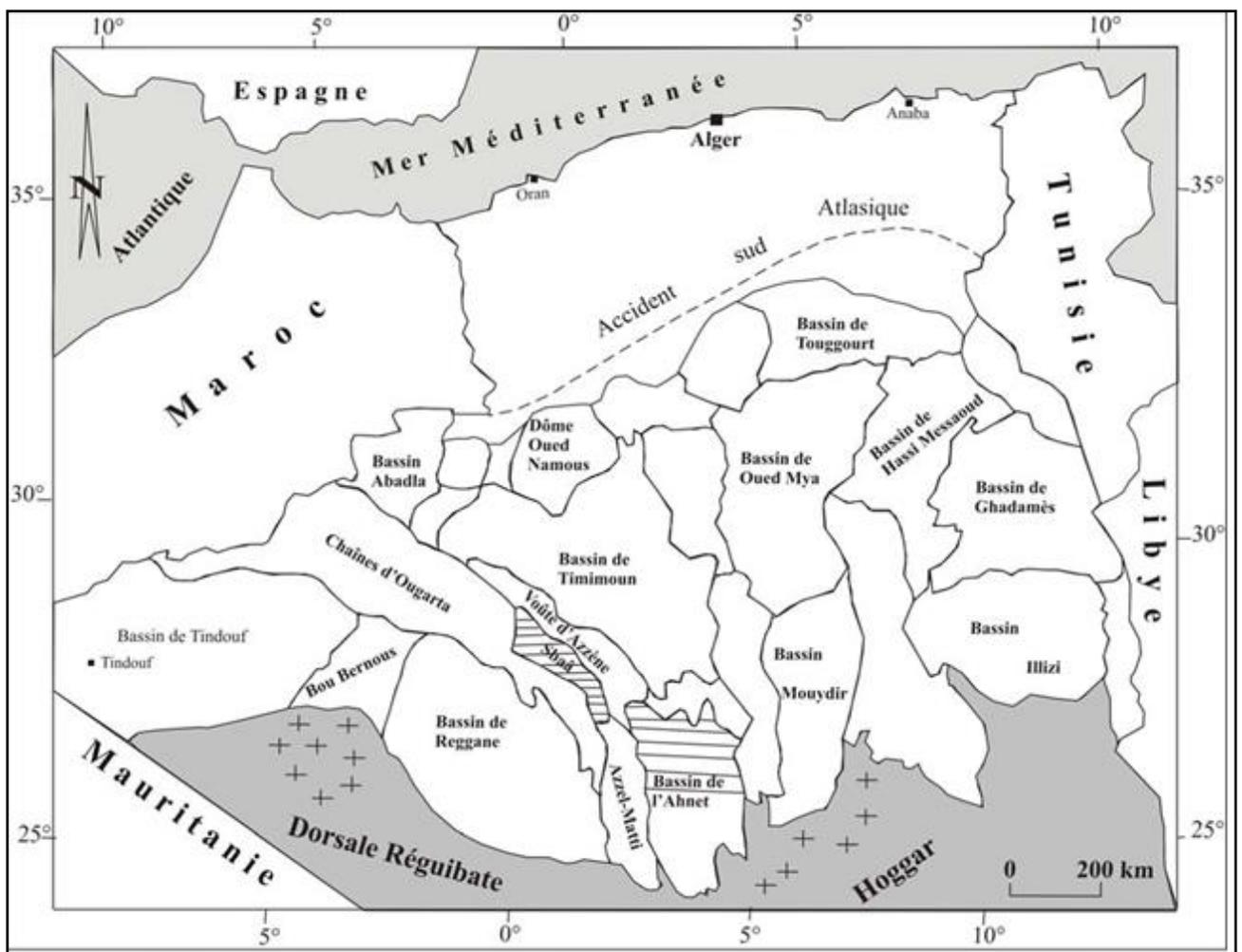


Figure 1. Carte Géologique de domaine Méridionale de l'Algérie (Sonatrach /Exploration).

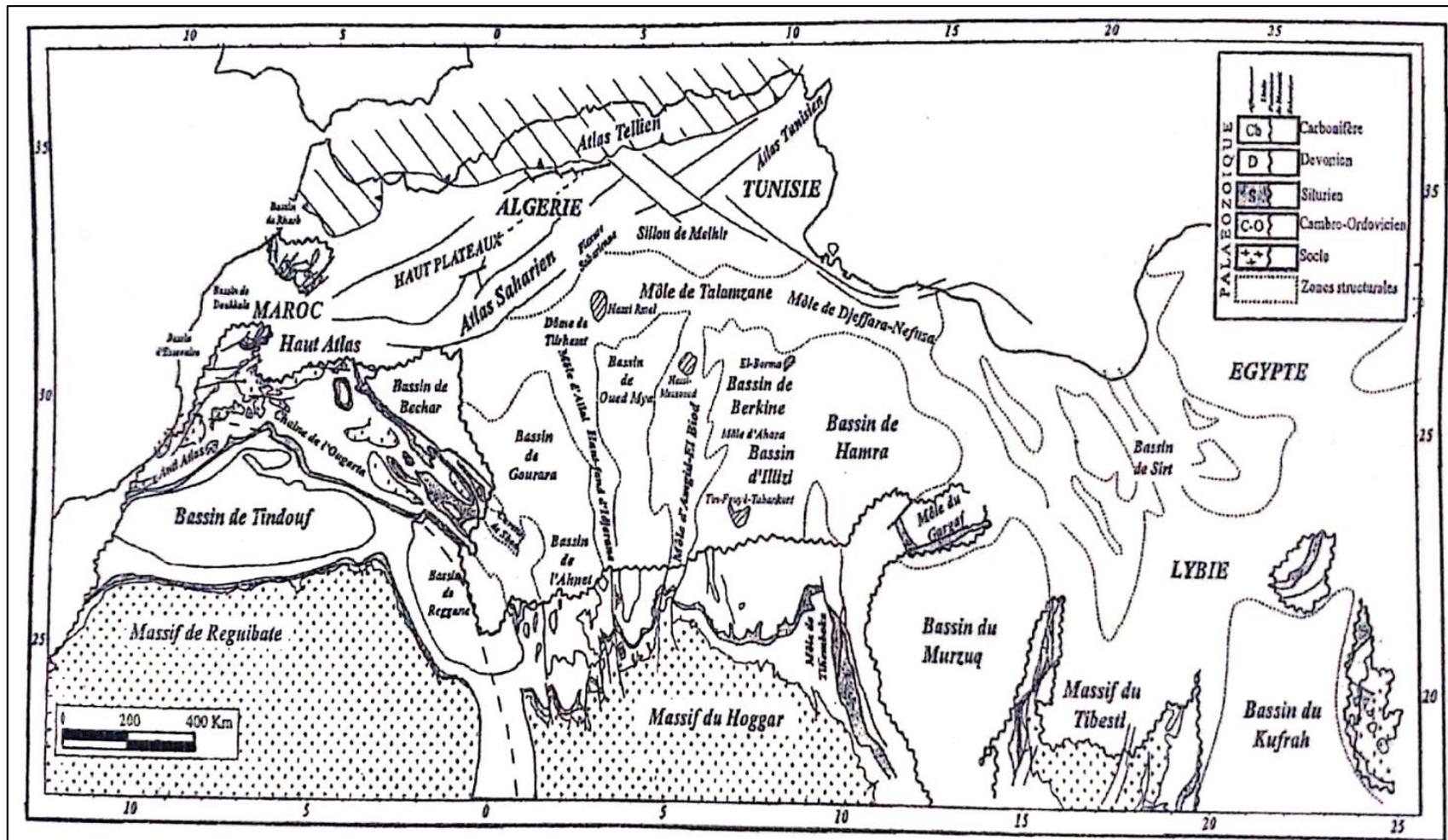


Figure 2. Carte des principaux éléments morpho-structuraux de la plateforme saharienne. (Modifié d'après Boots et al ; 1998)

(In M. Henniche ; 2002)

La province orientale ou synéclise Est Algérie elle occupe la plus grande partie du Sahara algérien et s'allonge du Sud au Nord sur près de 700 km, sa largeur dépasse 300km (Aliev et al, 1972-1979). Elle est caractérisée par une structure dissymétrique plus subsidente ou l'épaisseur de la couverture sédimentaire dépasse 6000m. La partie Nord de la province correspond au bassin de Berkine, alors que la partie Sud est appelée bassin d'Illizi.

I.2. Stratigraphie de la plateforme Saharienne :

Elle est Issue de l'érosion de la chaîne de l'Ahaggar (Beuf et al 1971), la pédiplaine infra- Tassilienne a servi de substratum de dépôt des premiers sédiments paléozoïques.

Au Mésozoïque, et au début du Tertiaire le Sahara algérien se comporte comme une grande dalle tantôt envahie par la mer, tantôt émergée. Des sables, des argiles continentales puis des argiles et calcaires marins s'accumulent alternativement (Fabre, 1976).

Au Tertiaire inférieur, la mer se retire une dernière fois du Sahara et des sédiments continentaux se déposent ensuite pendant le Tertiaire et le Quaternaire. (Fig. 03).

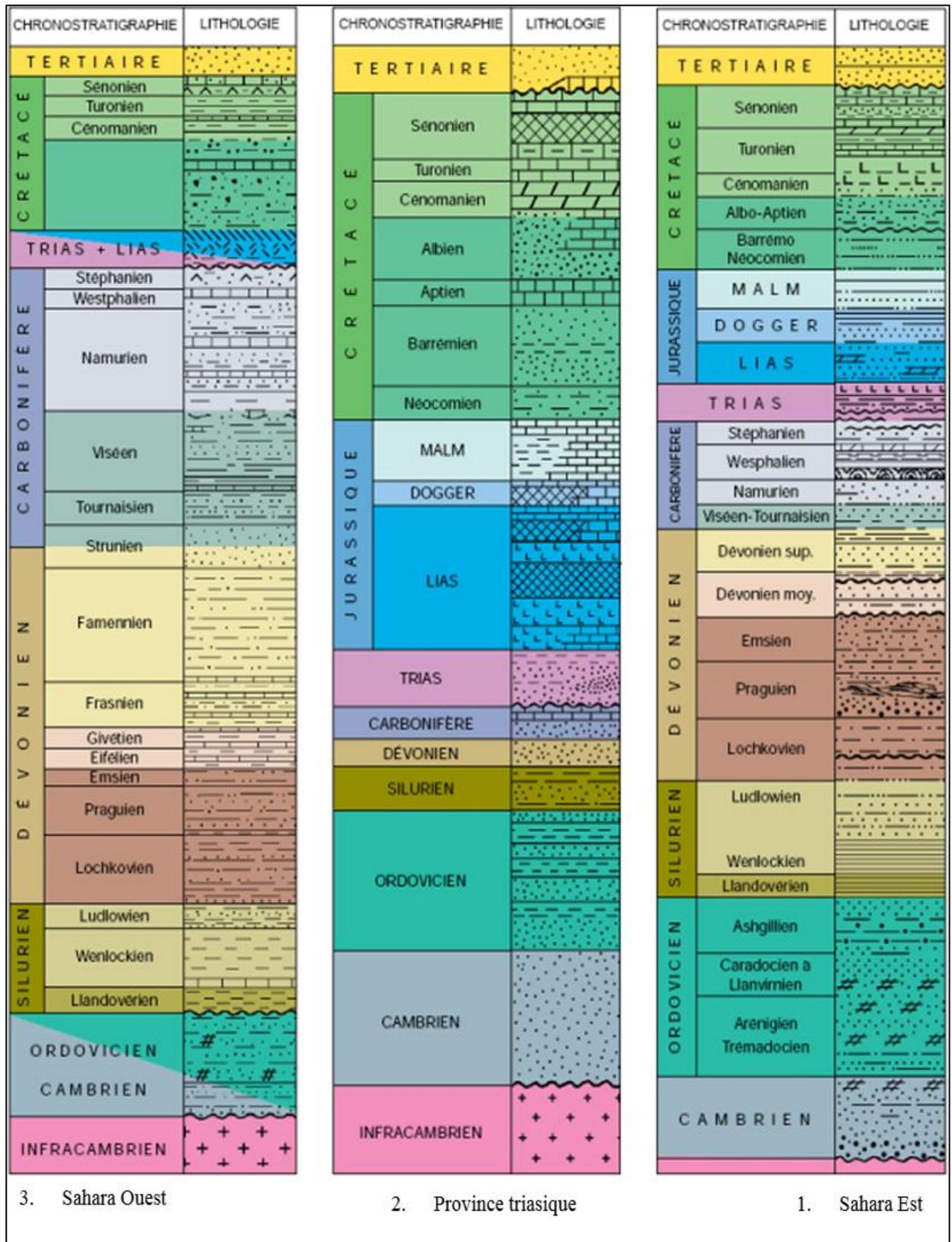


Figure 3. Coupe Lithostratigraphique des provinces de la Plateforme Saharienne (Sonatrach Exploration).

I.3. Événements tectono-sédimentaires majeurs:

La structuration de la plateforme saharienne est le résultat d'une succession d'événements tectono-sédimentaires, au cours du Phanérozoïque, bien qu'ils soient précédés par des déformations anti-panafricaines du socle. Les orogénèses qui ont contribué à l'architecture actuelle de la plateforme sont:

I.3.1. Orogenèse panafricaine 650-500ma :

Elle résulte de la collision continentale, au Précambrien entre le Craton Ouest Africain à l'Ouest et un bloc africain à lithosphère amincie à l'Est. Les accidents subméridiens d'âge précambrien résultant du serrage E-W, constituent des zones de moindre résistance et jouent par la suite un rôle majeur dans la structuration et l'individualisation de la plateforme saharienne en bassins sédimentaires (Beicip, 1975).

I.3.2. Orogenèse Calédonienne 500-417ma :

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

a. La Distension Cambro-Ordovicienne :

Cette phase de distension d'orientation NW-SE, est attribuée à une ouverture océanique (Boudjema, 1987). Les venues volcaniques intercalées dans la série cambro-ordovicienne (forage SG-1 au nord de Hassi Messaoud), viennent appuyer cette hypothèse d'étirement de la croûte continentale. Les mouvements épirogéniques de l'Arénigien, ont probablement provoqué le basculement de toute la plateforme saharienne vers le NW (S. Beuf et al), ainsi la dalle saharienne basculée vers le NW aurait constitué une marge passive étendue.

D'après Beuf et al, (1971), les accidents anciens jouaient un léger rôle dans le changement de la topographie permettant une faible dépression des écoulements fluviaux (ces mouvements sont suivis d'une transgression généralisée à l'Arénigien-Llanvernien avec sédimentation marine).

b. Phase compressive taconique :

Des mouvements compressifs se font ressentir le long des accidents subméridiens avec formation de plis souples (Beuf et al, 1971) à axes NS. Un soulèvement régional des boucliers Réguibat et Touareg et une érosion atteignant parfois le socle s'en suivent.

c. Phase compressive Calédonienne au sens strict :

Les mouvements Calédoniens sont caractérisés par des déformations de faible intensité. Des déplacements surtout verticaux ne sont en réalité qu'une accentuation de la structuration initiée au Cambro-Ordovicien, ils ont influencé la répartition paléogéographique en créant des aires sédimentaires plus différenciées (A. Chaouche 1992).

d. Phase de distension du Dévonien inférieur :

Une instabilité tectonique s'exprime à travers les rejeux synsédimentaires des accidents hérités ayant provoqué une phase de distension datée au Gedinien-Siegenien (A. Boudjema, 1987). Après la transgression emsienne, on assiste à des mouvements responsables d'un basculement du Nord vers le Sud traduit par la surrection du môle d'Ahara.

En résumé, l'orogénèse calédonienne agissant à des endroits différents, a ébauché certains traits morphologiques actuels des bassins en accentuant le modèle des éléments structuraux préexistants. Les mouvements généralement de faible amplitude n'ont pas bouleversé la paléogéographie de la plateforme saharienne, mais ont fortement conditionné la distribution des dépôts (A. Chaouche, 1992).

I.3.3. Orognèse Hercynienne :

Certains auteurs (Conrad et Beicip, 1975), ont mis en évidence des phases de déformation compressives, une précoce, c'est la N040 et une autre majeure la N120

a. Phase Viscene N040 :

C'est une plus compressive qui a créé des structures NW-SE le long des accidents et des plis on échelon Les trends subméridiens vont subir l'effet de décrochement faisant rejouer les accidents amorcés lors des phases précédentes.

b. La phase permienne N120 :

C'est une phase compressive d'orientation NW-SE Sans influence sur la série Paléozoïque, est traduite par la création de nouvelles structures NE-SW le long des grands accidents du socle et par le jeu positif du môle de Tihemboka.

Pour d'autres auteurs (Haddoum et al 2001, il n'existe qu'un seul évènement, c'est l'orogénèse hercynienne qui est le résultat d'un couplage mécanique entre les fronts orogéniques (Appalachiens Mauritanides) et leur avant pays africain, matérialisé par une transpression orientée ENE N080.

I.3.4. L'Orogenèse Alpine :

Les travaux de Bicip (1975), sur les séries Méso-Cénozoïques de la plateforme saharienne ont révélé l'existence d'une déformation post hercynienne. Les principales phases de cet organe se résument comme suit :

a. La Distension du Trias :

L'histoire alpine du Sahara débute par une distension liée à l'ouverture de l'atlantique central, à l'Hettangien (Boudjema, 1987), elle se traduit par un étirement selon une direction NE-SW de toute la plateforme saharienne. Cette distension s'accompagne par le rejeu des grands accidents hérités en failles normales. L'épaisseur des dépôts triasiques diminue progressivement vers le SE, ou ils acquièrent un caractère continental (série de Zarzaitine et Touratine)

b. La phase Autrichienne N090 :

D'après le Beicip l'influence de cette phase sur les accidents hérités est très remarquable. En effet, les accidents subméridiens vont jouer en failles inverses accompagnés de plis de direction similaire. Un entrainement de la couverture se crée au niveau des accidents WNW.ESE et dans les plis d'entrainement liés au jeu senestre de ces accidents

c. La phase Atlasique N160 (Eocène moyen) :

Cette phase a créé des plis de direction d'axe N070, associés à des accidents NE-SW on général. Un jeu en décrochement senestre des accidents méridiens est bien visible le long de l'accident Amgued El biod avec formation de plis en échelon au niveau de la couverture Crétacée.

d. La phase N050-N060 Oligocène :

Les derniers effets des phases observées dans le bassin d'Illizi sont ceux de la phase Oligocène-Mio-Pliocene qui viennent mettre fin à la structuration du bassin. L'influence de cette phase se traduit par un jeu des accidents méridien en décrochement dextre qui sera à l'origine de la formation de plis d'entrainement affectant le Crétacé supérieur de la région d'El Biod ainsi que la reprise des grandes structures déjà formées durant la phase N160.

II. Bassin d'Ilizi :

II.1. Situation géographique :

Le bassin d'Ilizi est situé à l'est du Sahara algérien, limité par les latitudes 27° - 29° N et les longitudes 6° - 10° E, il couvre une superficie de 100.000 Km².

Géologiquement, c'est un bassin intracratoniques à substratum précambrien fortement pédiplaine (Fig.04). Il est situé au Sud de l'Erg oriental, appartenant à la partie Est de la plateforme saharienne. Il repose sur le massif du Hoggar, qui forme sa limite méridionale. Au nord, le môle d'Ahara le sépare du bassin de Berkine. A l'ouest, il est limité par la dorsale Amguid-El Biod d'orientation N-S. A l'Est, par le môle de Tihemboka, d'orientation subméridienne, qui le sépare de la dépression de Ghadamès au NE. (Fig.05).

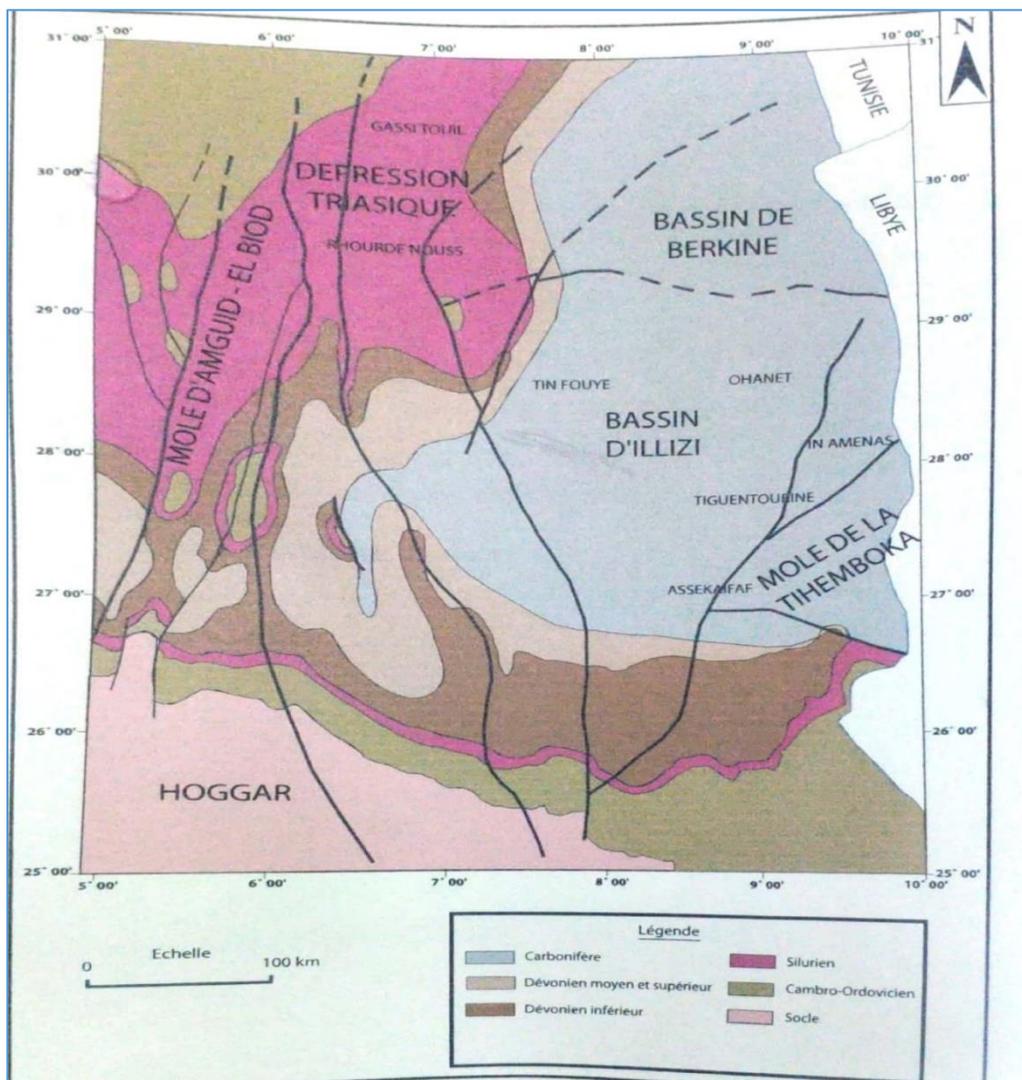


Figure 4. Carte Géologique du bassin d'Ilizi (Sonatrach /Exploration).

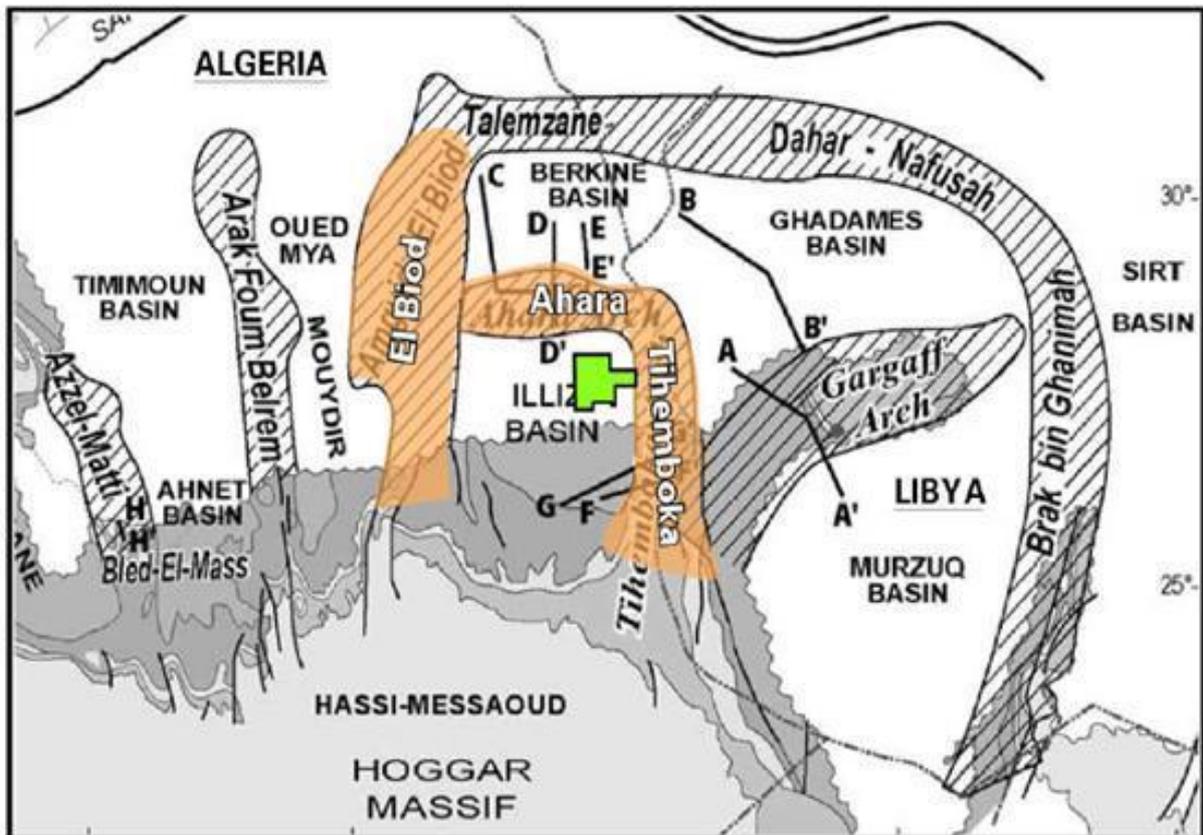


Figure 5. Cadre géologique du bassin d'illizi (Sonatrach Exploration).

II.2 Cadre géologique :

II.2.1 Aspect structurale :

La demi-dépression d'illizi est constituée d'éléments géotectoniques à grand rayon de courbure (bombement de Tin foué, haut fond de Tihemboka, monoclinale d'illizi). Elle présente un pendage régional vers le Nord, à l'Est, elle est recoupée par des failles majeures très anciennes (panafricaines) de grande extension et d'orientation NE-SW ou NW-SE qui au cours des différentes phases tectoniques ont affecté la couverture sédimentaire.

Le bassin d'illizi est divisé en une succession de dépressions ou de sillons séparés par des axes majeurs dont les directions sont subméridiennes. D'ouest en Est, ces axes sont :

- L'axe d'Amguid El Biod qui forme la bordure occidentale du bassin et qui le sépare du bassin de Mouydir.
- L'axe du Tan Ela.
- L'axe d'Essaoui méllene.
- L'axe du Fadnoun.
- L'axe de Tihemboka.

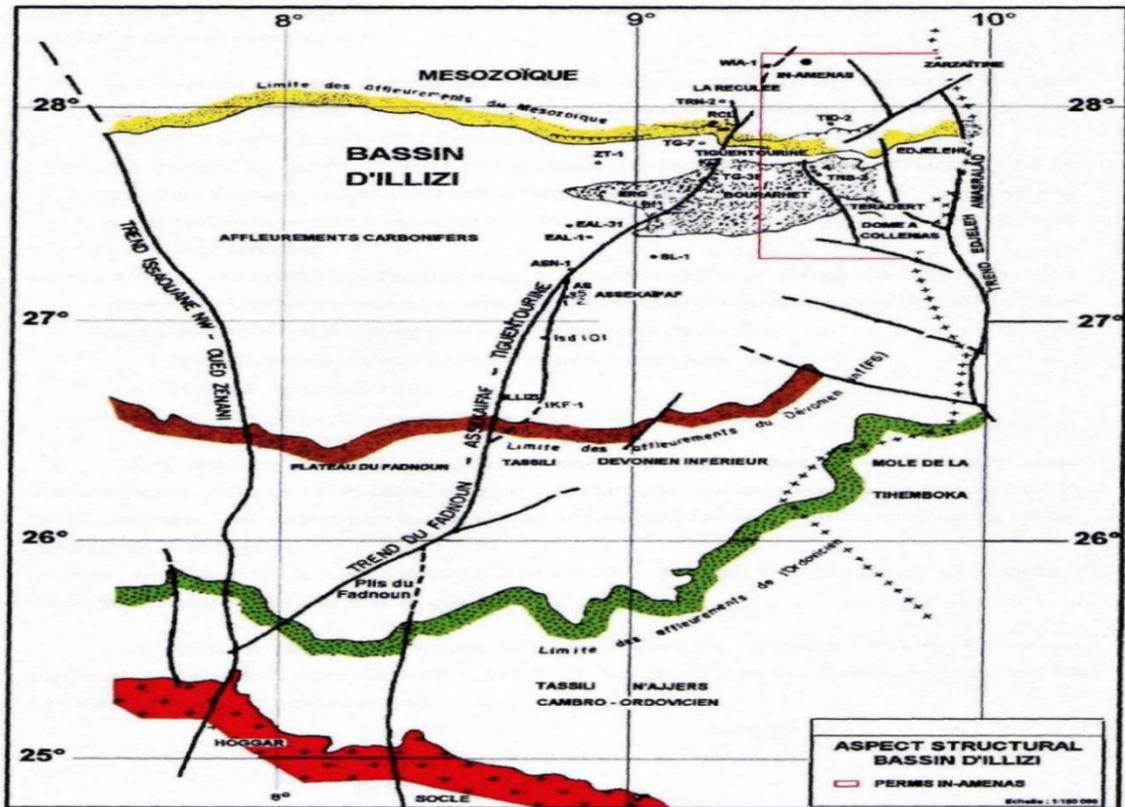


Figure 6. Aspect structurale du bassin d'illizi (Sonatrach /exploration).

Les structures rencontrées dans le bassin sont situées le long des grands accidents qui ont une tendance à l'amortissement à l'approche des terrains paléozoïques supérieur. Contrairement à ce qui se passe dans la dépression SE triasique, où la structuration de ces terrains est très visible.

L'examen de l'esquisse structurale du bassin d'illizi montre l'individualisation de trois régions en raison des orientations majeures des accidents, de leur densité et leur continuité.

A l'Ouest, la région Amguid El Biod est comprise entre les dépressions oued Mya-Mouydir (sa bordure ouest) et le trend englobant le périal de Tin Tayart, les anticlinaux de l'Issaouane (Est et Ouest) et celui de Maouar.

Au centre, le bassin d'illizi proprement dit compris entre l'axe Amguid El Biod et la grande zone d'accidents correspondants à l'axe de Fadnoun.

A l'Est, le môle de la Tihemboka s'étendant entre trend de Fadnoun et le long de la frontière algero-libyenne (cette région montre un style structural différent des précédents) est caractérisée par trois directions de faille :

- Méridienne à subméridienne pour les accidents majeurs ;
- NW-SE à WNW-ESE ;
- NE-SW pour les accidents secondaires.

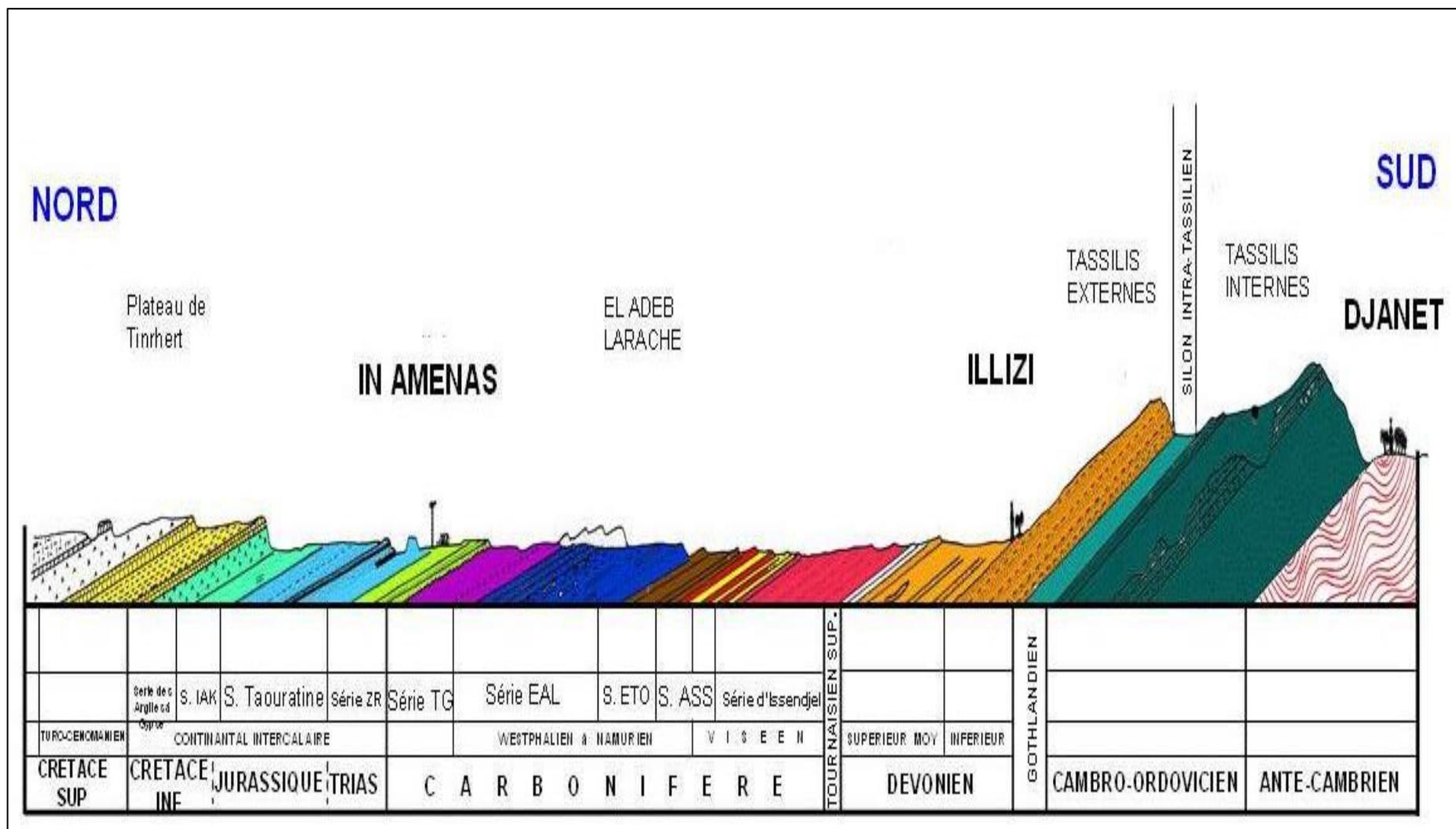


Figure 7. Coupe géologique NORD/SUD du bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration).

II.2.2. Aspect Lithostratigraphique:

Les termes stratigraphiques tels que réservoirs : F₂, F₃, F₄, F₅, F₆., unités : C₃, C₂, C₁, B, A, M, IV₄, IV₃, IV₂, IV₁, III₃, III₂, III₁, II, I; utilisés dans ce chapitre et même dans ceux qui s'en suivent, sont des subdivisions attribuées dans le paléozoïque par les géologues de la SONATRACH (Fig.08).

Le bassin d'Illizi comprend deux cycles sédimentaires : le Paléozoïque et le Mésozoïque :

- Le Paléozoïque, il est essentiellement argilo-gréseux. Il comprend toutes les séries jusqu'au Carbonifère inclus dans la partie centrale et orientale. Le Paléozoïque est enfoui au centre du bassin et remonte à l'affleurement au Sud où il forme les Tassilis des Ajjers.
- Les dépôts Mésozoïques sont érodés dans la partie Sud et apparaissent plus au Nord dans la région de Tin Fouyé. Ce sont des faciès lagunaires et deltaïques.
- Enfin les dépôts Tertiaires sont très réduits et n'affleurent qu'au Nord-Ouest du bassin.

II.2.2.1. Le Paléozoïque :

a. Le Cambrien : Le Cambrien est formé de deux unités à savoir :

L'unité I : Conglomérats d'El Moungar : épaisse de 300m au niveau du Môle d'Amguid El Biod. Ce sont des conglomérats à ciment argileux (J Fabre, 1976), issus du démantèlement de la chaîne panafricaine

L'unité II : Les grès de Tin Taradjelli: épaisse de 200m. C'est un ensemble grésoconglomératique azoïque à nombreuses stratifications obliques.

b. L'Ordovicien : Il est subdivisé en trois unités :

L'unité III₁ : ou les grès de la "vire du Mouflon", d'âge Trémadoc Cette unité est formée de 40m de grès fins à stratifications obliques, avec intercalation de niveau argilo-gréseux.

L'unité III₂ : Les grès de la "Banquette : épaisse de 50m, l'unité 2 est constituée de grès quartzitiques fins à Tigillites Elle est d'âge Arénigien.

L'unité III₃ : La formation d'In Tahouite : d'âge Ilanvimien-Ilandeilien-Caradocien. C'est un complexe argilo-gréseux à Tigillites.

c. Le Silurien : La transgression Silurienne est liée à la fonte de la calotte glaciaire à la fin de l'Ordovicien. De ce fait la sédimentation est essentiellement marine et argileuse. Le Silurien comprend :

- La formation de l'Oued Imihrou: d'âge Landoverly -Wenlock, cette formation est épaisse de 300m et formée par des argiles à Graptolites intercalées de rares niveaux de silts.

L'unité M : c'est une zone de passage entre le Silurien et le Dévonien. Elle est argilo-gréseuse d'une centaine de mètre d'épaisseur.

L'unité A ou la barre inférieure : épaisse de 30m, elle comprend des grès moyens à grossiers à stratifications obliques.

L'unité B : c'est le talus à Tigillites d'âge Ludlow (40 à 50m) Elle est composée d'alternances d'argiles et de silts

d. Le Dévonien : Il affleure dans les Tassilis des Ajjers où il peut atteindre 650 à 700m d'épaisseur. C'est un système très intéressant du point de vue pétrolier grâce à sa richesse relative en hydrocarbures.

D'après Fabre (2005), le Môle d'Ahara et celui de Tihemboka sont la source du matériel détritique qui se dépose au cours du Praguien.

Le Dévonien est subdivisé en deux grandes unités :

- **Le Dévonien inférieur** : Il est représenté par des dépôts continentaux discordants sur le Silurien marin. D'après Beuf et al (1971), ces dépôts sont effectués dans un réseau fluvial méandrique coulant du Sud vers le Nord.

a. Gedinien-Siegenien : Il est représenté par des dépôts gréseux rarement micro conglomératiques à stratifications obliques alternant avec des argiles silteuses.

Cet ensemble est subdivisé en trois unités :

Unité C1 : la barre inférieure

Unité C2 : les trottoirs

Unité C3 : la barre supérieure

b. Emsien (formation d'Orsine) : C'est une série argilo-gréseuse épaisse de 80m (F₄ et F₅).

Le Dévonien moyen et supérieur (F₃ et F₂) : formation de Tin Méras. Le Dévonien moyen et supérieur est représenté par une formation transgressive, essentiellement argileuse qui renferme quelques minces bancs calcaires très étendus et qui constituent avec les bancs de grès un bon repère stratigraphique.

e. Le Carbonifère : Il affleure dans la région Sud Est du bassin d'Ilizi suivant la direction NW-SE. Les six unités qui constituent le Carbonifère sont citées de bas en haut :

a. Formation de Djebel Illerène : épaisse de 400m, elle est constituée d'un ensemble argilo-gréseux à intercalations de niveaux calcaires. Cette formation est datée Tournaisien.

b. Formation de Hassi Issendjel : elle débute par un ensemble argilo-gréseux épais d'environ 25m, surmonté par une alternance de grès et d'argiles dont lesquels s'intercalent des niveaux grésocalcaires. Cette formation est datée Tournaisien supérieur-Viséen inférieur, partie inférieure du Viséen supérieur

c. Formation d'Assekaifafi d'âge Serpukovien -Bashkirien épaisse de 100 à 200m, elle est composée d'un complexe argilo-carbonaté à la base et argilo-gréseux au sommet.

d. Formation de L'oued Oubarakat : c'est une assise verdâtre à nombreuses intercalations gréseuses dont les plus importantes sont les grès du Tassili. Elle est datée Bashkirien- Moscovien.

e. Formation d'El Adeb Larache : épaisse de 180m datée au Westphalien. Elle présente la succession lithologique suivante :

- Une série d'argile à bancs calcaire gréseux, puis des argiles à gypse.
- Une série marno-dolomitique à bancs calcaires dolomitiques et oolithiques.

f. Formation de Tiguentourine : elle contient deux niveaux qui sont :

- Niveau de Tiguentourine inférieur : Il s'agit d'argiles versicolores essentiellement microlitiques.
- Niveau de Tiguentourine supérieur : Il correspond à des grès et à des argiles rouges devenant parfois kaolinitiques.

II.2.2.2. Le Mésozoïque :

Dans tout le Sahara algérien, le Mésozoïque repose en discordance sur le Paléozoïque. Il débute par la série de Zarzaitine d'âge triasique et se termine par le Maestrichtien qui affleure dans la partie NE du plateau de Tihert.

- **Le Tertiaire :** les dépôts tertiaires sont très réduits et n'affleurent qu'au NW du bassin.

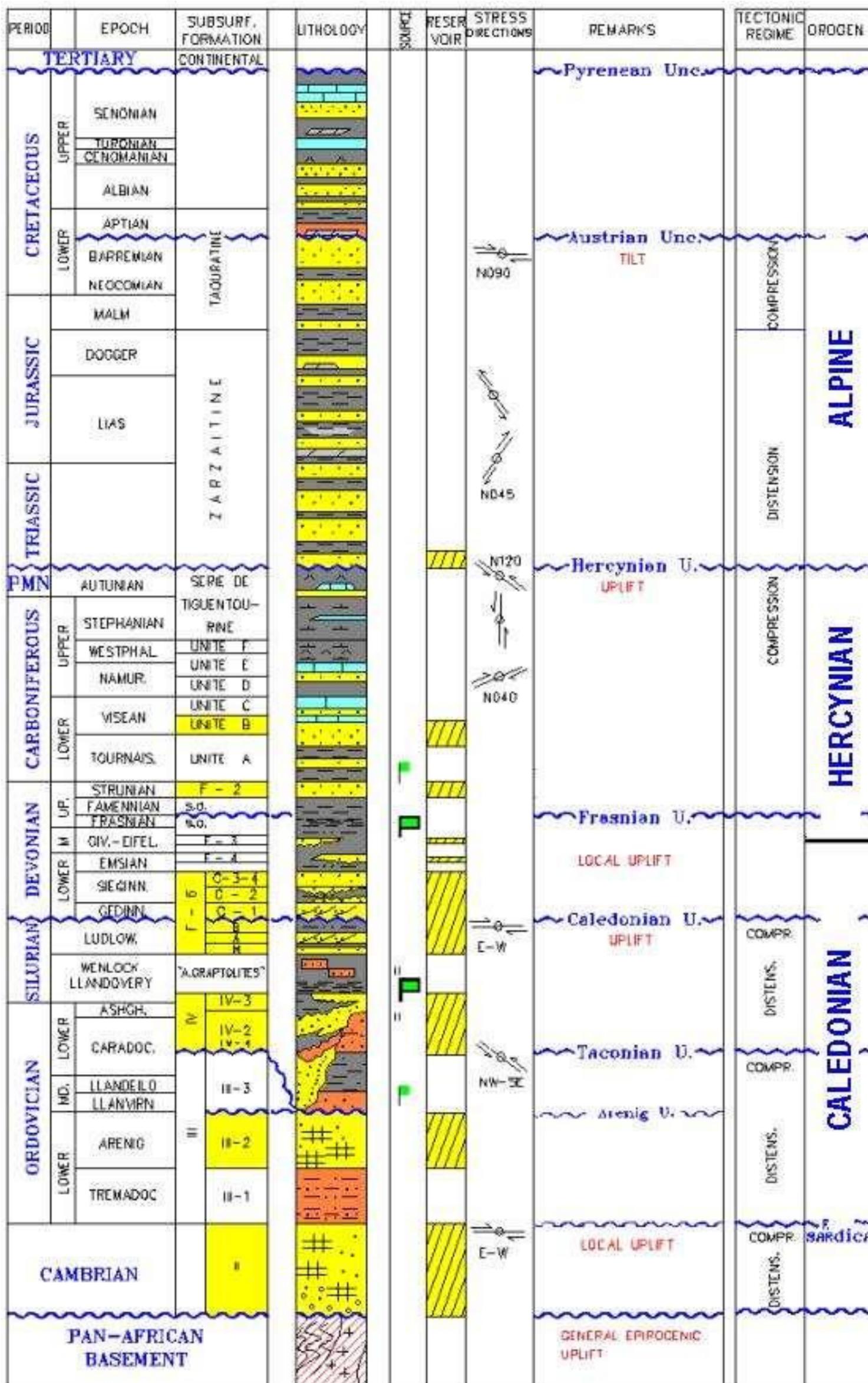


Figure 8 : Coupe lithologique et les événements structuraux dans le bassin d'Ilizi (Document Sonatrach).

I. Situation géographique de Ain Amenas :

Le périmètre In Amenas (Fig.01) est situé au Sud Est du bassin d'illizi dans la zone d'affleurement de Taouratine (Crétacé - Albien) et du Carbonifère. Ce périmètre est limité par les coordonnées géographiques suivantes :

- Latitude 28° 15' au Nord.
- Latitude 27° 15' au Sud.
- Longitude 9° 05' à l'Ouest.
- La frontière Algero - Libyenne à l'Est.

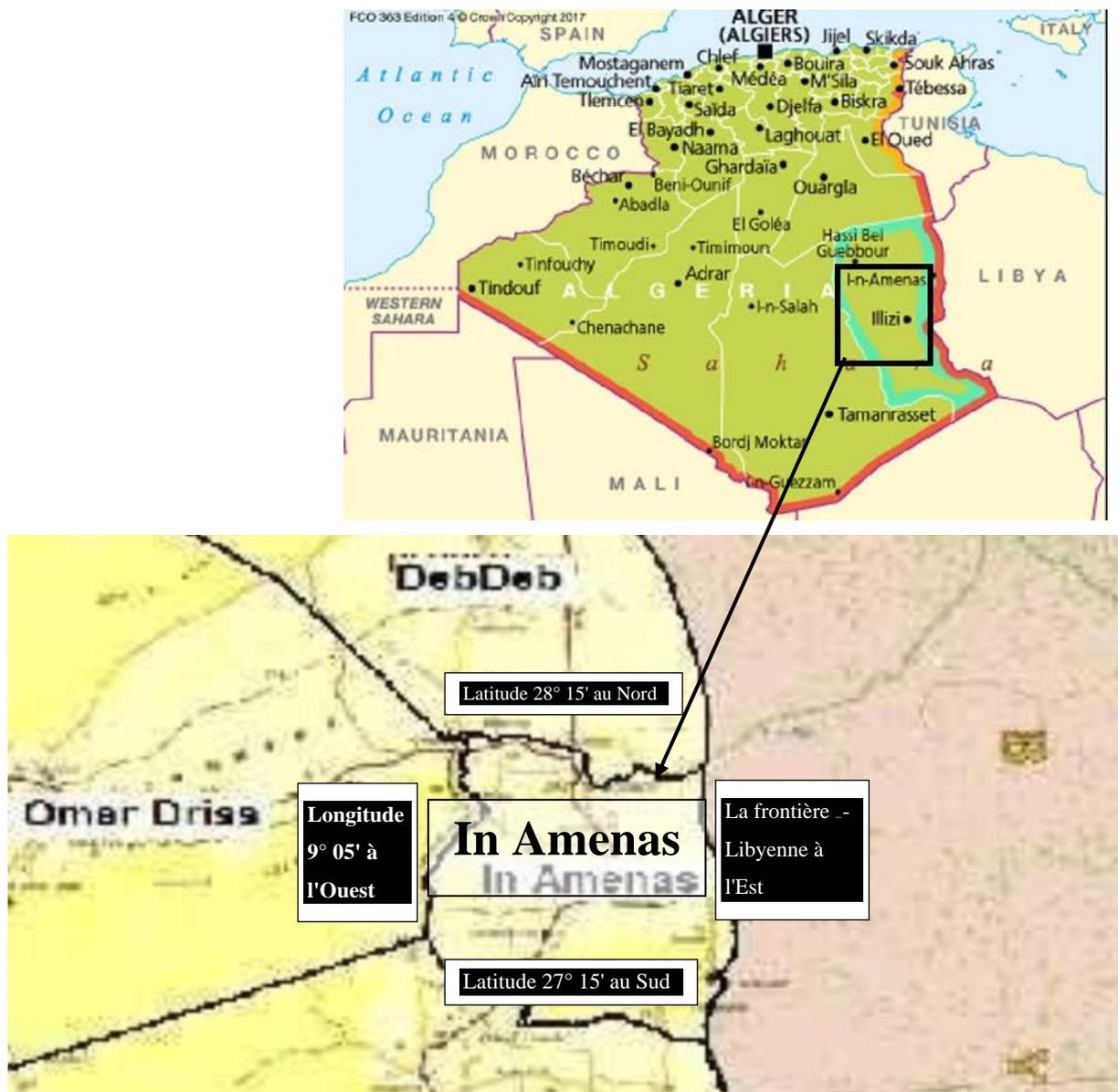


Figure 1 : Cadre Géographique de la région d'in Amenas (alnaft.gov.dz).

II. Situation géologique :

II.1. Aspect structurale :

Sur le plan structural, l'image actuelle est dominée par le môle de Tihemboka (Fig.02). Plusieurs phases tectoniques (taconique, calédonienne, hercynienne et alpine) se sont succédé dans la région d'étude.

Les principaux accidents sont de direction subméridienne :

- Edjeleh - Amasralad d'orientation Nord - Sud à l'Est.
- Fadnoun orienté globalement Sud-Ouest - Nord Est à l'Ouest.
- Un faisceau d'accidents Ouest Nord-Ouest - Est Sud Est au Sud du permis.

Deux trends majeurs caractérisent ce môle :

- A l'Est, le trend Edjeleh-Asmaralad d'orientation N-S, contre lequel viennent buter des accidents NO-SE
- A l'Ouest, le trend du Fadnoun, d'orientation SO-NE.

De nombreuses structures sont associées à ces trends :

- Pour le trend Est, Edjeleh, Tihalatine, Zarzaitine.
- Pour le trend du Fadnoun, Nord In Amenas et Alrar.

Les pièges sont souvent de type structural, ce sont des anticlinaux réguliers associés aux failles d'orientation Nord -Sud, NO-SE et ONO- ESE. La structure de Nord In Amenas, qui fait l'objet de cette étude, se situe dans le bloc 240b du périmètre In – Amenas

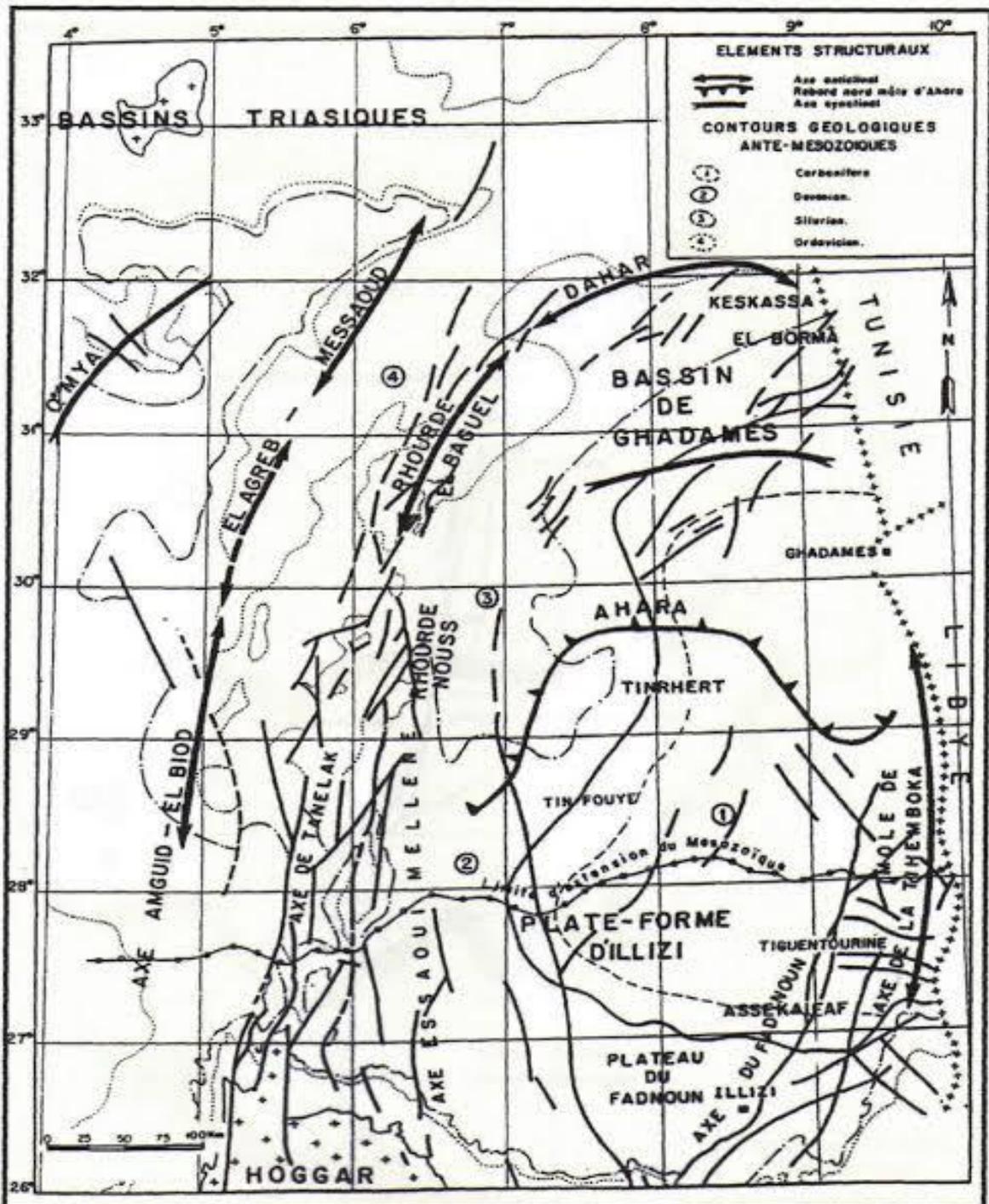


Figure 2 : Les éléments structuraux du Bassin d'illizi (Sonatrach /exploration).

II.2 Aspect Lithostratigraphique :

Dans la région d'In Aménas, l'épaisseur de la couverture sédimentaire varie de 2700m à 2900m ; elle est constituée par les ensembles lithostratigraphiques du Paléozoïque et du Mésozoïque et comprend des termes allant du Cambrien au Crétacé.

La série argilo-gréseuse du Paléozoïque repose en discordance majeure sur le socle panafricain ; elle est recouverte, quant à elle, en discordance par la série mésozoïque essentiellement argilo-gréseuse à passer carbonatées.

II.2.1 Mésozoïque :

Il est constitué du Continental intercalaire (séries de Taouratine et de Zarzaitine) et repose en discordance majeure sur le Paléozoïque.

➤ La série de Taouratine :

D'âge Malm - Barremien - Albien, elle est très réduite sur l'ensemble du périmètre In Aménas. Cette série est constituée par des alternances de grès carbonatés et d'argiles à gypse.

Le Dogger argileux, Il correspond à la série de **Zarzaitine**. Il est formé par des sables blancs translucides et de fines passées d'argile bariolée tendre à pâteuse.

II.2.2 Paléozoïque :

Le Paléozoïque qui présente une épaisseur moyenne de 2600m repose en discordance majeure sur un socle métamorphique.

Il est constitué essentiellement par des alternances de gré et d'argile, avec des niveaux carbonatés dans les séries du Carbonifère.

❖ Carbonifère :

➤ La série de Tiguentourine :

Argile brun- rouge, à gypse, tendre à pâteuse, sableuse à silteuses, légèrement carbonatée, passant à des marnes vertes.

- **Westphalien F :**

Alternances de calcaire, brun - rouge à gypse oolithique, de dolomie beige à jaune clair et de marne. Présence de lignite.

- **Westphalien-Namurien E :**

Marnes et argiles versicolores, parfois gréseuses de couleur gris - foncé à noire à passées de calcaire gris - blanc à jaune. Présence de niveaux de dolomie blanche microcristalline.

- **Namurien D :**

Alternances de grés blanc à gris, fin à moyen, d'argile foncée, silteuses et de rares passées de calcaire, gris - gris beige, fossilifère tendre, à traces de pyrite.

- **Viséen C**

Argiles gris - foncé à passées de grés blanc fin à moyen. Présence de rares et fines passées de calcaire blanc intercalées de grés gris beige à blanc.

- **Viséen B**

Argiles gris – foncé, tendres à indurées, silteuses, micacées, rarement carbonatées. Présence des traces de fossiles et de pyrite.

- **Tournaisien A**

Argiles gris - noir, indurées à rares passées de grés gris, fin à très fin argilo-siliceux. Présence de traces de pyrite

- ❖ **Dévonien :**

- **Dévonien Supérieur :**

- **Réservoir F2**

Connu sous le nom de GARA RAS MALOUKI, d'âge Strunien et d'une épaisseur variable de 40 m à 70 m.

Grés gris - blancs, passant à des silts et à des argiles par endroits. Présence à la base de carbonates à oolithes blancs.

- **La série argileuse**

Argiles gris - clair à gris - foncé à rares et fines passées de calcaire et de grés gris - brun, silteux et micacé.

• **Dévonien Inférieur :**

➤ **Réservoir F4 :**

Appelé formation d'Orsine (F4 et F5) d'âge Emsien et pouvant atteindre 80 m d'épaisseur. Ce réservoir est constitué d'un ensemble de grés fin à moyen, gris - blanc, lité argileux riche en Brachiopodes, qui marquent le retour à des conditions plus marines.

Le réservoir F4 est formé de deux ensembles : Le F4 supérieur et F4 inférieur. Ces deux niveaux- réservoirs sont séparés par un ensemble argilo - gréseux imperméable

- **Le F4 supérieur :** ensemble argilo - gréseux à grés fins.

- **Le F4 inférieur :** Grés fins à moyen parfois grossiers à galets d'argile verte avec quelques niveaux fins à très fins siliceux et rares passées d'argile, ce réservoir inférieur constitue la partie principale du réservoir F4, de par ses caractéristiques pétrophysiques et ses résultats enregistrés à l'échelle du permis In Amenas.

➤ **La série argileuse :**

Argiles gris - clair à gris – foncé à rares et fines passées de calcaires et de grés légèrement micacés.

➤ **Réservoir F6**

Le F6 est constitué d'une série argilo - gréseuse formée de grés fins localement moyens et très poreux. Cet ensemble est représenté dans le permis In Aménas par les unités C (C2 et C3) d'âge Dévonien inférieur et les unités M (M1 et M2), d'âge Silurien supérieur.

Dans la région de Hassi Farida Nord, le réservoir F6 est intéressant ; il a produit du gaz et de la gazoline au niveau des unités C

➤ **Unités C**

Ensemble argileux- gréseux, caractérisé par des grés fins, gris - clair, beige à rares débris de charbon, pouvant s'alterner avec des niveaux argileux, verts parfois rouges (unité C2), fluviatiles à estuariens.

Le sommet de cet ensemble passe à des grés gris fins fluviatiles à estuariens à influence marine marquant ainsi le début de la transgression du Dévonien inférieur.

➤ **Unités M**

Ensemble gréseux- argileux (unité M1) à argilo – gréseux (unité M2).

Le réservoir F6 présente des épaisseurs importantes au Nord-Ouest, s'amincissant progressivement jusqu'à disparaître totalement au Sud Est du bassin d'Illizi. Sa limite d'extension passe au Sud d'In Aménas, dans le bloc 241b.

Il présente des épaisseurs assez importantes, de l'ordre de 80 m à Nord In – Aménas et atteint 100 m d'épaisseur en moyenne.

❖ **Silurien argileux :**

Argiles noires, schisteuses, silteuses, micacées à fines intercalations gréseuses ou argilo - gréseuses.

❖ **Réservoirs Ordoviciens :**

Le Cambro-ordovicien est caractérisé par des séries argilo-gréseuses dont les épaisseurs sont importantes puisqu'elles dépassent 200m.

➤ **Unité IV :**

Ensemble argilo - gréseux, de grés gris - clair, fins à moyens à ciment siliceux et souvent fissurés. La base de la série est constituée par des argiles noires micacées à dragées de quartz (argiles micro conglomératiques de l'unité IV-2), qui s'alternent avec des grés gris - clair présentant des figures de glissements (slumping).

➤ **Unité III :**

Grés gris argilo - siliceux fins, à fissures subverticales. La base de cette série est plus argileuse.

Présence de niveaux fortement bioturbés au sommet de cette unité.

➤ **Unité II :**

Grés gris - clair, fins quartzitiques et bancs de grés grossiers micro conglomératiques, gris à blancs. Présence de fines intercalations d'argile verte et de pyrite.

III. Intérêt pétrolier :

Les pièges sont souvent de type structural, ce sont des anticlinaux réguliers associés aux failles d'orientation Nord -Sud, NO-SE et ONO- ESE.

La région d'In Aménas comporte les découvertes les plus importantes du bassin d'Illizi .On peut citer, entre autres, les champs de Zarzaitine, Edjeleh, Nord In - Amenas, Ouan Taredert, de Gara, Gara Sud, Taouratine ... Les objectifs pétroliers sont tous d'âge paléozoïque ; les réservoirs du Siluro - Dévonien F6 et du Cambro –Ordovicien sont productifs d'huile et de gaz avec des débits qui peuvent atteindre 9m³ /h d'huile (Gara) et de 10 000m³ /h de gaz.

I. Introduction :

L'étude détaillée de carottes est une tâche indispensable pour l'interprétation Sédimentologique et stratigraphique.

La description de carottes s'attache à illustrer le type de sédiments rencontrés, c'est à dire la taille de grains, leur texture, leur couleur, leur lithologie, l'épaisseur des bancs, les figures sédimentaires associées, etc., ainsi qu'à définir un ensemble de faciès sédimentaires.

L'association de faciès sédimentaires permet ensuite de définir des environnements de dépôts pour les intervalles étudiés.

II. Données disponibles :

Les carottes ont été décrites sur un total de 2 puits. En effet, les carottes du puits A Ainsi du puits B :

- Puits A : 119 m du Réservoir F6 (Silurien Sup/ Dévonien Inf.) 10 carottes Récupérées
- Puits B : 91.5 m du Réservoir F6 (Silurien Sup/ Dévonien Inf.) 5 carottes Récupérées

III. Méthodologie de description :

Cette étude permet de détailler la lithologie, les figures sédimentaires, la bioturbation (nature et intensité), l'épaisseur des bancs, la nature de leurs surfaces (base et top), la présence de fracture, la présence de certains minéraux (ex : pyrite, dolomie).

Puits	Carotte	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)
Puits A	CR18	991	992	1
Puits A	CR19	992	1004	12
Puits A	CR20	1004	1010	6
Puits A	CR21	1010	1019	9
Puits A	CR22	1019	1024	5
Puits A	CR23	1024	1033	9
Puits A	CR24	1033	1042	9
Puits A	CR25	1042	1050,03	8,03
Puits A	CR26	1050,03	1056,05	6,02
Puits A	CR27	1056,05	1110	53,95
Puits B	CR13	1645	1660,04	15,04
Puits B	CR14	1682	1700	18
Puits B	CR15	1700	1716	16
Puits B	CR16	1718	1735,05	17,05
Puits B	CR17	1735,05	1736,05	1

Tableau 1 : Liste des carottes décrites.

Cette description a ensuite été digitalisée sous Illustrator et complétée avec une définition de faciès sédimentaires, d'association de faciès, d'environnements de dépôt pour les diverses unités étudiées

IV. Etude Sédimentologique des différents Puits :

Les fiches carotte détaillées sont dans l'annexe.

IV.1. Analyse des faciès de la carotte du puits A :

1645m-1647m (a) et (b) :

Faciès hétérolitique à dominance gréseuse de couleur gris à Rides du courant moyennement bioturbé par des planolites et teichichnus intercalé par un banc argileux noir. Au sommet, des grès moyens à fins beiges à structures obliques et planes.

1647m-1657m (a) :

Barre gréseuse de granulométrie moyenne à fine de couleur beige débutant par des structures entrecroisées en auges à galets d'argile avec une petite base de remaniements à galet d'argile à la base intercalées par des structures obliques et planes surmontés par des grès de couleur beige massifs. Plus au haut, on note des structures de rides du courant (wavy beddings) avec des galets d'argile. Au sommet, les structures deviennent faiblement inclinées avec la présence des drapages argileux. On note la présence d'une fracture ouverte.

1657m-1660m (a) :

Succession des surfaces de remaniements composées par des galets d'argile de différentes formes et taille intercalées par des grès moyens à drapages argileux dessinant des stylolithes surmontées par des structures entrecroisées en auges avec des galets d'argiles. Au sommet, on note des grès moyens beige à structures obliques et planes intercalés par une base érosive à galet s d'argile.

1682m-1683m (b) :

Faciès hétérolitique à dominance gréseuse de couleur beige verdâtre à rides du courant (wavy beddings) moyennement bioturbé par des planolites intercalé par des surfaces de remaniements à mud carests.

1685m-1686m (a) :

Silts de couleur gris sombre finement laminés.

1687m-1688m (b) :

Faciès hétérolitique à dominance argileuse fortement bioturbé par des skolithos, asterosoma, teichichnus, planolites (voir annexe 1).

1689m-1690m (C) :

Silts sédiritiques de couleur gris rougeâtre à oolithes et fracturés par une fracture semi ouverte.

1691,5m-1692,5m (d) :

Faciès hétérolitique à dominance argileuse à ride de beau-temps (lenticulaire beddings) intercalé par des silts de couleur gris noirâtre massifs.

1696m-1699m (e) et (d) et (a) :

Barres gréseuses de couleur beige clair propres massives et parfois à structures horizontales. On note la présence des fractures ouvertes avec des joints stylolithiques dessinés par l'argile. Ce faciès est intercalé par un faciès hétérolitique à dominance argileuse de couleur gris sombre à beau-temps (lenticulaire beddings).

1700m-1705m (e) et (d) et (a) :

Faciès hétérolitique à dominance argileuse de couleur gris sombre à ride de beau-temps (lenticulaire beddings) faiblement bioturbé par des planolites et des teichichnus par endroit. Ce faciès est intercalé par des barres gréseuses de couleur beige clair propres massives et parfois à structures horizontales. On note la présence des fractures ouvertes avec des joints stylolithiques dessinés par l'argile. On note un banc gréseux de couleur beige clair à structures en SCS (voir annexe 1).

1708m-1711m (f) :

Faciès hétérolitique à dominance argileuse à beau-temps (lenticulaire beddings) fortement bioturbé par des planolites.

1711m-1714m (a) :

Barre gréseuse débutant par une base érosive à galets d'argile surmontée par des grès très fins à fins beige massif et à structures faiblement inclinés en allant vers le sommet. Au sommet, on note des silts noirs finement laminés surmontés par un banc centimétrique des grès très fins présentant des slumps.

1714m-1715m (b) :

Grès fins beige à structures faiblement inclinés à horizontales surmonté par un faciès hétérolitique à dominance argileuse à beau-temps (lenticulaire beddings) à la base et à HCS (Hummocky cross-stratification (voir annexe 1)) au sommet moyennement bioturbé par des planolites (voir annexe1).

1715m-1716m (a) :

Grès très fins à fins de couleur gris claire massif à la base surmontée par des structures faiblement inclinées. Au sommet, les structures sont horizontales.

1717,5m-1718,5m (a) :

Base érosive composée de galets d'argile de différentes formes et taille suivie par des grès fins à moyens beige à structures obliques et planes.

1718,5m-1720,5m (a) et (b) :

Grès très fins à fins de couleur gris verdâtre à structures horizontales suivis par des grès moyens beige à structures horizontales planes surmontés par des grès fins à moyen beige massif. Au sommet, des grès moyens beige verdâtres à structures faiblement inclinées succédant des structures obliques et planes.

1720,5m-1727m (a) :

Silts gris noirâtre finement laminés à aspect plus au moins feuilleté intercalés par des bancs d'un faciès hétérolitique faiblement bioturbé par des planolites présentant des structures en HCS plus au sommet.

1727m-1729,5m (a) :

Faciès hétérolitique a dominance argileuse.

1729,5m-1733m (a) :

Barre gréseuse intercalée par un drapage argileux à la base et une surface de remaniements à HCS au sommet.

1733m-1736,5m (a) :

Alternance de Grés à HCS et argile.



Légende

Figure 1 :

1 : Bioturbation.

2: Ride du courant (wavy beddings).

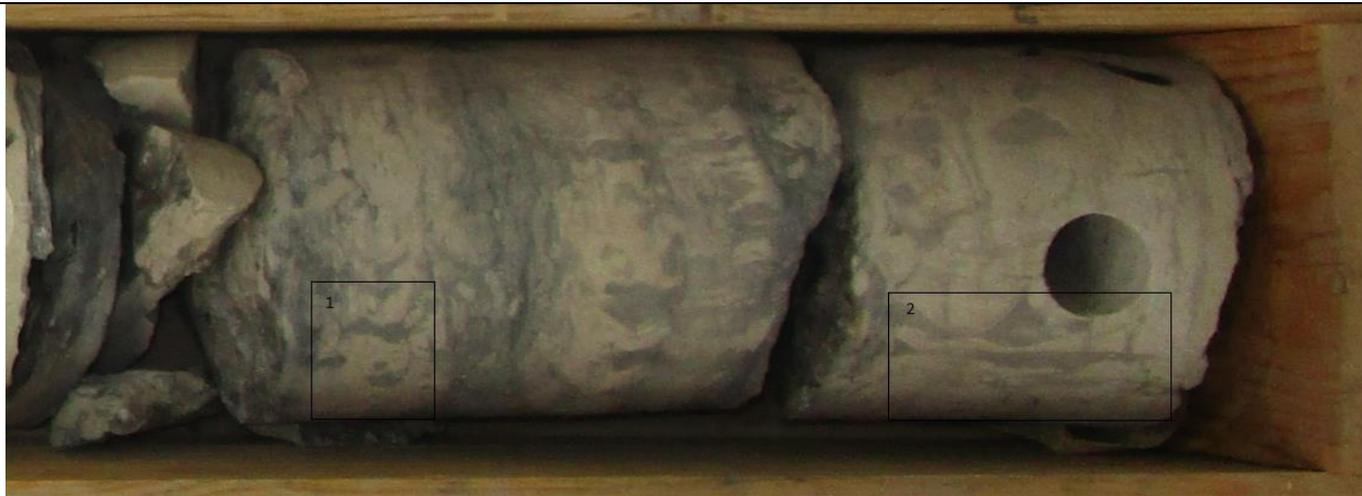


Figure 2 :

1 : planolites.

2 : teichichnus.



Figure 3 :

Galet d'argile

PLANCHE 2

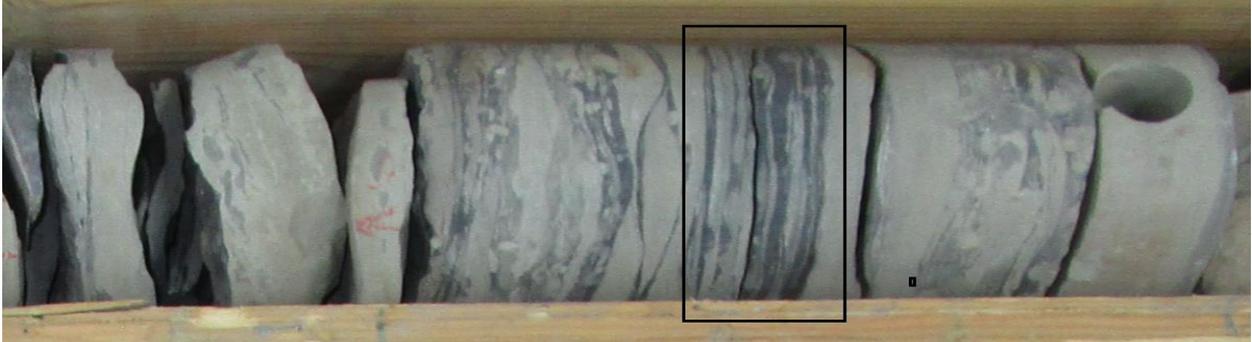
	<p>Légende</p> <p>Figure 1 : Grés à drapage argileux structuré par des rides de beau-temps.</p>
	<p>Figure 2 : Silts noiratre à stratifications planes.</p>
	<p>Figure 3 : Grés à : 1 : stratifications entrecroisées 2 : stratifications oblique</p>

PLANCHE 3



Figure 1 :

Slumps

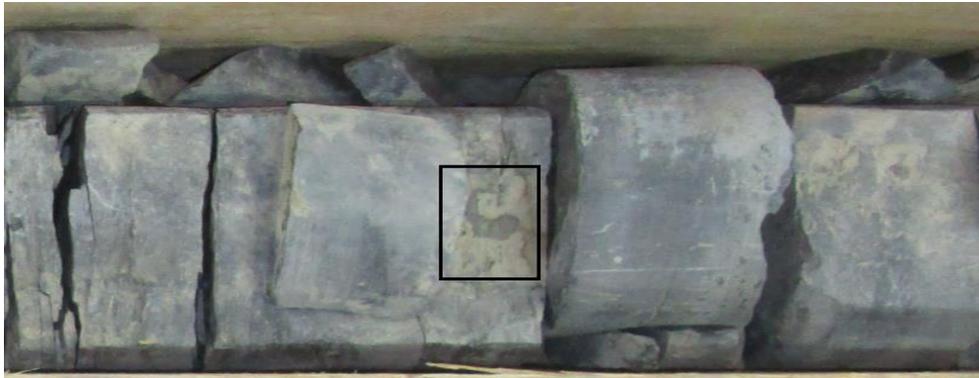


Figure 2 :

Teichichnus.

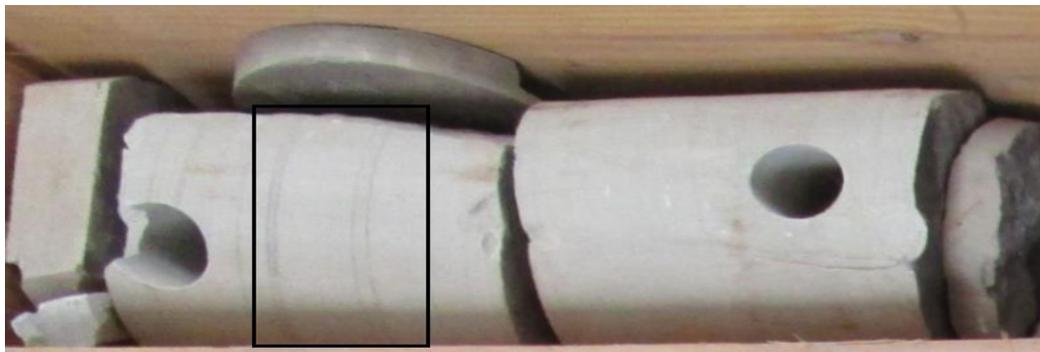
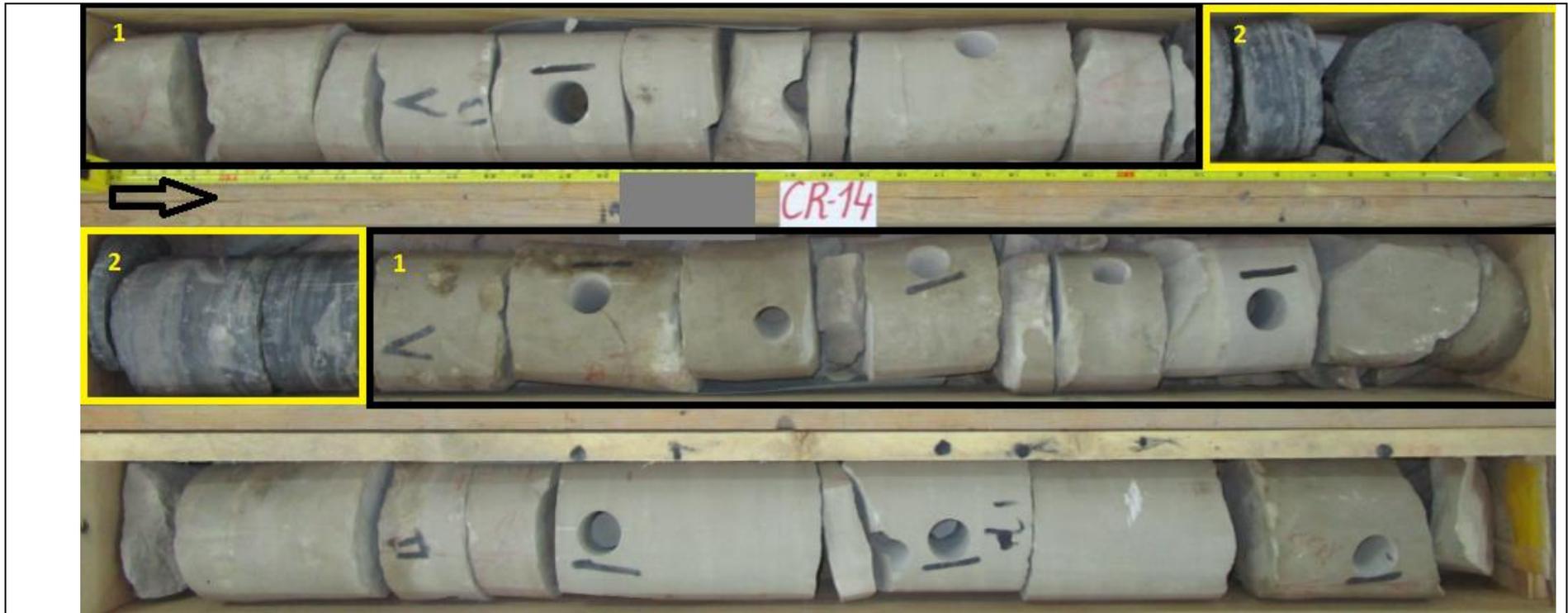


Figure 3 :

Grés grossier propre à stratification Plane et oblique.

PLANCHE 4



Légende

Barre gréseuse 1 intercalée par un banc d'Argile noire 2

IV.2. Analyse des faciès de la carotte du puits B :

Les fiches carotte détaillées sont dans l'annexe 1.

991m -992m (a'):

Faciès Silteux de couleur noirâtre moyennement bioturbé à lamination plane.

992m-1000m (b') :

Faciès hétérolitique à dominance argileuse à lenticulaire beddings à la base et pinstrippe en allant vers le sommet.

La bioturbation est faible à la base et devient moyenne en allant vers le sommet. Elle est représentée par des planolites.

1001,4m-1001,9m (c') :

Grès fins beige verdâtre à rides de courants intercalés par des structures faiblement inclinées.

1001,9m-1002,7m (b') :

Grès fins beige verdâtre à structures faiblement inclinées surmontés par des grès très fins gris à rides de vague (wavy beddings) faiblement bioturbé.

1002,7m-1005m (c') et (b'):

Grès très fins gris à rides de courants avec des drapages argileux chargés.

1005m-1009m (b') et (d') :

Une base érosive contenant des mud clastes surmontée par de grès très fins à fins de couleur gris à rides de courant avec des drapages argileux surmontés par des sigmoïdal beddings avec une bioturbation de type asterosoma.

1009m-1015m (a') :

Faciès hétérolitique à dominance argileuse à lenticulaire beddings à la base en allant vers le sommet.

1015m-1017m (b') :

Grès fins de couleur gris à rides de courant intercalés par des rides de vague (wavy beddings) avec des drapages argileux en allant vers le sommet.

1017m-1019m (d'):

Grès moyens gris à structures horizontales surmontés par des structures faiblement inclinées avec un drapage argileux au sommet.

1019m-1020m (b'):

Grès fins de couleur gris à rides de courant chevauchants avec des drapages argileux en allant vers le sommet avec des wavy beddings.

1020m-1022,5m (e'):

Grès moyens à grossiers beige à structures obliques et planes surmontés par des grès fins à moyens beige clair à structures horizontales. Au sommet, le faciès devient massif, compact et sans structures apparentes.

1022,5m-1025,5m (e'):

Grès grossiers beige à structures obliques, planes surmontés par des grès moyens beige clair à structures horizontales.

1025,5m-1028m (e'):

Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques et planes. Au sommet, on trouve des grès fins à moyens de couleur gris à structures faiblement inclinées avec des drapages argileux.

1028m-1030,7m (d'):

Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques et planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.

1030,7m-1037m (d') :

Grès moyens de couleur beige à structures obliques et planes intercalés à la base par des grès moyens gris sans structures sédimentaires apparentes.

1037m-1040m (d'):

Grès moyens de couleur beige à structures obliques et planes intercalés par des grès fins sans structures apparentes.

1040m-1043m (d'):

Une base érosive contenant des grès grossiers surmontée par des grès moyens beige brun à structures obliques et planes à faiblement inclinées avec des mud clastes.

1043m-1043,5m (h'):

Faciès hétérolitique à lenticulaire beddings faiblement bioturbé.

1043,5m-1046,5m (e'):

Grès fins de couleur gris à rides de courant chevauchants avec des drapages argileux en allant vers le sommet avec des sigmoïdal beddings.

1046,5m-1050,3m (e'):

Grès fins de couleur gris à rides de courant chevauchants avec des drapages argileux en allant vers le sommet avec des sigmoïdal beddings. Au sommet, la granulométrie devient plus fine à wavy beddings.

1050,3m-1056,5m (d') :

Silts verdâtres finement laminés à intercalation des bases de réactivations composées des galets d'argile.

1056,5m-1060,5m (d'):

Grès fins de couleur beige à structures obliques parallèles à faiblement inclinées parfois massifs.

1060,5m-1065m (d') et (b'):

Silts verdâtres finement laminés intercalés par des grès fins à très fins beige verdâtre à Rides de courants et probablement des sigmoïdal beddings avec des drapages argileux chargés composées des galets d'argile.

1065m-1067,5m (d'):

Silts verdâtres finement laminés à intercalation des bases de réactivations composées des galets d'argile.

1067,5m-1070,5m (f') :

Grès fins de couleur gris à rides de courant chevauchants avec des drapages argileux en allant vers le sommet avec des sigmoïdal beddings. Au sommet, la granulométrie devient plus fine à wavy beddings.

1070,5m-1072m (f'):

Silts verdâtres finement laminés parfois argilo-micacés.

1072m-1073,4m (g'):

Grès fins de couleur gris verdâtre à sigmoïdal beddings à la base avec des drapages argileux chargés au sommet avec des rides de courant plus au sommet.

1073,4m-1079m (d'):

Silts argileux de couleur verte finement laminés intercalée à la base et au sommet par des bases de réactivations à des galets d'argile.

1079m-1082m (d'):

Grès moyens de couleur grise à structures obliques, planes intercalés par des grès grossiers gris à structures entrecroisées en auge granulées contenant des galets d'argile.

1084,7m-1090m (d'):

Silts verts finement laminés à argiles silteuses à la base contenant des Paillettes de micas blancs (aspects feuilleté).

1090m-1092,5m (d'):

Grès moyens beige à structures entrecroisées en auge intercalés par des grès fins beige à structures faiblement inclinées suivis par des grès moyens bruns massifs surmontés par des structures obliques planes intercalés par des silts gris verdâtres finement laminés.

1092,5m-1096m (d'):

Ensemble sédimentaire composé des grès fins à moyens beige clair massifs suivis par des structures faiblement inclinées surmontés par des grès grossiers bruns à structures entrecroisées en auge surmontés par des grès moyens beige à structures oblique et planes à faiblement inclinées intercalés par des grès très fins à drapages argileux. Au sommet, on trouve des silts de couleur verdâtres finement laminés.

1096m-1097,8m (d'):

Grès fins à moyens beige massifs compacts intercalés par des grès moyens à grossiers beige à structures entrecroisées en auge suivis par des obliques et planes. Au sommet, une base érosive composée des galets d'argile de différentes taille et formes suivis par des silts gris verdâtres massifs.

1098,1m-1098,8m (g'):

Silts argileux de couleur verte finement laminés bioclastiques.

1099m-1103,1m (d'):

Ensemble sédimentaire composé des grès à granulométrie croissante débutant par des grès fins gris à structures horizontales suivis par des grès fins à moyens gris massifs surmontés par des grès fins des structures faiblement inclinées intercalés par des grès très fins massifs surmontés par des silts argileux de couleur verte à structures faiblement inclinées. Au sommet, on trouve des grès moyens gris à structures obliques et planes.

1103,1m-1106,5m (d'):

Ensemble sédimentaire composé des grès moyens à fins de couleur beige massifs intercalés par des structures faiblement inclinées suivis par des grès très fins massifs surmontés par des grès moyens grés à structures obliques, planes. Au sommet, on trouve un petit banc des silts argileux de couleur verte finement laminés.

1107m-1109m (d'):

Grès moyens à fins de couleur brune à structures obliques et planes intercalés par des grès massifs.

1109m-1110m (g'):

Faciès hétérolitique à dominance gréseuse de couleur grise blanchâtre faiblement bioturbé avec une intercalation des silts gris massifs.

PLANCHE 5

			<p>Légende</p> <p>Figure 1 :</p> <p>Silt verdâtre lagunaire.</p>
			<p>Figure 2 :</p> <p>Silt noirâtre moyennement bioturbé à lamination plane.</p>
			<p>Figure 3 :</p> <p>Base érosive fortement bioturbée.</p>

PLANCHE 6

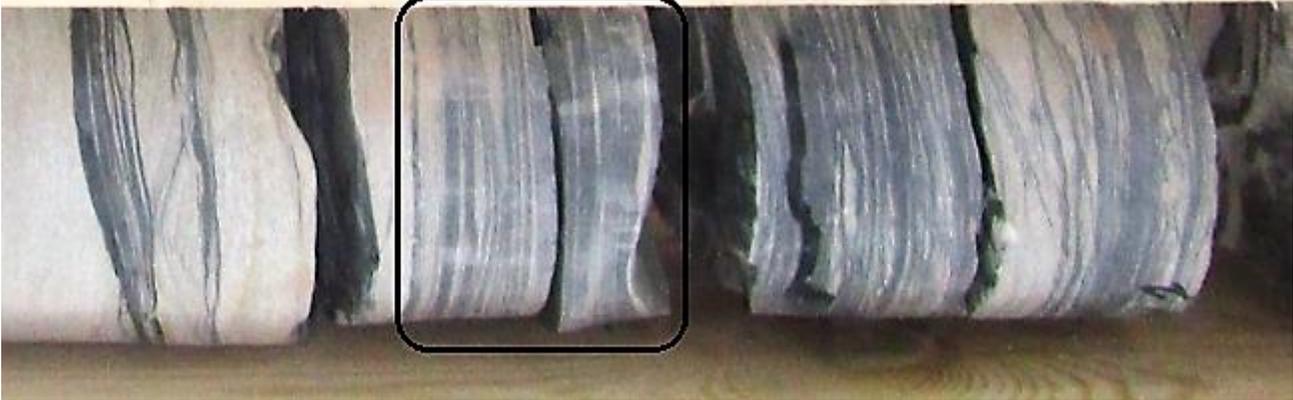
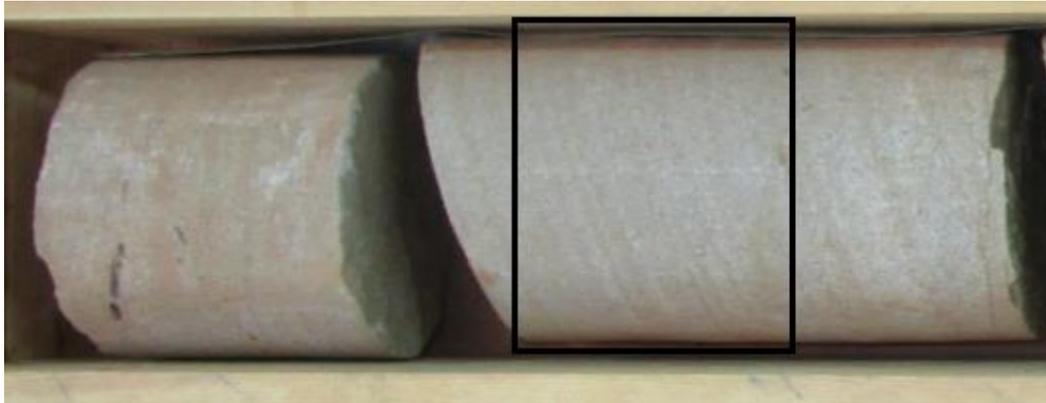
	<p>Légende</p> <p>Figure 1 : Galet mou (mud clastes).</p>
	<p>Figure 2 : Drapage argileux a stratification plane.</p>
	<p>Figure 3 : Grès moyens à grossiers beige à structures obliques planes.</p>

PLANCHE 7



Légende

Figure 1 :

Grès moyens de couleur beige à structures obliques.

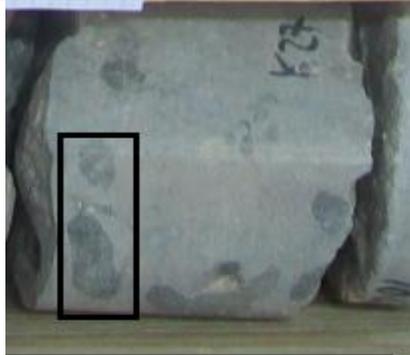


Figure 2 :

Galet d'Argile.



Figure 3 :

Paillettes de micas blancs.

PLANCHE 8



Légende

Figure 1 :

Surface de remaniment.

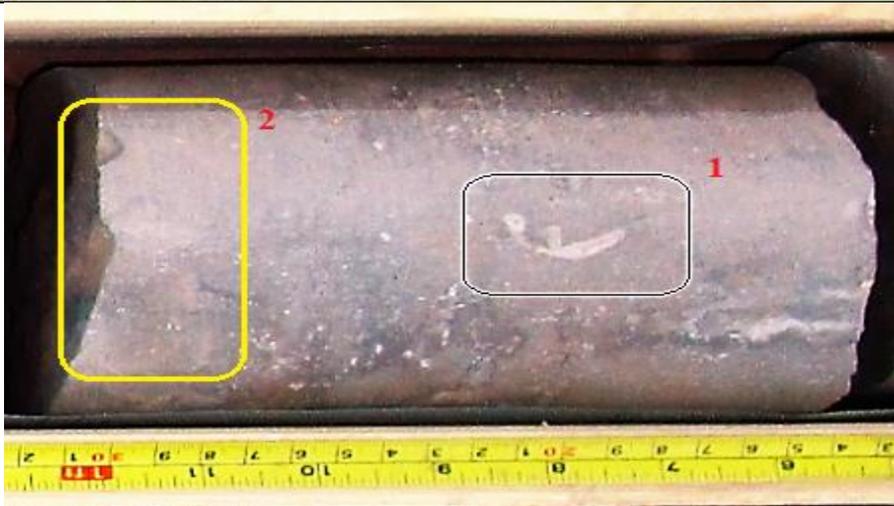


Figure 2 :

1 : Skolithos
2 : Teichichnus

IV.3. La Sédimentation et environnements de dépôts :

Après l'interprétation des faciès du F6 on trouve que le F6 est constitué essentiellement d'une série argilo – gréseuse formée de grès fins localement moyens et très poreux et des argiles, indique des dépôts d'environnements mixtes.

Le facteur Sédimentologique principal qui donne les différents grès et les argiles du F6 c'est la bathymétrie et énergie, que cette dernière a été contrôlé par l'eustatisme (le niveau de la mer).

❖ Les environnements de puits A :

- a : Tidal Chenal
- b : Avant-plage supérieur (Upper Shoreface)
- c : L'Arrière-plage (Back-foreshore).
- d : Avant-plage intermédiaire (Middle Shoreface).
- e : l'Estuaire Fluvial (Fluvial Marginal – Marine Transit).
- f : Avant-plage inférieur/intermédiaire (Lower/Middle Shoreface).

❖ Les environnements de puits B :

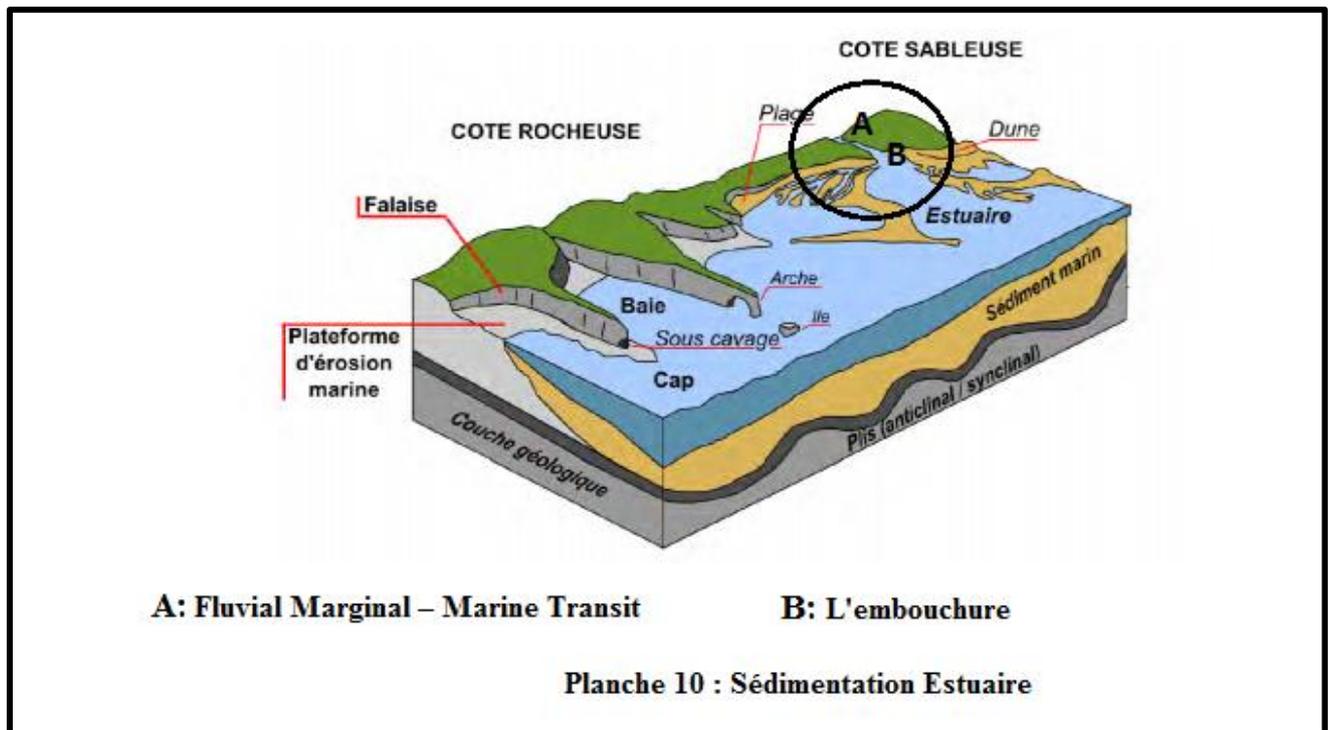
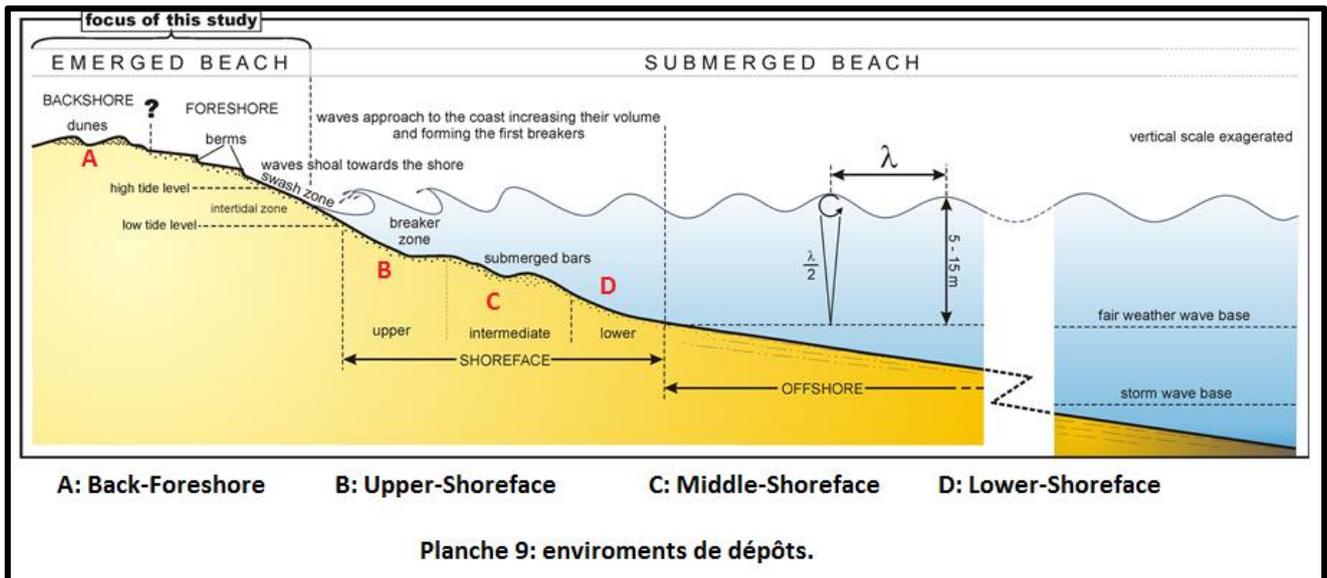
- a' : Avant-plage inférieur/intermédiaire.
- b' : Cordons Sableux (Sand Flat).
- c' : Avant-plage supérieur (Upper Shoreface).
- d' : Embouchure (Braided (Low Sinuosity)).
- e' : l'Estuaire Fluvial (Fluvial Marginal – Marine Transit).
- f' : Tidal Chenal.
- g' : Cordons Littoraux (Tidal Flat).
- h' : Avant-plage intermédiaire (Middle Shoreface).

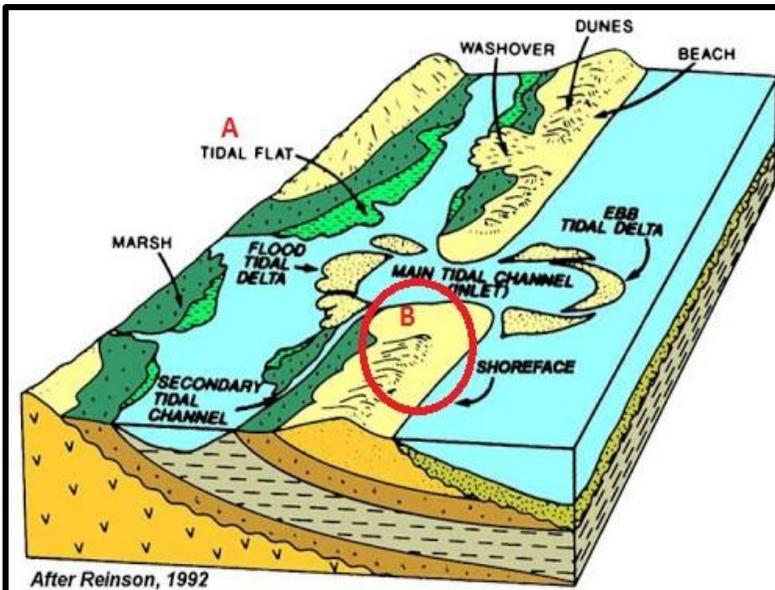
IV.4 Le découpage séquentielle :

Le F6 dans la région d'étude il est subdivisé en 2 membres :

- Membre inférieur (1110m-1057m) : le sommet du 1^{er} membre 1057m présenté par une discontinuité majeure est la séquence élémentaire de ce membre c'est Argilo-grés c'est une séquence régressive.
- Membre supérieure (1057m-991) : le sommet du 2^{ème} membre 991m présenté par une discontinuité majeure est la séquence élémentaire de ce membre c'est Argilo-grés c'est une séquence régressive.

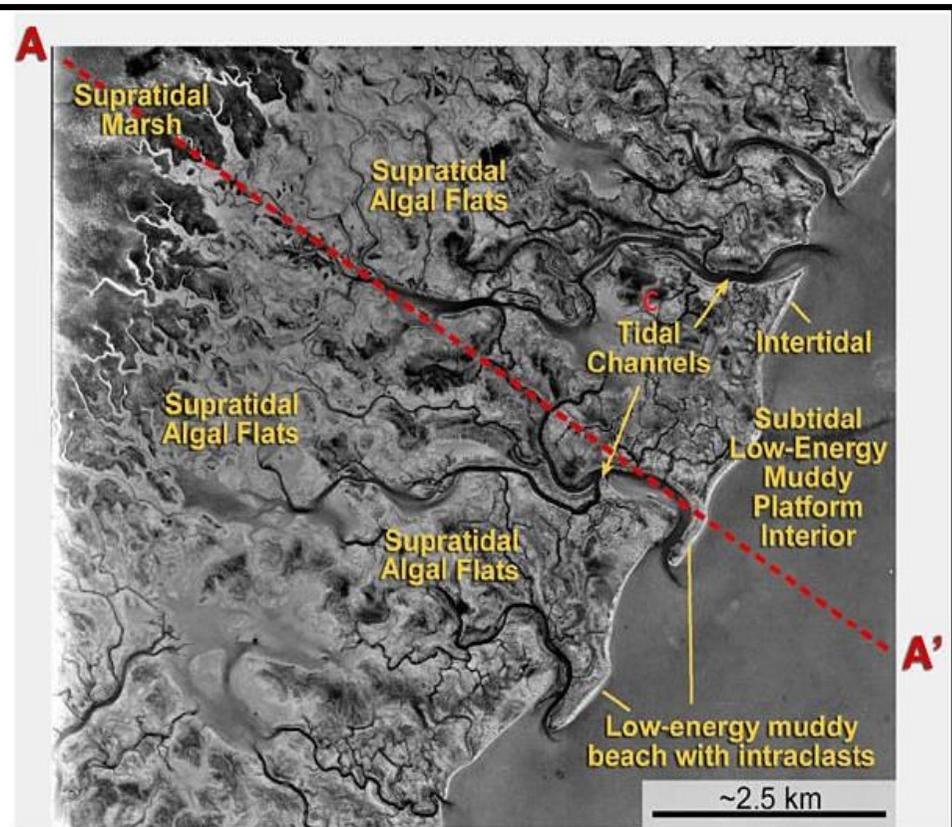
Les dépôts du F6 sont des dépôts régressive interrompés par des épisodes transgressifs.





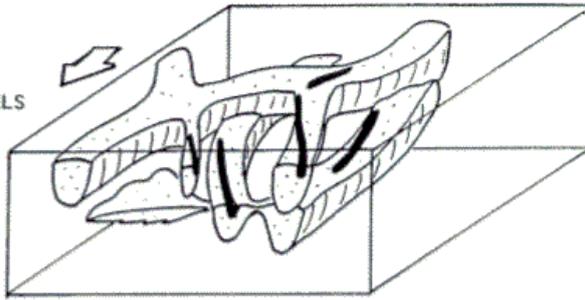
A : Tidal Flat B : Sand Flat C : Tidal Channels

Planche 11 : Sédimentation Littoral

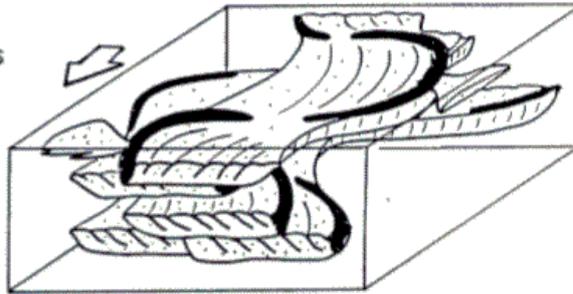


CHANNEL RESERVOIRS
from Galloway and Hobday
1983

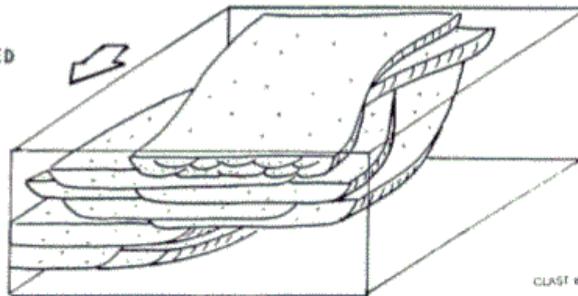
NON MEANDERING
DISTRIBUTARY CHANNELS



MEANDER BELTS



BRAIDED



CLAST 88

Planche 12

LEGENDE

Non meandering distributary channels: chenaux de distribution non sinueux.

Meander belts: Méandrique chenal.

Braided: system en teressé

IV.5 Comparaisons et corrélations entre les deux puits :

IV.5.1 : Comparaison :

Puits A :

Sédimentation littoral (Tidal Chenal) avec des épisodes marins transgressifs et un épisode régressif (fluviate)

Puits B :

Essentiellement à sédimentation de la zone de l'embouchure (Braided Low sinuosité), à la base en allant vers le sommet, la sédimentation devient plus en plus marine, donc des dépôts transgressifs.

- Lorsqu'on compare la sédimentation avec la position des deux puits on trouve que la mer dans le siluriens supérieur est vers l'est du bassin où se trouve le puits A, et au dévonien inférieur, la mer est arrivée à l'ouest du bassin, où se trouve le puits B, et les faciès trouver dans le sommet de puits B confirme cette résultat.

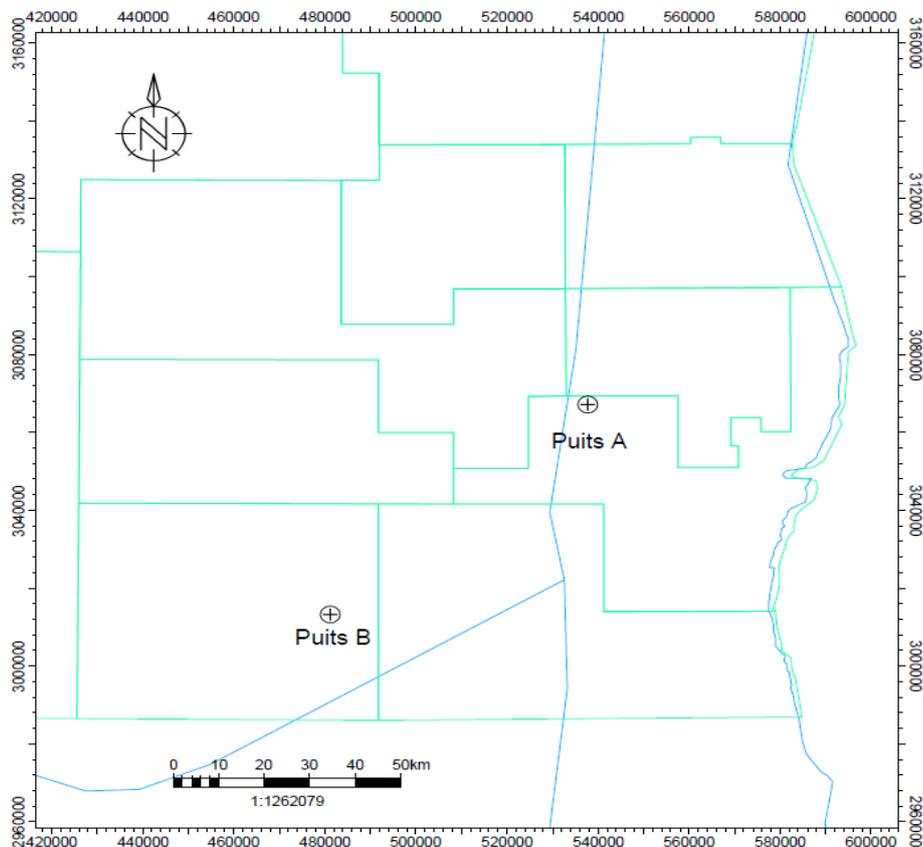


Planche 13 : Positionnement des Puits dans la région d'étude

(Sonatrach / CRD)

IV.5.2 Corrélation :

La corrélation de toutes ces unités lithologiques entre les forages permet de montrer ainsi les faits suivants. En direction de la région orientale d'Illizi. Les épaisseurs diminuent et disparaissent vers les régions orientales. Ces changements de lithologie et des épaisseurs rendent les corrélations très difficiles (D'après ECHIKHE ; Géologie des provinces Pétrolifères de l'Algérie ; 1975).

Et de notre côté, l'absence des niveaux de repère dans les données disponibles rendent la corrélation très difficile.

Conclusion :

Les dépôts du F6 sont des dépôts d'environnements mixtes correspondants au rivage, généralement des formations gréseuses avec un aspect fluviatile c'est le régime régressif qui est le plus dominants dans ce réservoir, avec des épisodes transgressif traduite par la présence de silts noirâtre.

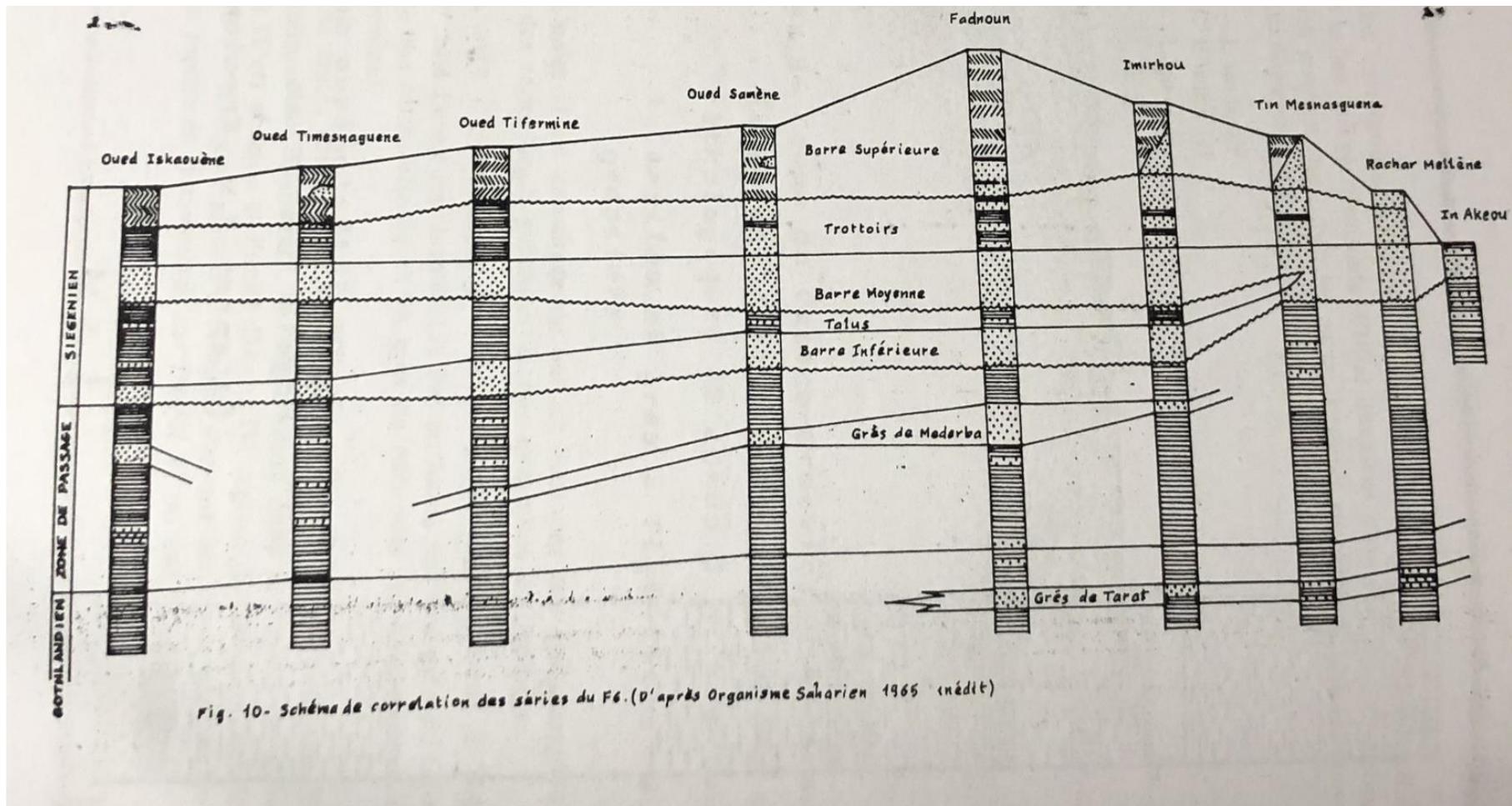


Fig. 10- Schéma de corrélation des séries du F6. (D'après Organisme Saharien 1965 inédit)

Planche 14 : Schéma de corrélation des séries du F6 (D'après organisme Saharien 1965 inédit)

Introduction :

Pour rappel, la diagenèse est l'ensemble des processus physiques et chimiques qui affectent un sédiment après son dépôt (et avant son métamorphisme). Aussi il est très intéressant d'aborder les principaux phénomènes diagénétiques qui ont affectés les grès du F6 de Tihembouka afin de voir leurs impacts direct sur les qualités réservoirs.

○ Rappels théorique :

I. Introduction à la diagenèse des réservoirs silicoclastiques et aux inclusions fluides :

Reconnue depuis les années 1970-1980 dans les géosciences pétrolières, la diagenèse joue un rôle majeur sur la qualité des réservoirs. Ce chapitre aura donc pour objectif de définir les notions clés d'un système pétrolier et d'introduire les principaux phénomènes diagénétiques impactant la qualité des réservoirs silicoclastiques. Par ailleurs, les notions et principes de base, relatifs à l'étude des inclusions fluides et leurs applications dans le domaine pétrolier seront présentés.

I.1 Généralités et définitions sur les systèmes pétroliers :

Un bassin sédimentaire peut être considéré comme un système pétrolier à condition d'être constitué de cinq éléments majeurs aussi connus sous le terme anglais « magic five ingredient » (Gluyas & Swarbrick, 2004): une roche mère, une roche couverture, un piège, une roche réservoir et un timing de migration d'hydrocarbures (Figure 1).

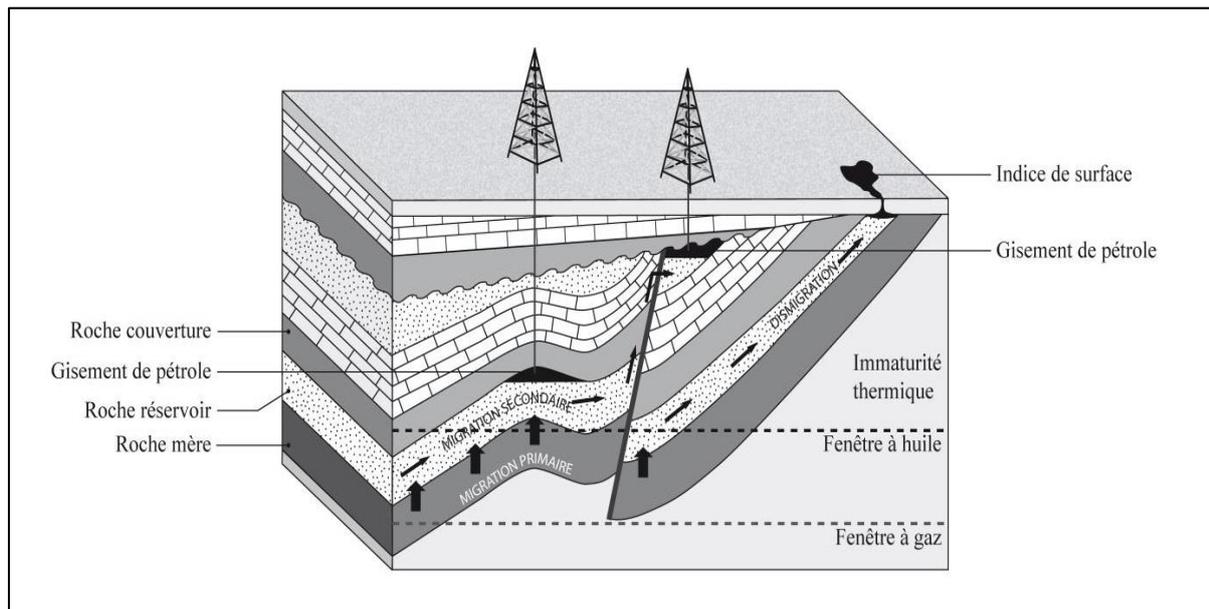


Figure 1 : Schéma conceptuel d'un système pétrolier classique composé d'une roche mère, une roche couverture, de pièges (anticlinaux et discordance) et de roches couvertures.

I.2 Les roches mères :

Les roches mères sont des sédiments riches en matière organique susceptible de générer de l'huile ou du gaz en fonction de la nature et des conditions P-T de la roche mère (Tissot & Welte, 1984). La transformation par voie bactérienne et chimique de ces sédiments conduit à la formation d'un composé solide, connu sous le nom de kérogène. Avec l'enfouissement, et donc avec l'augmentation de la température et de la pression, la maturation de ce kérogène produit des hydrocarbures de type huile et/ou gaz.

Au fur et à mesure de l'enfouissement, le kérogène subit une lente maturation contrôlée principalement par la température (Hunt, 1996). Les molécules constituant la matière organique vont ainsi être cassées pour former dans un premier temps de l'huile (craquage primaire) puis, dans un second temps, du gaz associé à du bitume (craquage secondaire).

I.3 Les roches couvertures :

L'huile et le gaz étant moins dense que l'eau, leur expulsion depuis la roche mère les entraîne inévitablement vers la surface en l'absence de roche couverture. Ces dernières sont caractérisées par une perméabilité très faible, et sont généralement des roches sédimentaires de granulométrie très fine ou de type cristalline, et résistantes à la déformation. Les exemples les plus communs sont les mudstones, les shales ou argilites, l'anhydrite ou encore le sel. Il est également très fréquent que la roche couverture soit riche en matière organique et puisse constituer également une roche mère, notamment en Mer du Nord.

I.4 Les piège :

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

I.5 Les réservoirs :

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

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

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

I.6 La notion de timing de migration des hydrocarbures :

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

II. La diagenèse des réservoirs silicoclastiques :

II.1 Généralités :

La porosité et la perméabilité initiales d'un sédiment dépendent en premier lieu de son environnement de dépôt et donc de la minéralogie, de la taille, du tri et de la forme des grains. Les processus physiques, chimiques et biologiques affectant le sédiment suite à son dépôt sont regroupés sous le terme de diagenèse (Curtis, 1977 ; Burley et al. 1985). Ces processus sont fonction des variations de température, pression et de chimie liées à l'histoire d'enfouissement du bassin sédimentaire. La limite de transition entre le domaine de la diagenèse et celui du métamorphisme est définie autour de 180-250°C (Frey, 1987 ; Slater et al. 1994 ; Figure 2).

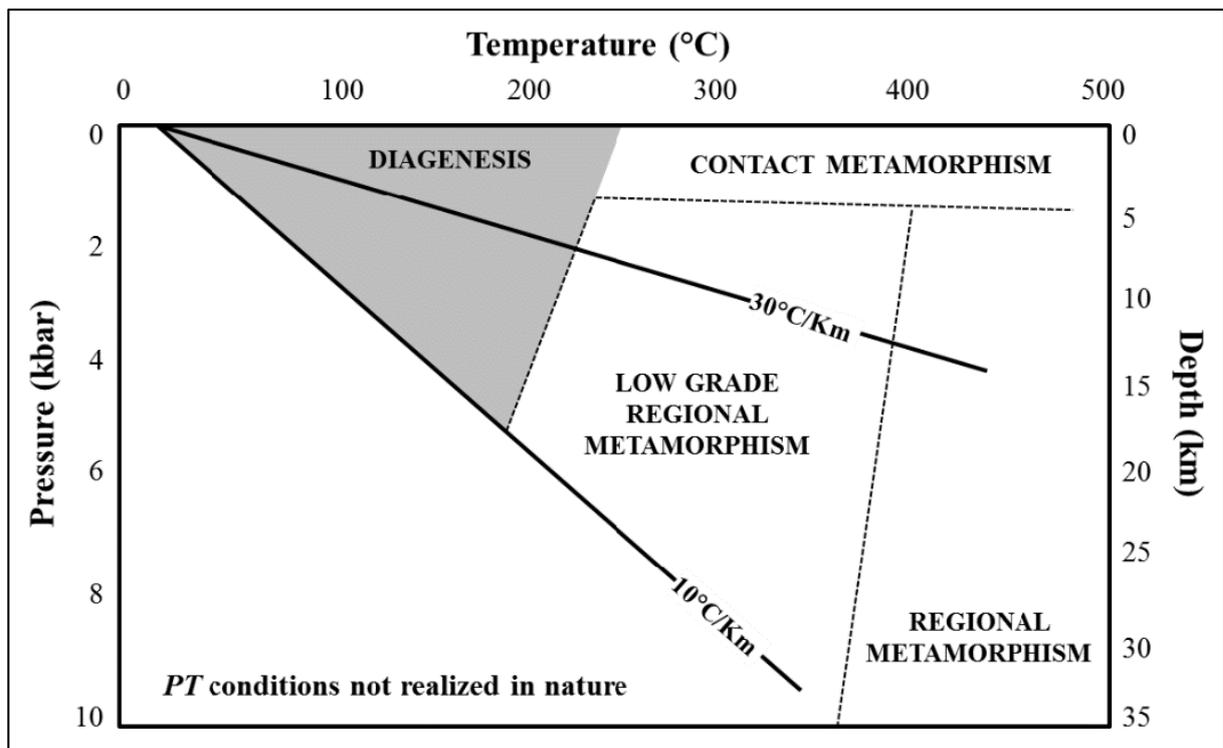


Figure 2 : Diagramme PT présentant les domaines de la diagenèse et du métamorphisme. Le gradient de 10°C/Km représente un environnement sédimentaire de type craton alors que le gradient de 30°C/Km est caractéristique d'environnement de type rift (Worden & Burley, 2003).

On distingue traditionnellement trois grands domaines conceptuels de la diagenèse (Choquette & Pray, 1970; Worden & Burley, 2003, Figure 3):

- **Eogenèse** : diagenèse précoce contrôlée principalement par l'environnement de dépôt (Berner, 1980 ; Chapelle, 1993). Ce domaine est dit ouvert puisque le fluide interstitiel est contrôlé par le milieu extérieur (surface). La limite de profondeur de l'éogenèse est établie entre 1 et 2 km pour des températures variant entre 30 et 70°C (Morad et al. 2000).

- **Mésogenèse** : diagenèse liée à l'enfouissement du sédiment dont le domaine s'étend de 30-70°C (limite de l'éogenèse) jusqu'à des températures d'environ 180-230°C (limite du métamorphisme). La chimie du fluide est contrôlée principalement par les réactions avec les roches encaissantes (milieu fermé ou à ouverture restreinte).

- **Télogénèse** : diagenèse liée au phénomène d'uplift et d'exhumation des roches contrôlée par l'influence de fluides météoriques (dont la chimie est différente de celle au moment du dépôt)

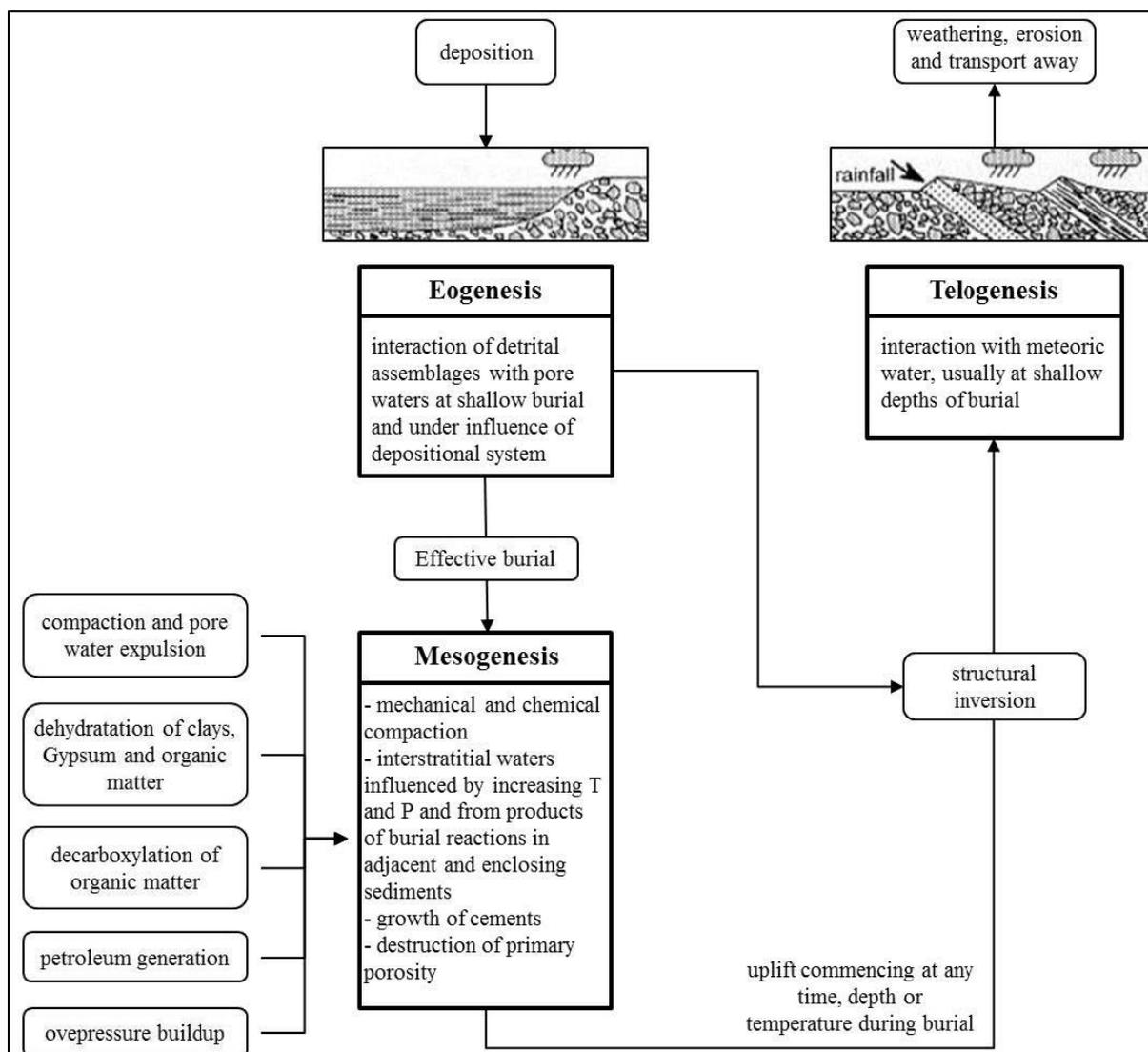


Figure 3: Schéma représentant les 3 grands domaines de la diagenèse. Note: La Télôgenèse est identifiée uniquement à partir du stade où l'eau de surface pénètre dans le bassin inversé (lié à l'exhumation) induisant des réactions minérales (Worden & Burley, 2003).

II.2 Régimes de pression et circulation fluide dans les réservoirs :

L'évolution classique des régimes de pression et de température liée à l'enfouissement est fonction des gradients hydrostatiques et lithostatique dans le bassin considéré. La pression hydrostatique est la pression exercée par une colonne d'eau liquide sur une surface immergée tandis que la pression lithostatique correspond quant à elle à la pression exercée par une colonne de sédiment.

II.3 Perte de porosité par compaction :

La compaction mécanique est le principal phénomène responsable de la diminution de porosité dans les 3 premiers kilomètres d'enfouissement. Son impact repose sur la réorientation et le réarrangement des grains sous l'effet de la pression. Au-delà de cette profondeur, la réduction de la porosité est principalement due à la compaction chimique, caractérisée par la dissolution des grains à leurs points de contact (Worden et al. 2000).

Les travaux de Paxton et al. (2002) basés sur une vingtaine de cas d'études, ont permis d'établir l'évolution type du volume intergranulaire (IGV) en fonction de la profondeur.

$$\text{IGV} = \text{Porosité primaire} + \sum \text{ciments intergranulaires} + \text{Matrice}$$

II.4 Perte de porosité par cimentation :

La perte de porosité par cimentation peut intervenir à tous les stades de la diagenèse (Eogenèse, Mésogenèse, Télôgenèse). Elle est plus particulièrement active au-delà des 2-3 kilomètres d'enfouissement, où elle devient le phénomène principal responsable de la diminution de la qualité réservoir (notamment la cimentation siliceuse). Dépendante de la chimie des fluides circulant dans le système, la cimentation augmente généralement avec l'enfouissement et/ou avec l'âge du sédiment (en liaison avec une cinétique de précipitation des minéraux des ciments plus rapide à température plus élevée).

II.4.1 La cimentation quartzeuse :

Il existe 8 polymorphes de la silice dont les domaines de stabilités calculés s'étendent jusqu'à plus de 100 kbar et plus de 2000°C (Figure 6, Swamy et al., 1994). Les formes cristallisées de silice en dessous de 300 kbar sont le quartz, la tridymite et la cristobalite de basse température (α) et haute température (β) (note : les formes α et β de la tridymite et de la cristobalite n'ont pas été renseignées sur la figure afin de faciliter la lecture). Dans le domaine diagénétique, la forme stable de la silice est le quartz α dont le domaine de stabilité s'étend jusqu'à 573°C à pression atmosphérique.

La cimentation de quartz est la plus représentée dans les réservoirs et se retrouve dans tous les types de sables silicoclastiques.

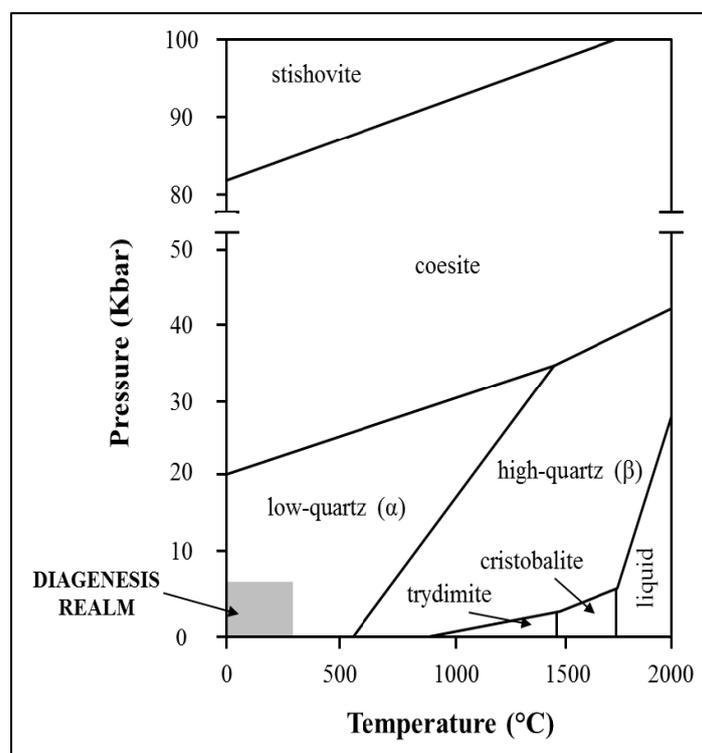


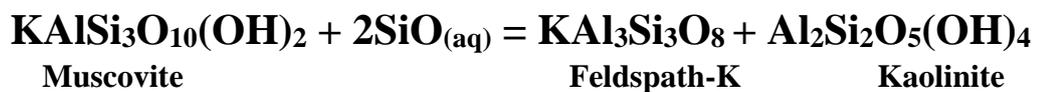
Figure 4 : Diagramme PT de stabilité de la silice pour des conditions PT allant jusqu'à 100 Kbar et 2000 °C (Swamy et al. 1994). Le carré grisé correspond au domaine diagénétique d'après Worden & Burley (2003).

II.4.2 La cimentation argileuse :

Dans les réservoirs silicoclastiques, ce type de cimentation est principalement dominé par les néoformations de phyllosilicates de kaolinite, d'illite, de smectite et de chlorite. Les phyllosilicates sont formés par l'assemblage d'une couche octaédrique dite O, constituée d'un cation central Al et de six groupements hydroxyles (OH⁻), avec une ou deux couches tétraédriques dites T, où chaque tétraèdre est composé d'un atome de silicium entouré de quatre atomes d'oxygène.

Dans les sédiments clastiques, les ciments argileux occupent un espace volumétriquement faible mais impactent fortement les propriétés pétrophysiques des réservoirs. Nous détaillerons ici uniquement la pétrographie des phases argileuses présentes dans les réservoirs :

- **La kaolinite** ($\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) se développe généralement précocement (éogène) dans l'histoire d'enfouissement du sédiment dans un environnement fluvial ou deltaïque associé à la dissolution des feldspaths potassiques. La dissolution précoce des feldspaths potassiques est généralement attribuée à la percolation d'eau météorique (Sommer, 1978 ; Bjorlykke, 1998). Ces percolations sont également à l'origine de la déstabilisation des micas suivant l'équation 7 conduisant à la précipitation de kaolinite (Bjorkum and Gjelsvik, 1988 ; Ehrenberg et al. 1993) :



- **L'illite** (KA13Si3O10(OH)2) se développe généralement à des températures supérieures à 70-80°C à partir d'eaux de formations riches en potassium (Worden & Burley, 2003) associées à la déstabilisation des micas, des feldspaths potassiques, de la kaolinite et/ou de la smectite. Néanmoins, l'illitisation des réservoirs gréseux devient plus particulièrement active et massive à des températures supérieures à 100-120°C. L'illite peut se développer sous forme plate et/ou fibreuse en remplissage de pores intergranulaires (pore-filling), en recouvrement de la surface des grains détritiques (pore-lining) et en remplacement des feldspaths et/ou kaolinite (Lanson et al. 2002).

II.4.3 La cimentation de carbonate :

Principalement représentées par la calcite (CaCO_3), la dolomite ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$) et la sidérite (FeCO_3) les cimentations de carbonates se développent aussi bien pendant l'Eogène que pendant la Mésogène. La sidérite précoce se forme généralement autour de 20-40°C dans un environnement réducteur riche en fer sous influence d'eau principalement météorique à marine peu profonde (Bjorlykke et al. 1992 ; Girard, 1998 ; Worden & Burley, 2003). La calcite et la dolomite éogénétique se développent en environnement marin peu profond résultant des dissolutions/précipitations de coquilles de mollusques et de réactions entre les minéraux aluminosilicatés et l'altération de matières organiques (Curtis & Coleman, 1986).

○ **La diagénèse du réservoir F6 :**

III. Les principaux phénomènes diagénétiques du réservoir F6 :

III.1 Pression dissolution : La compaction chimique a été observé bien dans les grès du F6 de Tihembouka. Le phénomène de pression- dissolution est complexe, le modèle le plus simple suppose que la pression-dissolution est activée par une différence de solubilité à l'échelle du grain induite par une différence entre la contrainte qui s'exerce au contact grain- grain (égale à la pression lithostatique) et celle sur les faces tournées vers les pores (égale à la pression hydrostatique). Ce phénomène est néfaste pour les réservoirs puisque la silice secondaire issue de ce processus va occuper les vides et réduise d'une manière drastique la porosité (Figure 5).

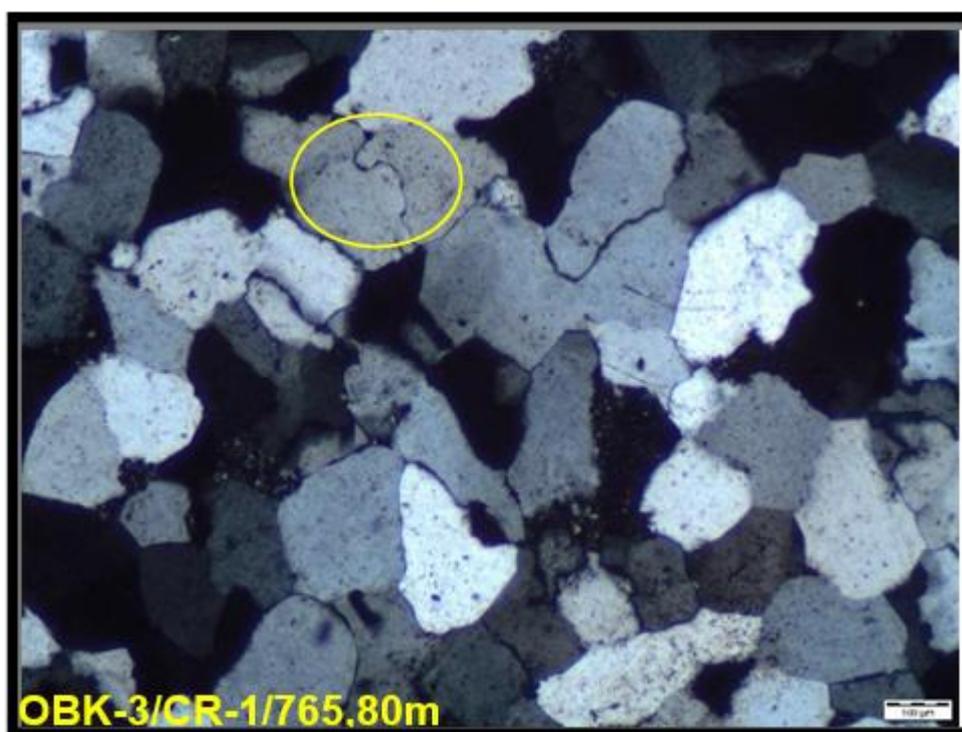


Figure 5 : X 10 LP Contact Concavo-Convenxe.

III.2 Cimentation :

La cimentation est un phénomène très répandu dans les grès du F6 de Tihembouka. Elle s'est développée juste après le dépôt des sédiments (Eogénèse) et a continué avec l'augmentation de la température et la pression (diagenèse d'enfouissement) en profondeur. La cimentation observée est très hétérogène. Effectivement, plusieurs ciments de nature différente coexistent induisant une chute considérable de la porosité. Les ciments les plus représentatifs sont:

III.2.1 L'argile :

Le cortège argileux est représenté souvent par l'Illite, la Kaolinite et la Chlorite. La présence de l'argile authigène dans les grès étudiés est considérable dans certains niveaux. L'illite provient généralement de l'altération des micas blancs et parfois des feldspaths alcalins. Elle se présente en remplissage des pores et en grain coating.

La kaolinite est observée souvent en petits cristaux occupant les espaces intergranulaires. Elle est le produit d'altération des Feldspaths potassiques et les micas noirs.

Le chlorite est observé dans les grès sous forme de ciment intergranulaire issue de la transformation directe des micas noirs.

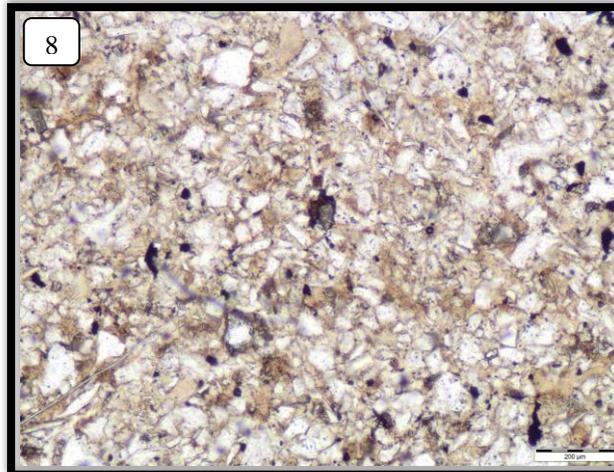
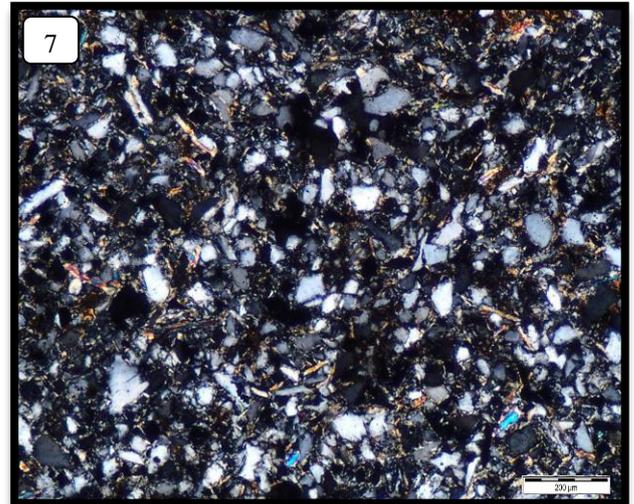
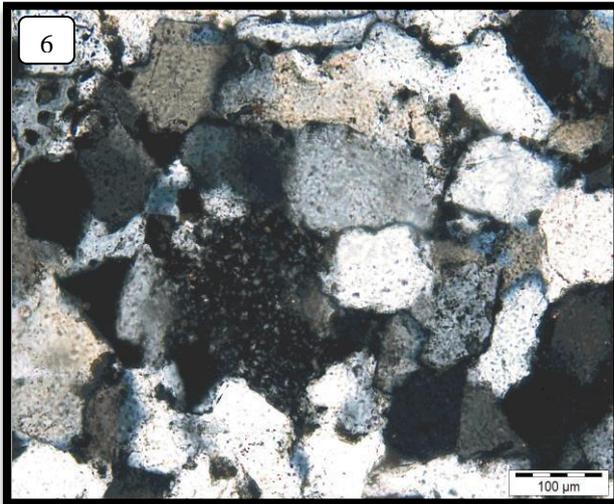


Planche 1 :

Figure 6 : X 4 LP KAOLINITE

Figure 7 : X4 LP ILLITE

Figure 8 : X4 LN ILLITE

III.2.2 La silice secondaire :

La silice secondaire provient soit de la dissolution des feldspaths, libérant la silice dans les eaux interstitielles qui deviennent sursaturées (diagenèse précoce), soit de la pression dissolution (diagenèse d'enfouissement).

La cimentation siliceuse est présente et observée pratiquement sur tous les niveaux gréseux du F6 de Tihembouka. Les néoformations quartzzeuses, les plus rencontrées dans les grès du F6 de Tihembouka, est la surcroissance du quartz formant un ciment syntaxial, en continuité optique avec le grain de quartz.

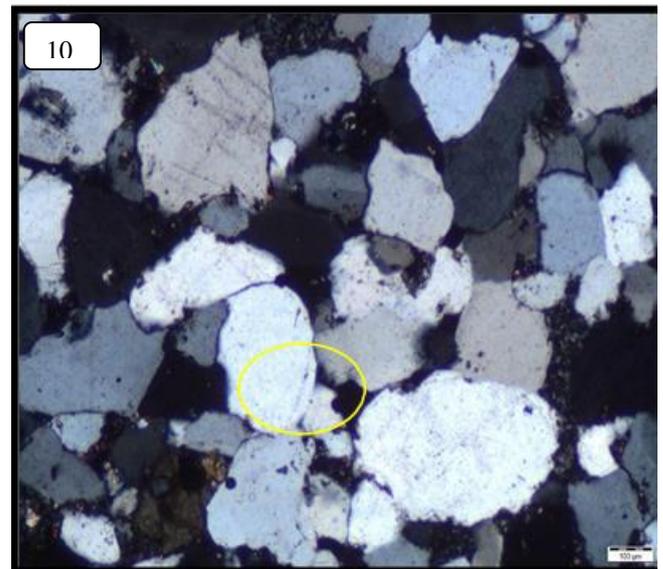
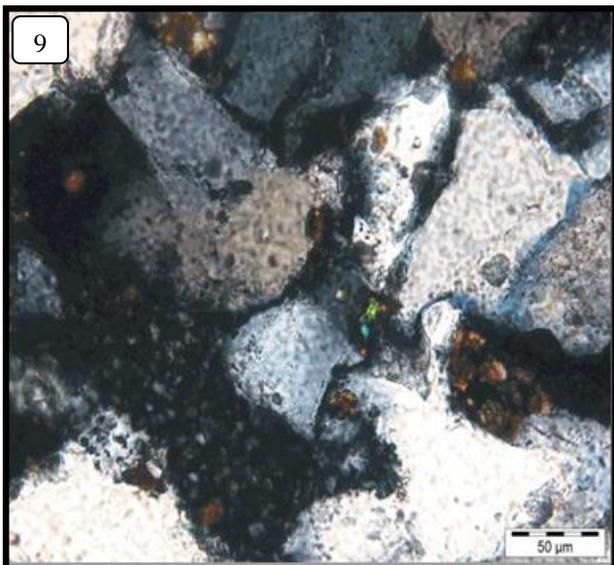


Planche 2 :

Figure 9 : X 20 LP SILICE MICROGRENUE

Figure 10 : X 10 LP SILICE SECONDAIRE

III.2.3 La cimentation carbonatée :

Les carbonates authigènes sont présents en proportion variable dans les grès du F6 de Tihembouka, parfois ils atteignent les 25% du volume total de la roche. Généralement c'est de la sidérite. Elle est souvent sous forme de petits cristaux rhomboédriques, localement associés à des oxydes de fer ainsi que sous forme des mouchetures diagenétiques oxydées. La calcite se présente sous forme de patches séparés remplissant les espaces intergranulaires obturant tous les vides où les qualités réservoirs sont détruites.

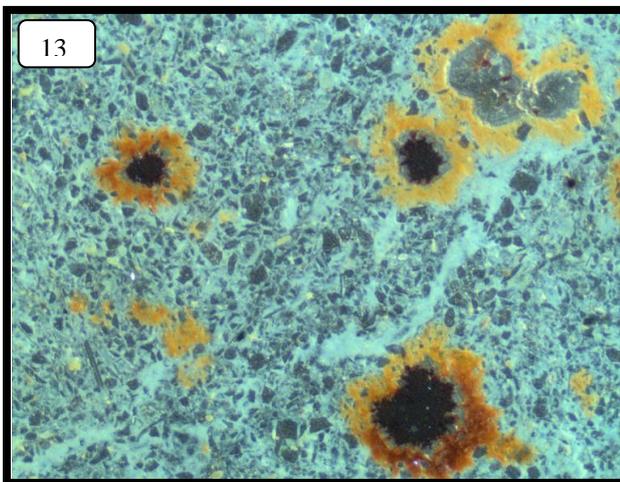
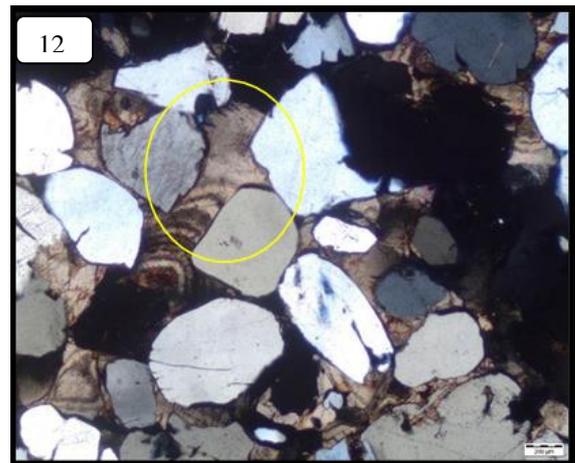
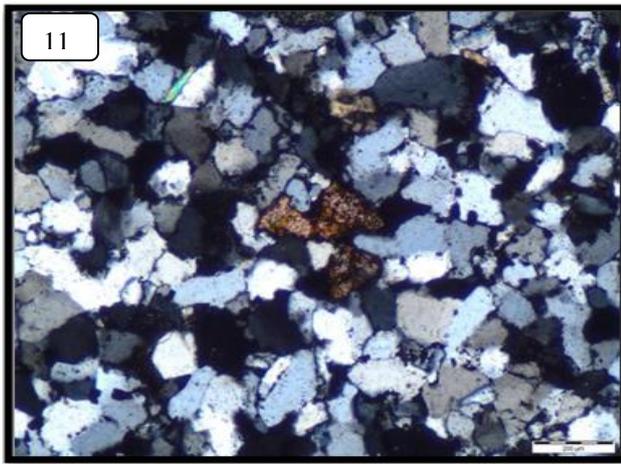


Planche 3 :

Figure 11 : X2 Cimentation.

Figure 12 : X4 Cimentation.

Figure 13 : X2 MOUCHTRES SED LR.

III.3 Dissolution :

Le phénomène de dissolution est très répandu dans les grès du F6 de Tihembouka. Cette dissolution est provoquée en premier lieu par les eaux météoriques qui percolent surtout les feldspaths potassiques (Diagenèse précoce), après et à une température dépassant 70°, la dissolution est provoquée par les eaux interstitielles sous saturées. A cette étape de la diagenèse, les grains de quartz et les ciments siliceux sont dissous et plus tardivement, les ciments carbonatés et les ciments sulfatés subissent à leur tour une dissolution, d'où la présence de reliques des ciments carbonatés. Ainsi la dissolution intervient pendant toutes les étapes de la diagenèse et les qualités réservoirs sont améliorées.

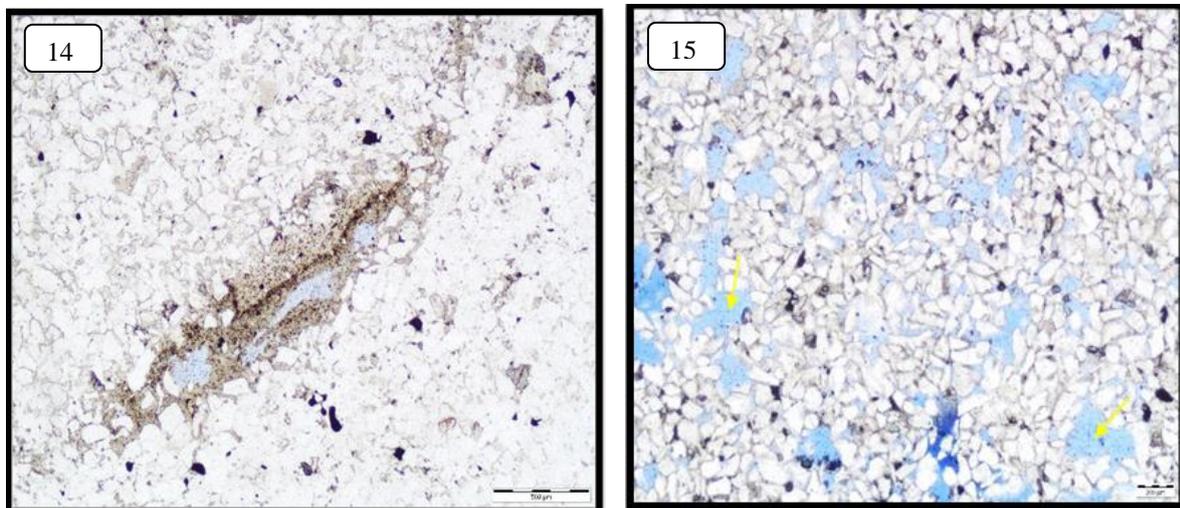


Planche 4 :

Figure 14 : X4 ILLITE_3 LN

Figure 15 : X2 Dissolution LN

Conclusion :

La diagenèse joue un rôle important dans la formation de la roche réservoir du F6 par la création des vides, qui a été remplis par les hydrocarbures, cette diagenèse elle présente par des phénomènes observer par des lame-minces.

L'étude de ces phénomènes permettant de nous informer sur les propriétés pétrophysiques et la qualité du réservoir.

I. Le réservoir F6 :

Le F6 est constitué d'une série argilo - gréseuse formée de grès fins localement moyens et très poreux. Cet ensemble est représenté dans le permis In Aménas par les unités C (C1, C2 et C3) d'âge Dévonien inférieur et les unités M (M1 et M2), d'âge Silurien supérieur (Fig.1).

Dans la région, les meilleures productions sont enregistrées au niveau de l'unité C3 mais en général tous les membres présentent de bonnes caractéristiques de réservoir avec des porosités allant de 10 à 30% et de fortes perméabilités, Les unités C sont d'âge Dévonien.

Unité C1 :

Elle marque le début du Dévonien et repose en discordance sur l'unité B. Elle est composée de grès fins à grossiers à stratifications obliques.

Unité C2 :

Elle est la moins épaisse des unités C, elle est formée d'alternances argilo-silteuses et gréseuses.

Unité C3 :

Cette unité comprend des grès fins à grossiers à stratifications obliques. On peut remarquer que les meilleurs débits ont été enregistrés dans la zone où le F6 est le plus épais dans la zone Nord à In Aménas et Hassi Farida, plus à l'Est-il tend à diminuer vers les zones proches des pinchouts (Fig.3). En effet au cours du dépôt du Dévonien, le mole de Tihemboka constituait un haut topographique et les sédiments dans cette région forment un onlap et un overstep sur le Silurien F6. A l'approche du Tihemboka, l'unité C3, qui a une étendue supérieure, oversteps les unités sous- jacentes (Fig.2).

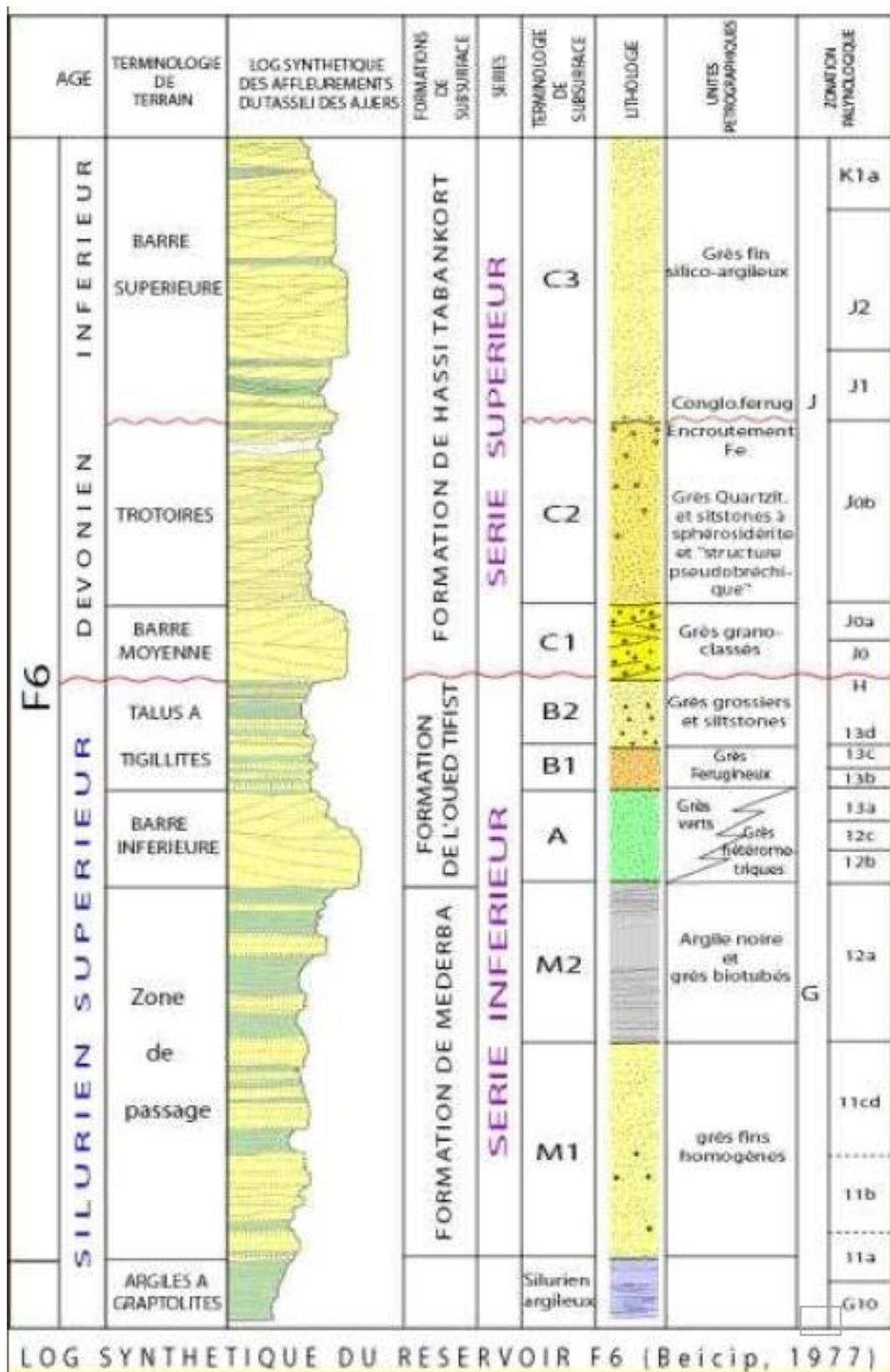


Figure 1 : Log Synthétique du réservoir F6 (Beicip, 1977)

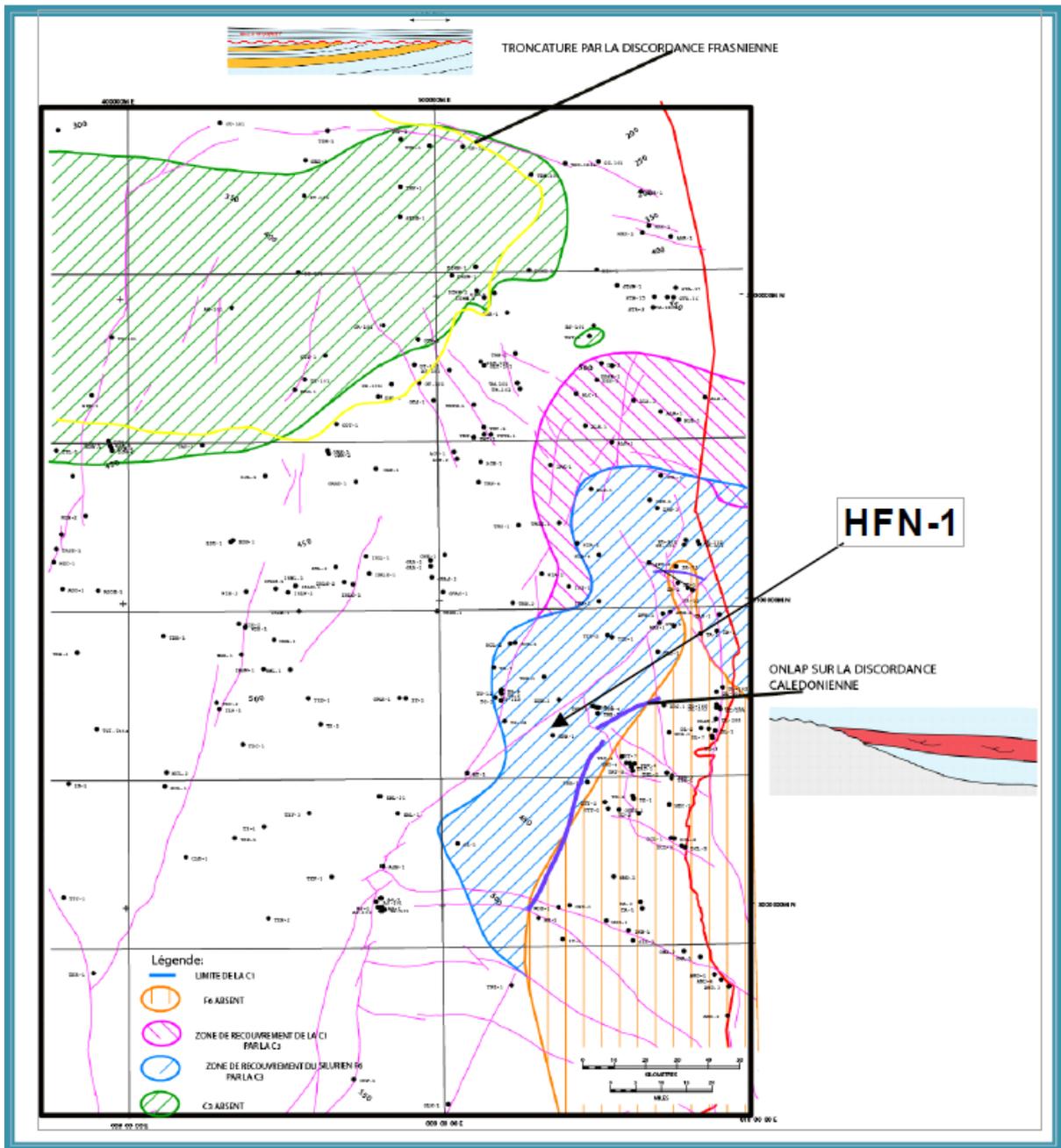


Figure 2 : Les discordances du bassin d'Illizi (Document Sonatrach).

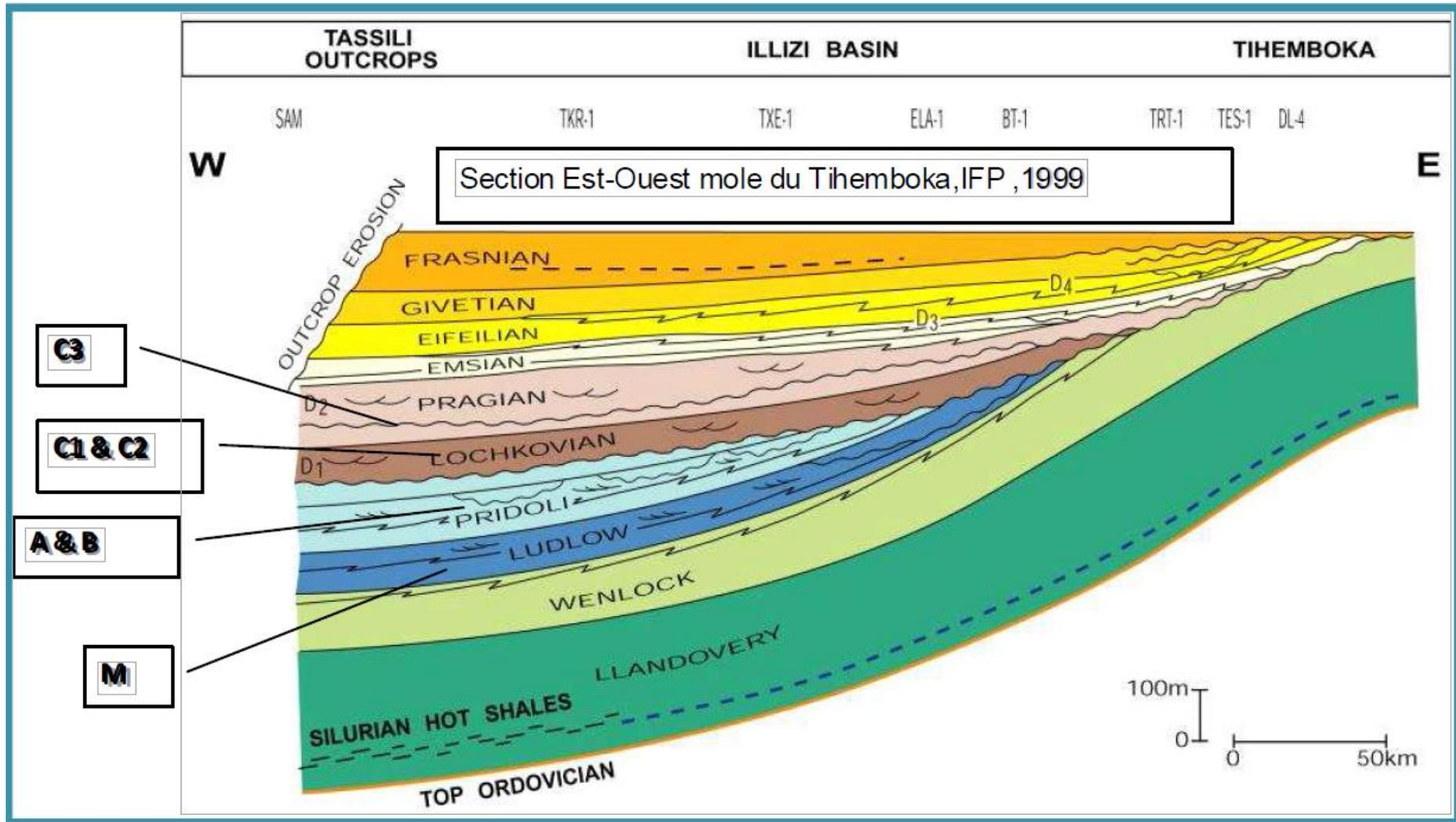


Figure 3 : Section Est-Ouest mole du Tihemboka, IFP, 1999.

II. Péetrophysiques :

Trois unités du F6 ont été traversées, au niveau du Dévonien il s'agit de la C3 (29m) qui oversteps comme on l'a vu plus haut les unités du Silurien. (M1 et M2). On a 9 m d'unité M2 et 53 m d'unité M1.

L'unité C3 :

Cette unité C3 est un bon réservoir La porosité moyenne avoisine les 12 %, la perméabilité dépasse les 30 md. D'après les interprétations diagraphiques (1989 et 2010) c'est l'unité C3 du F6 qui contient des hydrocarbures (Fig.1, 2).

Conclusion :

Les résultats pétrographiques des grés du réservoir F6 montrent des bons caractéristiques pétrophysiques, le F6 il est subdivisé en plusieurs unités, les unités C (C1, C2 et C3) d'âge Dévonien inférieur et les unités M (M1 et M2), d'âge Silurien supérieur.

L'unité C3 du F6 c'est l'unité la plus productive dans ce réservoir, avec une porosité moyenne de 12 %, la perméabilité dépasse les 30 md.

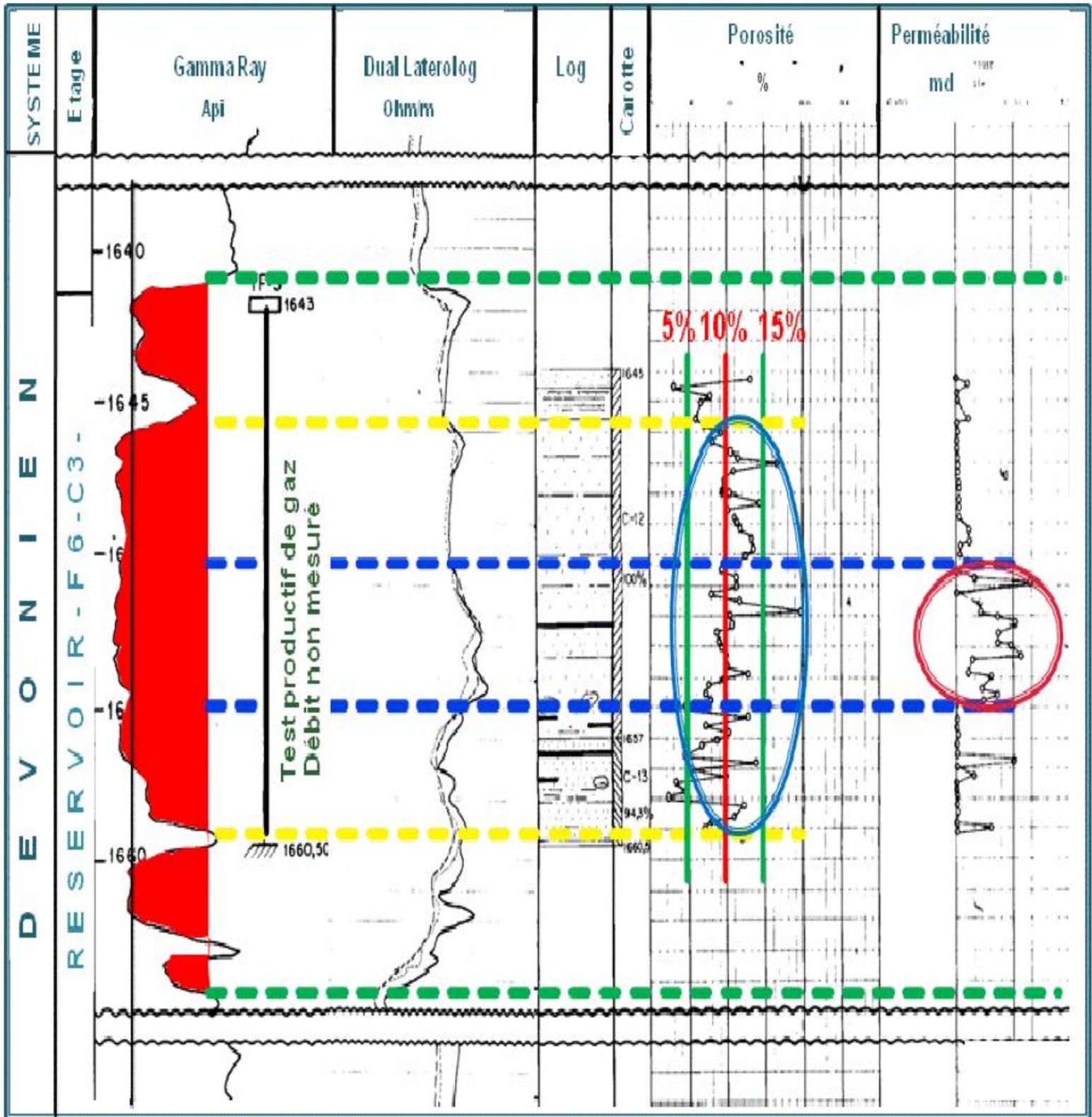


Planche 1 : Diagraphies de l'unité C3 du F6 (Document Sonatrach).

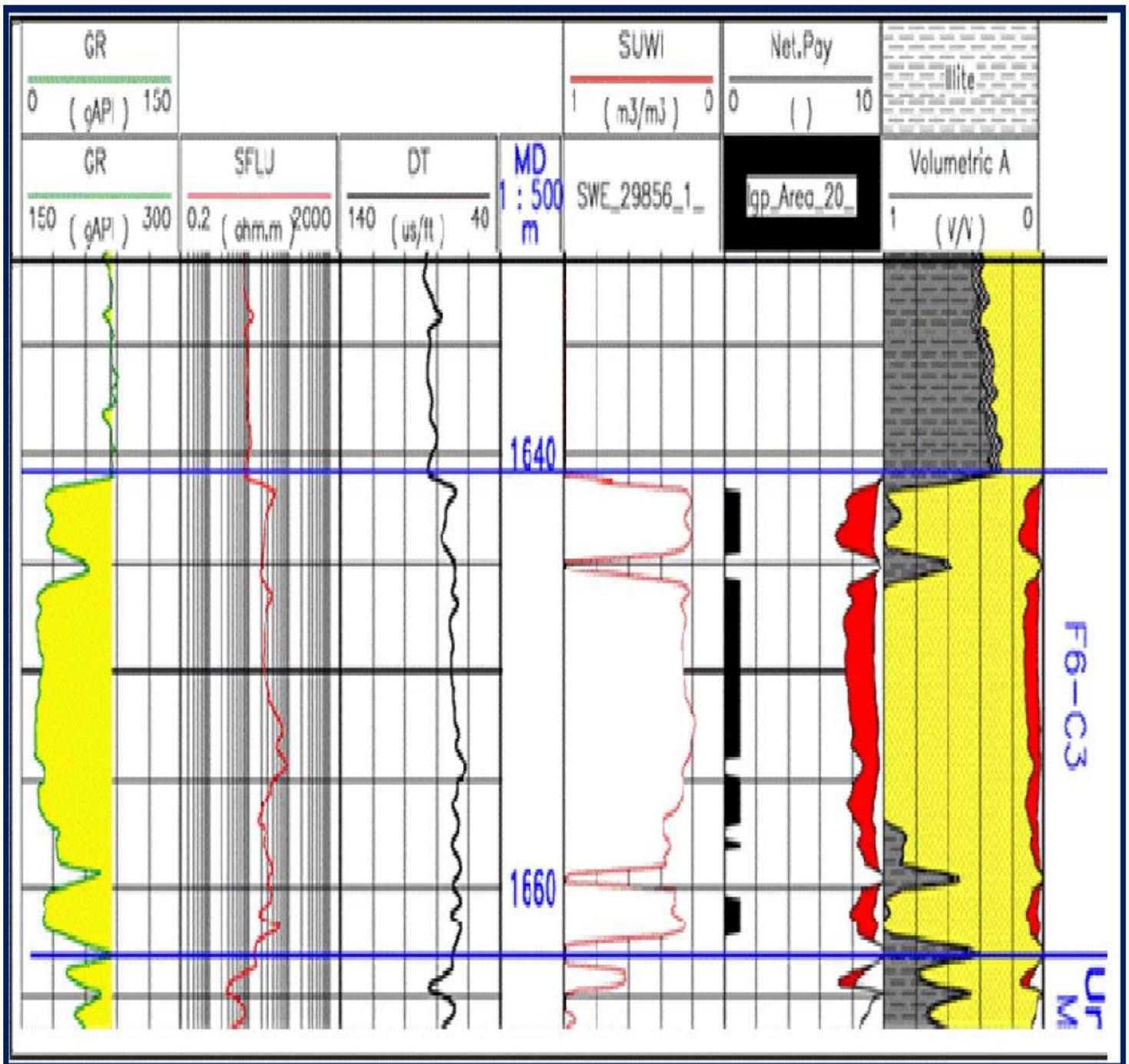


Planche 2 : Diagraphies de l'unité C3 du F6 (Document Sonatrach).

III. Aperçu Géophysique et diagraphie :

D'après l'interprétation des diagaphies et les données géophysique, les pétroliers trouve que les niveaux réservoirs (Dévonien et Ordovicien) sont compacts.

Le sondage de Puits A a été foré sur une structure de type anticlinal NO-SE appuyée contre une faille à regard N-O et de direction NE-S.

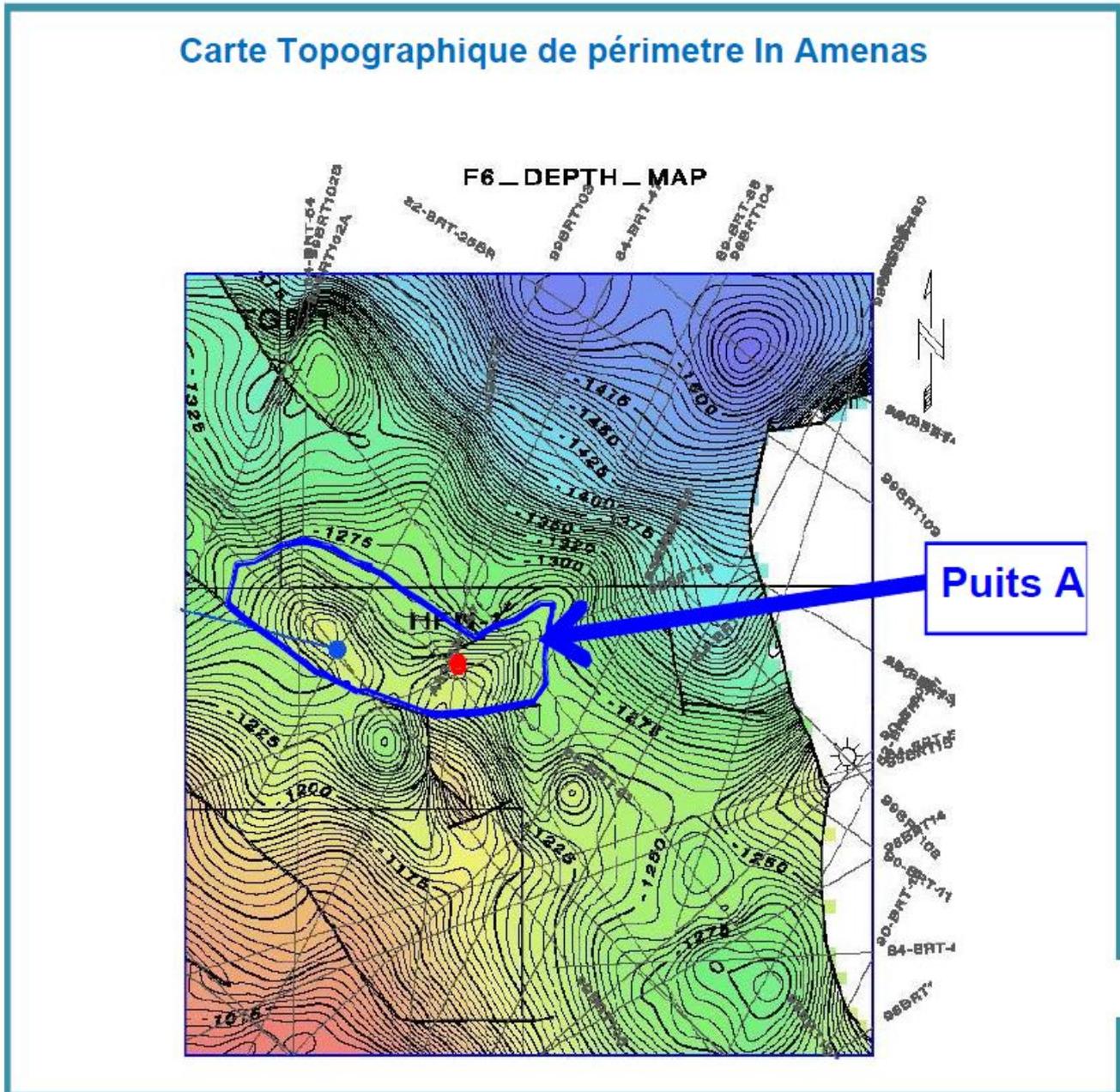


Planche 3 : (Document Sonatrach).

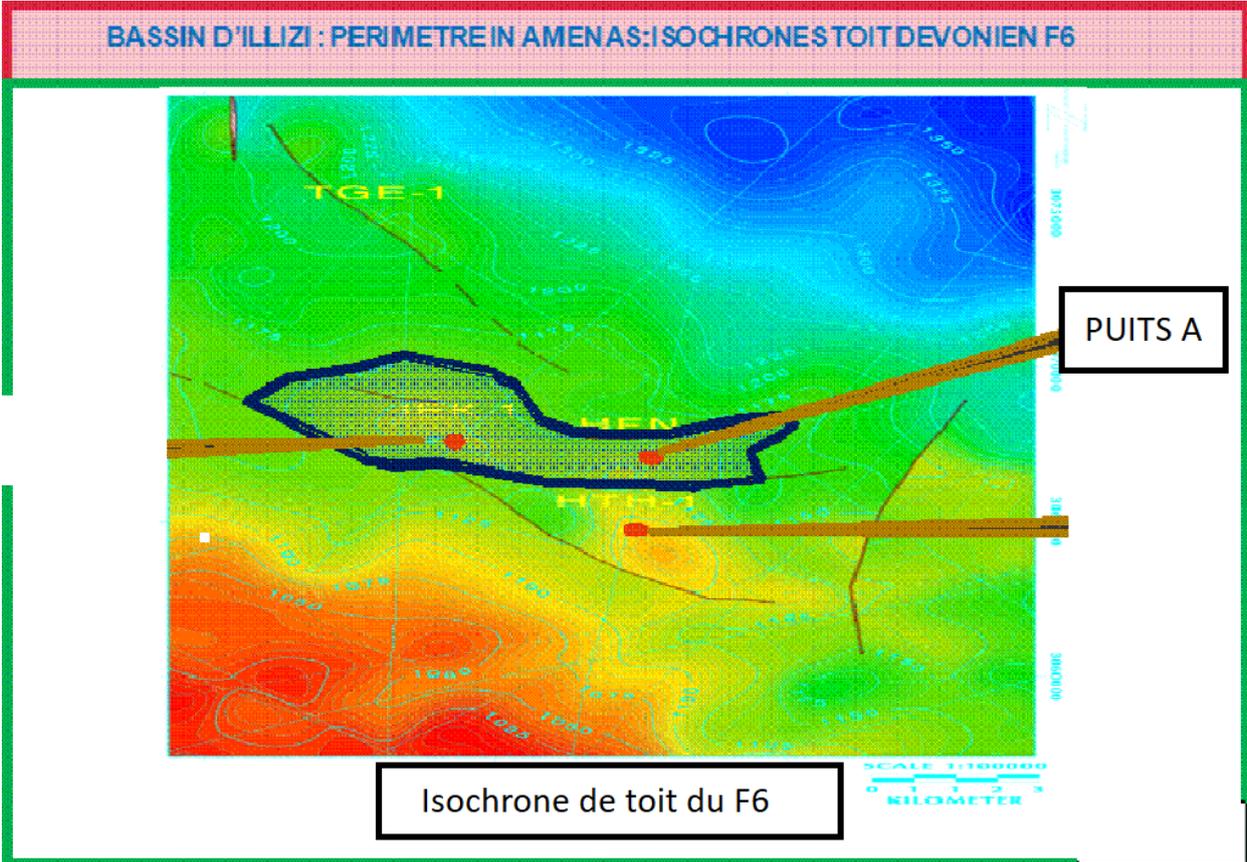


Planche 4 : (Document Sonatrach).

- **Section sismique dans le puits A : Planches 17, 18,19.**

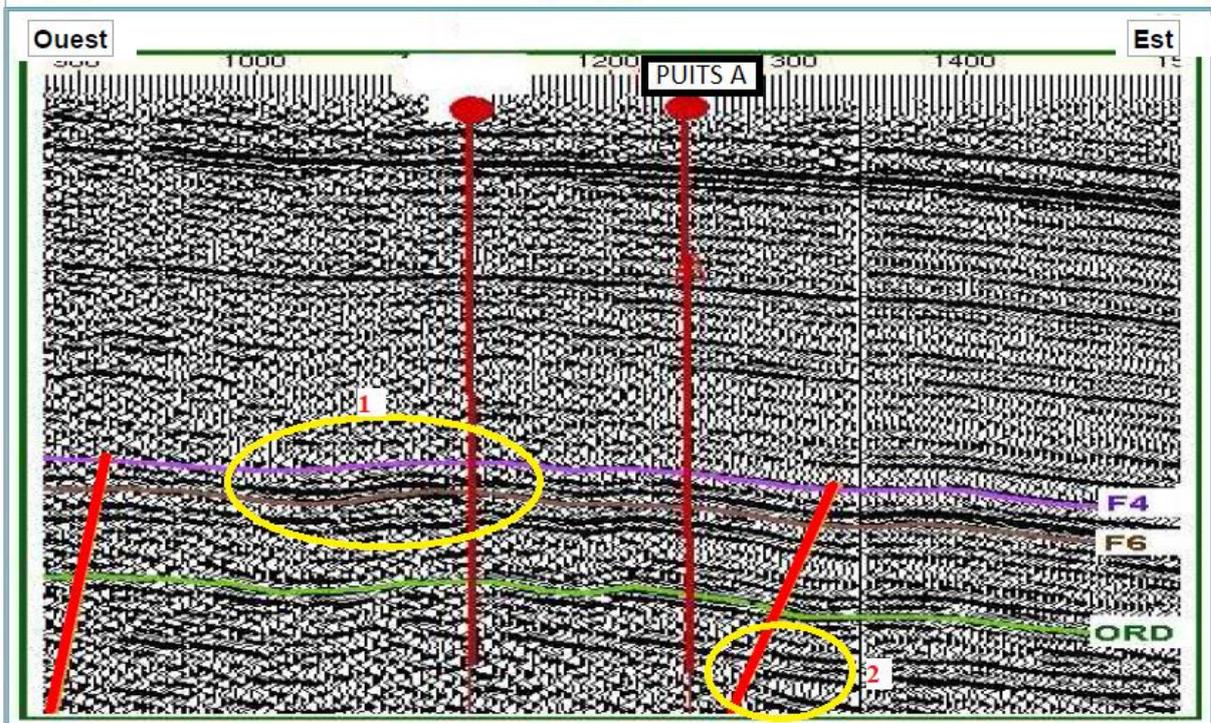


Planche 5 : (Document Sonatrach).

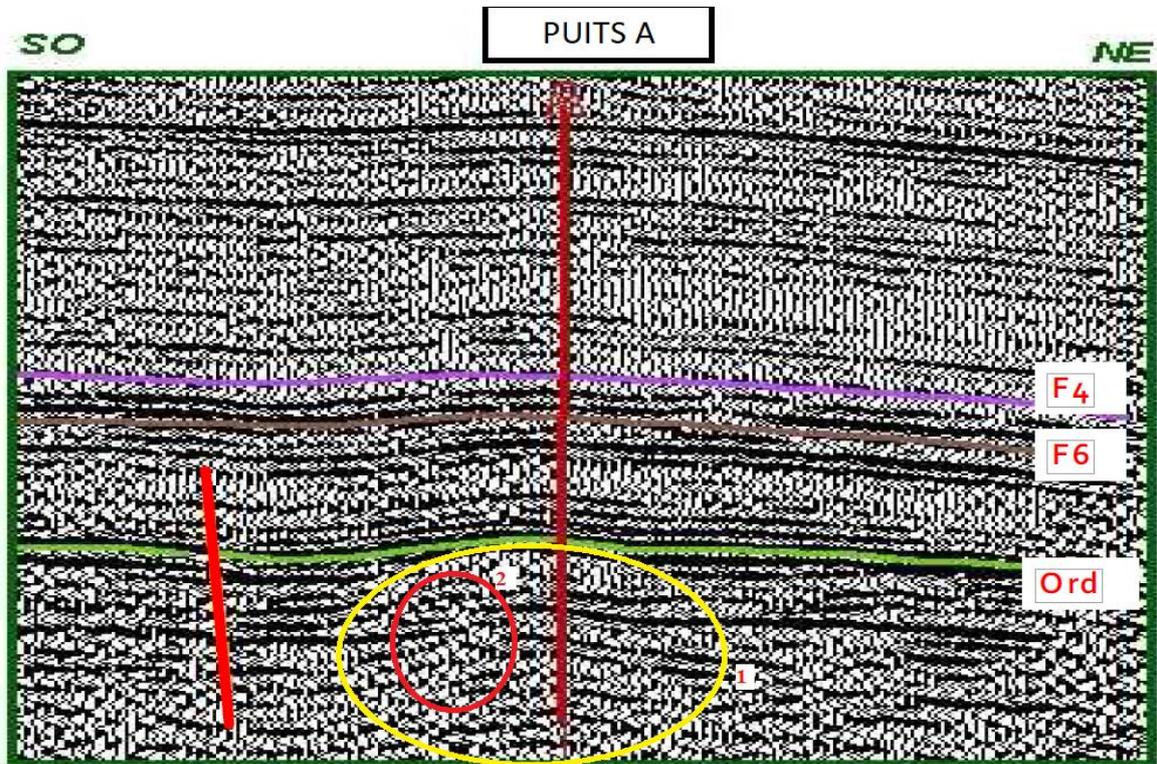


Planche 6 : (Document Sonatrach).

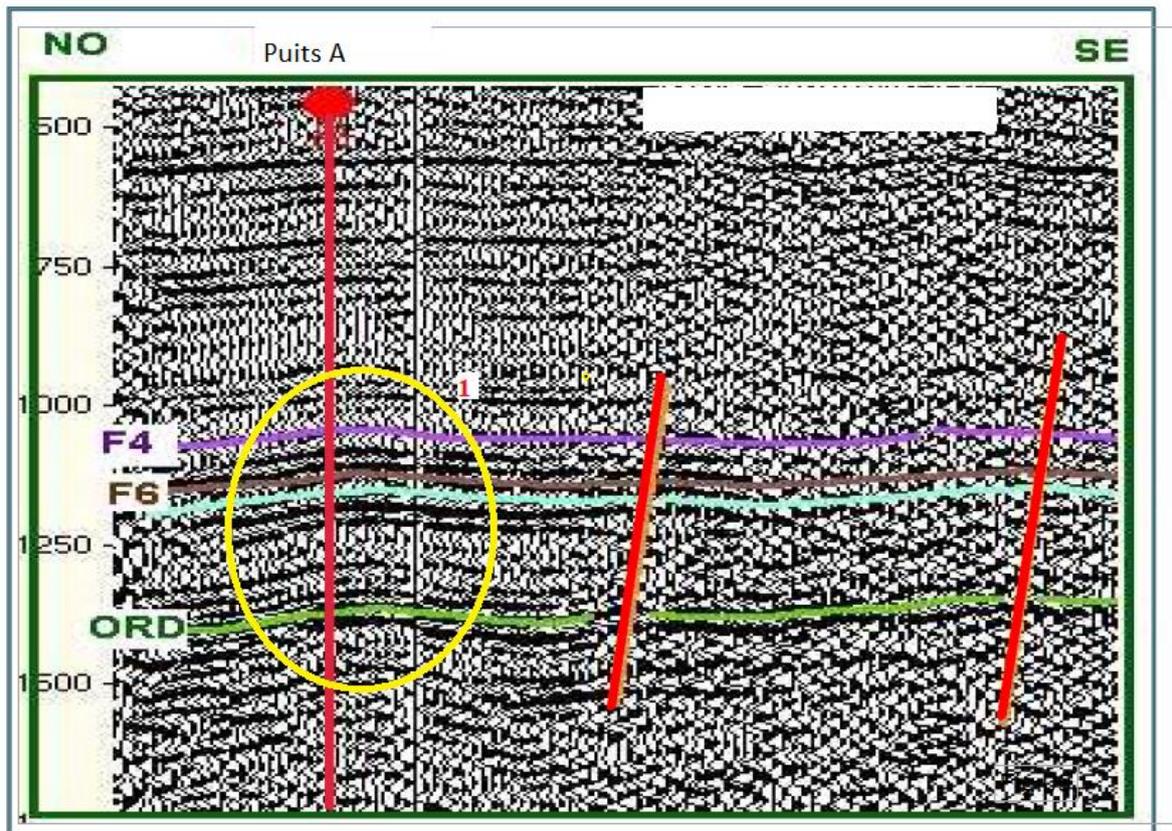


Planche 7 : (Document Sonatrach).

Planche 5 : (ouest-est) on trouve :

- Failles inverse.
- 1 : Plissements.
- 2 : System compressif

Planche 6 :

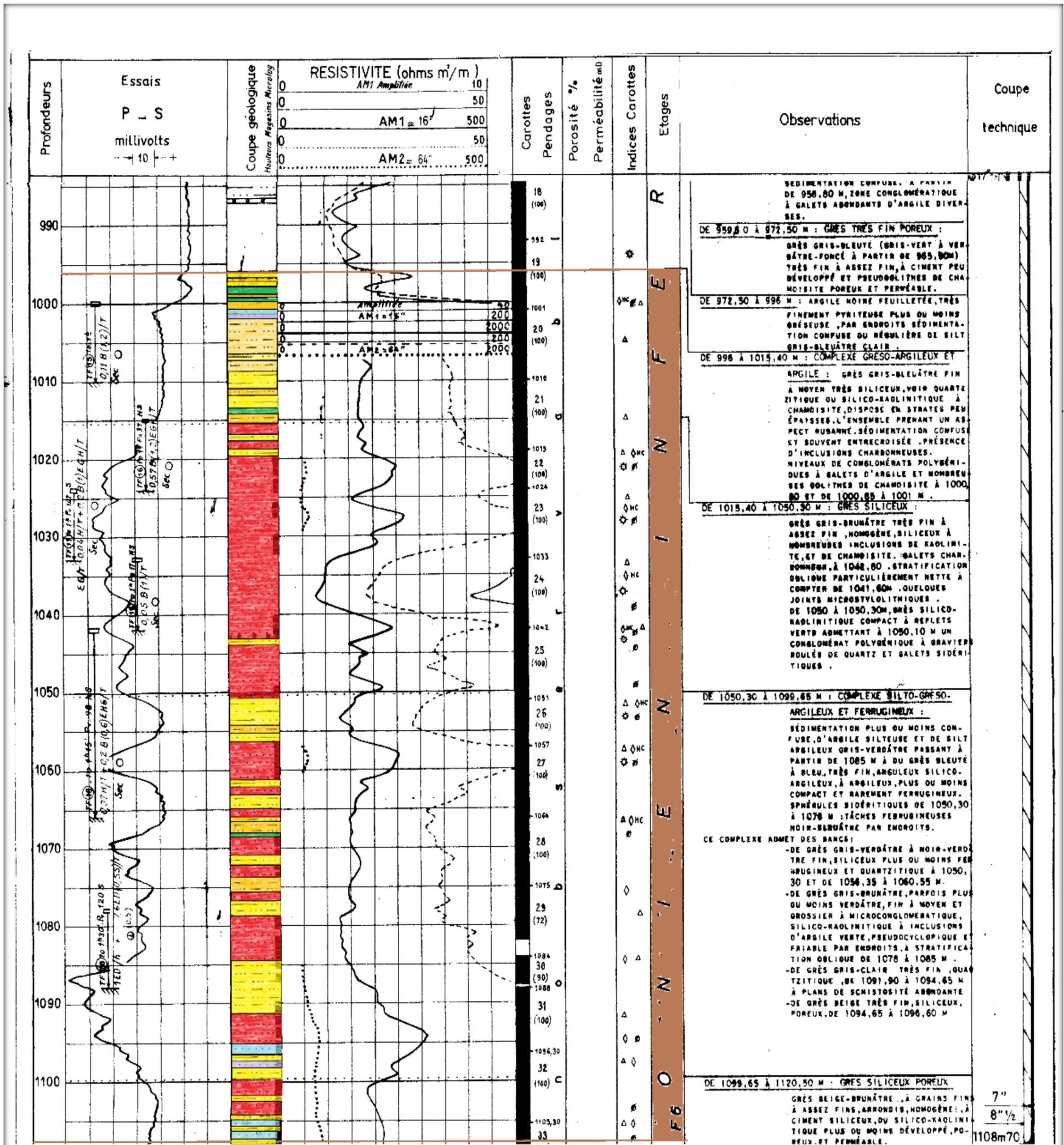
- 1 : remonte peut-être un dôme de chemine de gaz soit un pli, ou un diapir.
- 2 : aspect chaotique.

Planche 7 :

- Plis anticlinale.
- Faille inverse.

- **Log synthétique du puis B : (Planche 8)**

Des essais de P-S et de Résistivité traduisent en colonne Lithostratigraphique, qui confirme la description des carottes de puis B.



PENDAGEMETRIE

NEANT

LEGENDE

- | | | |
|---------------|-------------------|-----------------------|
| ARGILE | CALC. DOLITHIQUE | GRÈS FIN |
| MARNE | CALC. DOLOMITIQUE | GRÈS FIN À MOYEN |
| CALCAIRE | DOLOMIE GRÉSEUSE | GRÈS MOYEN À GROSSIER |
| CALC. MARNEUX | ARGIL-GRÉSEUX | DOLITHES |
| GRÈS CALCAIRE | GRÈS-ARGILEUX | CONGLOMÉRAT |
| CALC.-GRÉSEUX | GRÈS TRÈS FIN | TIGILLITES |

Planche 8 : Log synthétique du puits B (Sonatrach/Exploration, modifiée)

Conclusion générale :

Le réservoir F6 du Bassin d'Illizi est un réservoir silicoclastique d'âge Silurien supérieur-Dévonien inférieur, il est essentiellement argilo- gréseux, constitué de 2 membres un membre inférieur et un membre supérieure avec une évolution régressive.

La tectonique a affectée le réservoir avec un régime compressif, traduit par des failles inverses et des plis. Les essais diagraphiques confirment la lithologie et déterminent les surfaces des discontinuités. Dans le puits B on trouve 2 discontinuités majeures à 1057m et 991m de profondeur.

- L'étude sédimentaire montre que les formations de ce réservoir sont des formations des milieux mixtes, dont la séquence élémentaire est Argilo-Gréseux.
- L'étude Diagénétique permet de connaître les différents phénomènes diagénétiques qui ont affecté le F6 et ainsi que la qualité du réservoir.

La diagenèse a créé des vides dans les formations silicoclastiques, provoquant de grande porosité dans le réservoir (de l'ordre de 10% à 30%), ayant comme conséquence une forte perméabilité (de l'ordre de 30 md).

BIBLIOGRAPHIE

- 1- **Aliev M., Ait Louassine N., Avrov V., Aleksine. G., Barouline G., Lakovelv B., Korj M., Kouvykine J., Makrov V., Medvedev E., Mkrtchiane O., Mostafinov R., Oriev I., Oroudjeva D., Oulimi M et Said A., 1971.** Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. (Tome 1) ALGER (Document Sonatrach).
- 2- **Beicip., 1975.** Etude structurale et cartographique, bassin d'Illizi-môle d'El Biod. Rapport interne. SH/exp.
- 3- **Bekkouche D., 1992.** Le Silurien supérieur, Dévonien inférieur du bassin de Ghadamès (Sahara oriental Algérie) lithostratigraphie, sédimentation et diagenèse des réservoirs gréseux. Thèse doctorat. Université Joseph Fourier Grenoble1.
- 4- **Benallal S., 1997.** Effet de réactivation en décrochement de socle sur le socle paléozoïque (SE du bassin d'Illizi) Mem d'ing USTHB.
- 5- **Beuf S., Dijuval B., Charpel DE., Regnon R., 1971.** Les grès du paléozoïque inférieur du Sahara. IFP ed Thechnique.
- 6- **Boudjemaa A., 1987.** Evolution structurale du bassin triasique du Sahara nord orientale, Thèse doctorat ès science, Université ORSAY.
- 7- **Chazouche A., 1992.** Genèse et mise en place des hydrocarbures dans les bassins de l'Erg oriental. Thèse doctorat Université Michel de Montaigne Bordeaux 3.
- 8- **CONRAD G., 1969.** L'évolution continentale post hercynienne du Sahara Algérienne (Saoura, Erg Echech, Tanezrouft, Ahnet Mouydir). Thèse doctorat. Centre de recherche sur les zones arides. Série géologie N10. Edition du CNRS 15. Quai Anatole-France- Paris VII 1969.
- 9- **Fabre J., 1976.** Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. Société nationale d'édition (SNED) Alger.
- 10- **Fabre J., 2005.** Géologie du Sahara occidental et central.

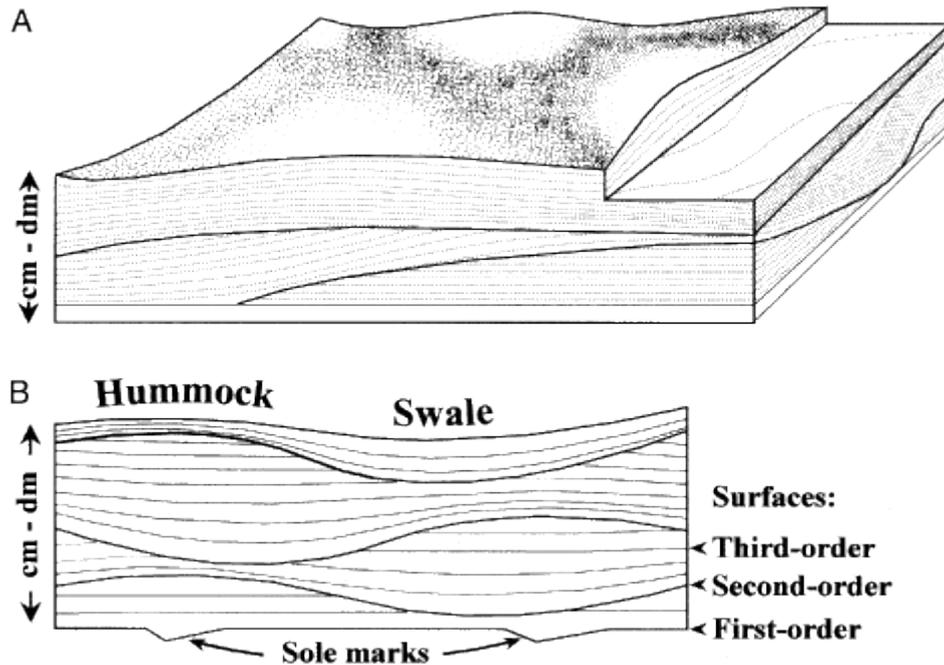
- 11- **Foucault A., et Raoult J.F., 2000.** Division stratigraphique des temps géologiques.
- 12- Héritage structurale hercynien et structuration mésozoïque du Sahara du SE. Rapport interne SH/exp.
- 13- **Gacem., 2004.** Etude structurale et pétrophysiques du réservoir F6 (bassin d'illizi). Mem d'ing USTHB.
- 14- Géologie des provinces pétrolifères de l'Algérie .SNED Alger-1975.
- 15- **Perrodon A., 1985.** Géodynamique pétrolière : genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. Edition Masson.
- 16- **Anthony Ogn., 2013.** Réservoirs silicoclastiques très enfoui : Caractérisation diagénétique et modélisation appliquées aux champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord).

Annexe 1

Hummocky and swaley cross-stratification:

La stratification croisée "hummocky" est une forme de stratification généralement attribuées à l'action de courants oscillatoires ou de flux combinés (oscillants et unidirectionnels) générés par l'action des vagues de tempêtes.

Ces stratifications ont été reconnues dans les sédiments tant clastiques que carbonatés de divers environnements de sédimentation. Elles se distinguent par leur forme, constituée de monticules arrondis de sable ("hummock), hauts de quelques centimètres et de plusieurs dizaines de centimètres de diamètre, séparés par des dépressions ("swale").



Structure on HCS.

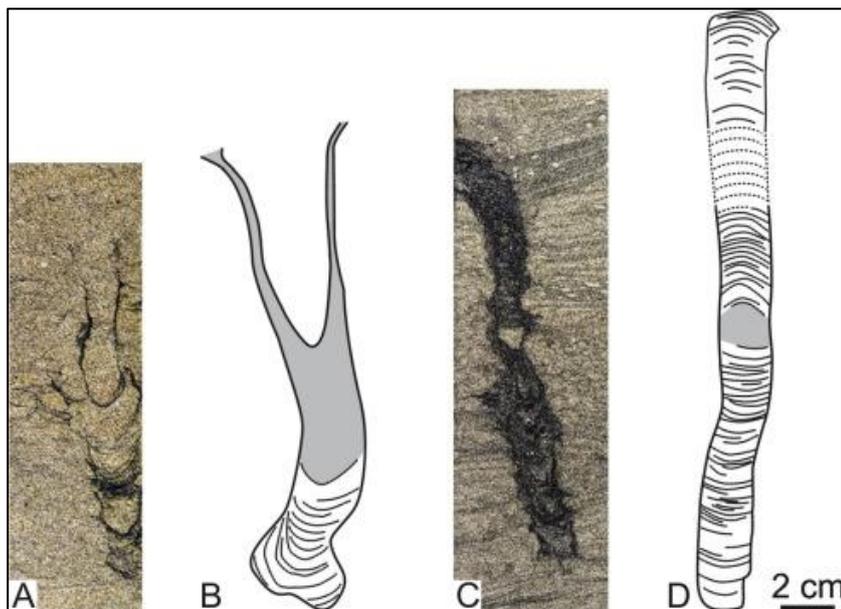
Planolites :

Les planolites sont un ichnogène trouvé dans tout le Phanérozoïque qui est fabriqué pendant le processus d'alimentation des animaux ressemblant à des vers.



Teichichnus :

Teichichnus est un ichnogène avec une forme distinctive produite par l'empilage de fines 'langues' de sédiments, les uns sur les autres.

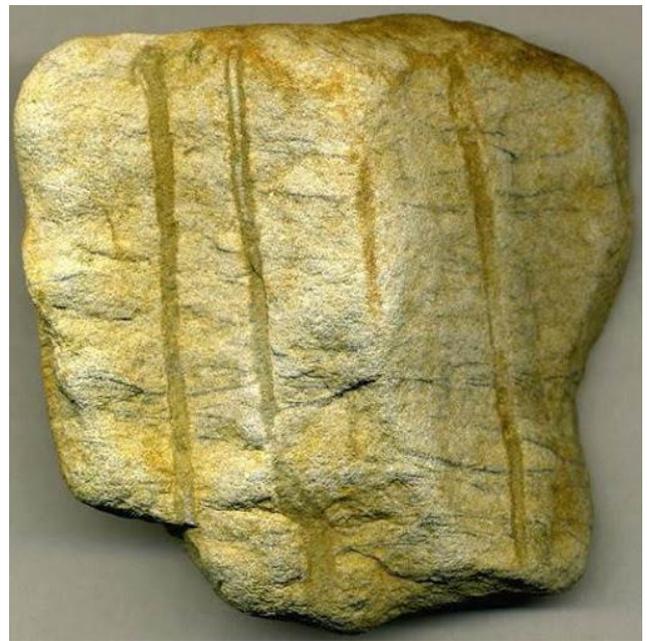
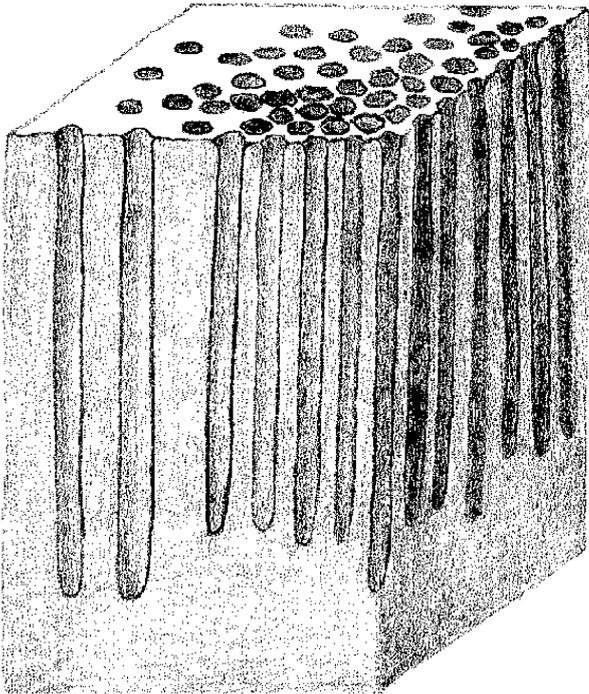


Asterosoma : Est un ichnogène de trace de fossile.

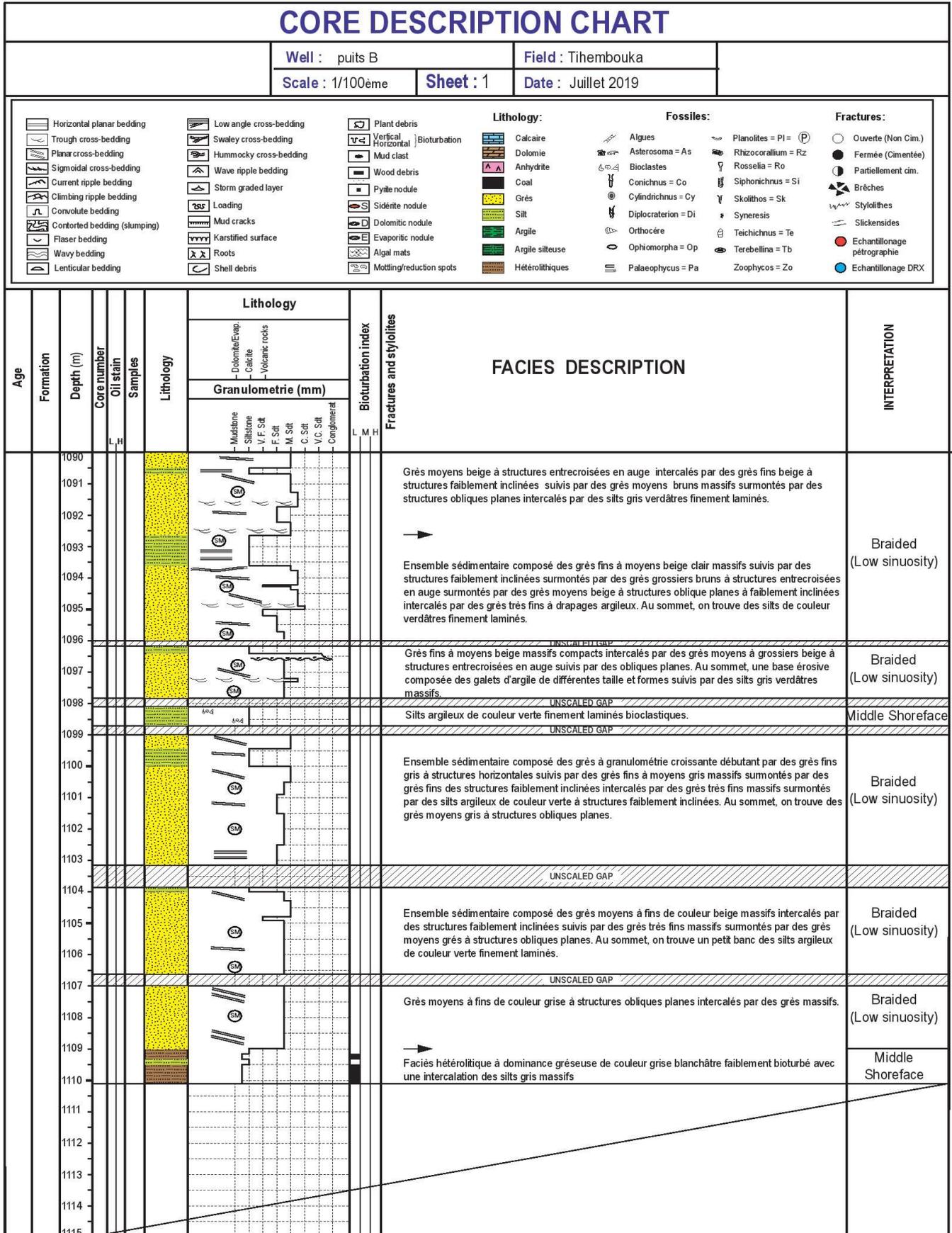


Skolithos :

Skolithos est un ichnogène fossile ou était à l'origine un terrier cylindrique approximativement vertical.



Les fiches carottes de puits A :



CORE DESCRIPTION CHART

Well : Puits B

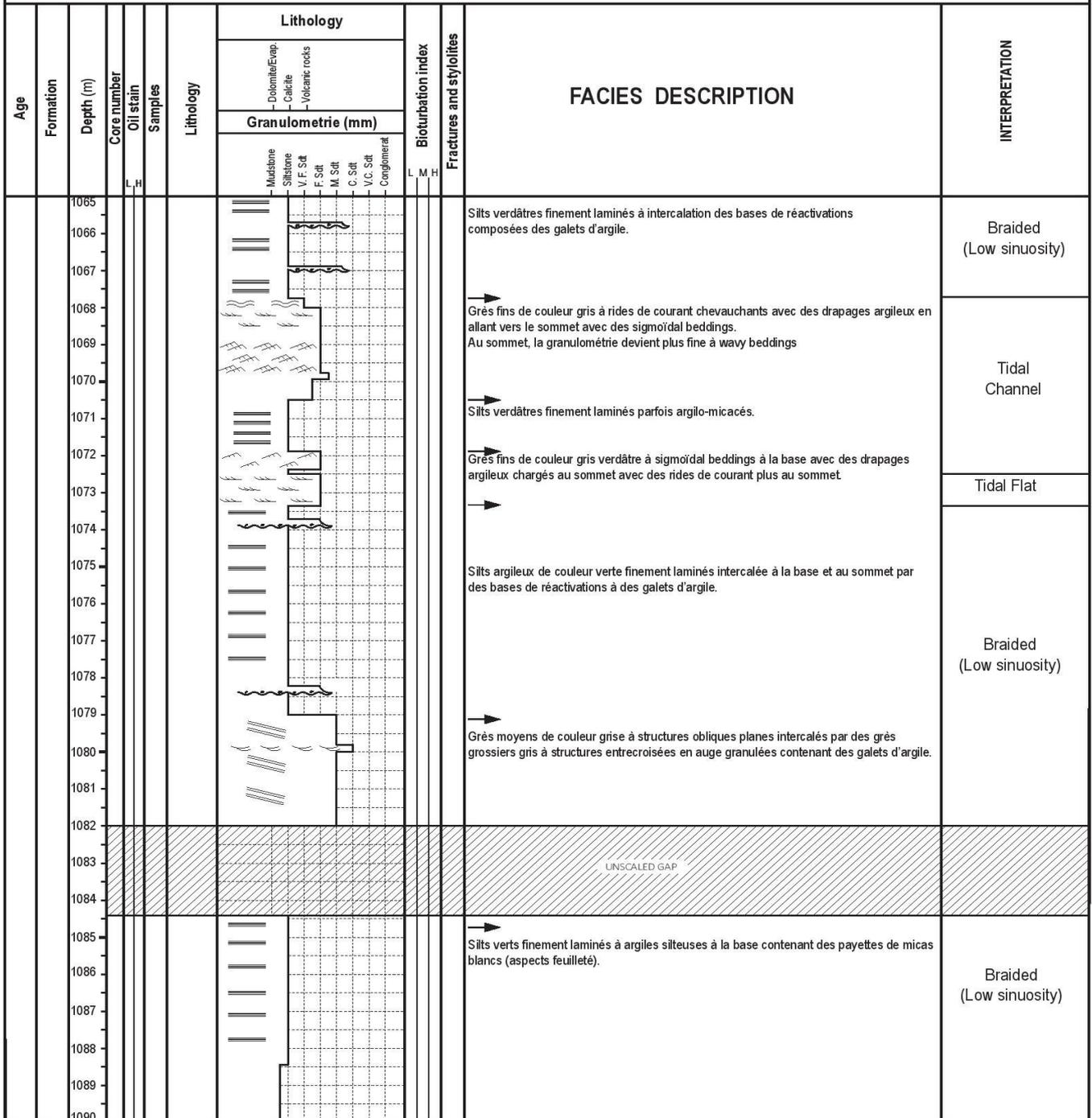
Field : Tihembouka

Scale : 1/100eme

Sheet : 2

Date : Juillet 2019

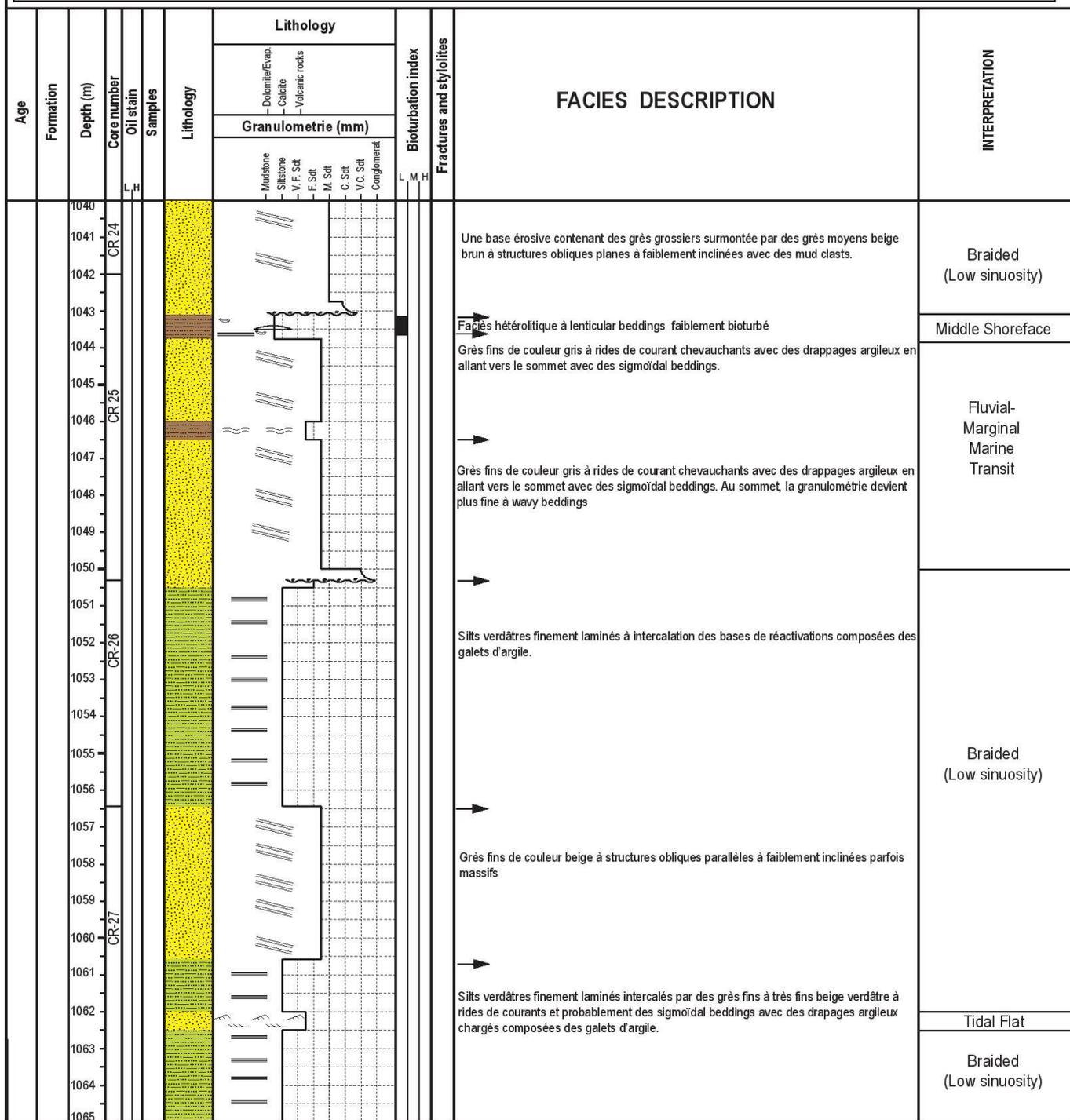
<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Siderite nodule Dolomitic nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	<p>Lithology:</p> <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques <p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocéra Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = Pl = P Rhizocorallium = Rz Rossella = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo <p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Stylolites Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX
---	--	--	---



CORE DESCRIPTION CHART

Well : Puits B Field : Tihembouka
 Scale : 1/100ème Sheet : 3 Date : Juillet 2019

<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Siderite nodule Dolomitic nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	<p>Lithology:</p> <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques <p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = Pl = (P) Rhizocorallium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo <p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Styloolithes Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX
---	--	--	---



CORE DESCRIPTION CHART

Well : Puits B

Field : Tihembouka

Scale : 1/100ème

Sheet : 4

Date : Juillet 2019

<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Sidérite nodule Dolomite nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	<p>Lithology:</p> <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Antydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques 	<p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = Pl = P Rhizocorallium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo 	<p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Styloolithes Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX
---	--	---	--	---	--

Age	Formation	Depth (m)	Core number	Oil stain	Samples	Lithology	Granulometrie (mm)	Bioturbation index	Fractures and stylolites	FACIES DESCRIPTION	INTERPRETATION
		1015	CR-22			Dolomite/Evap. Calcaire Volcanic rocks	Mudstone Siltstone V.F. S&T F. S&T M. S&T C. S&T V.C. S&T Conglomerat	L M H			
		1016								Grès fins de couleur gris à rides de courant intercalés par des wavy beddings avec des drapages argileux en allant vers le sommet.	Sand Flat
		1017								Grès moyens gris à structures horizontales surmontées par des structures faiblement inclinées	Braided (Low Sinuosity)
		1018								Grès fins de couleur gris à rides de courant chevauchants avec des drapages argileux en allant vers le sommet avec des wavy beddings.	Sand Flat
		1019								Grès moyens à grossiers beige à structures obliques planes surmontés par des grès fins à moyens beige clair à structures horizontales. Au sommet, le faciès devient massifs, compact et sans structures apparentes	Fluvial- Marginal Marine Transit
		1020								Grès moyens à grossiers beige à structures obliques planes surmontés par des grès fins à moyens beige clair à structures horizontales.	
		1021								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes. Au sommet, on trouve des grès fins à moyens de couleur gris à structures faiblement inclinées avec des drapages argileux.	
		1022								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1023									Braided (Low sinuosity)
		1024								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1025								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1026								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1027									Braided (Low sinuosity)
		1028								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1029								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1030								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1031									Braided (Low sinuosity)
		1032								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1033								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1034								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1035									Braided (Low sinuosity)
		1036								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1037								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1038								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	
		1039									Braided (Low sinuosity)
		1040								Grès très grossiers beige brun à structures entrecroisées en auges granulés à galet d'argile surmontés par des grès beige moyens à structures obliques planes à galets d'argile chenalisées. Au sommet, on trouve des grès fins de couleur gris à structures flaser beddings.	

CORE DESCRIPTION CHART

Well : Puits B

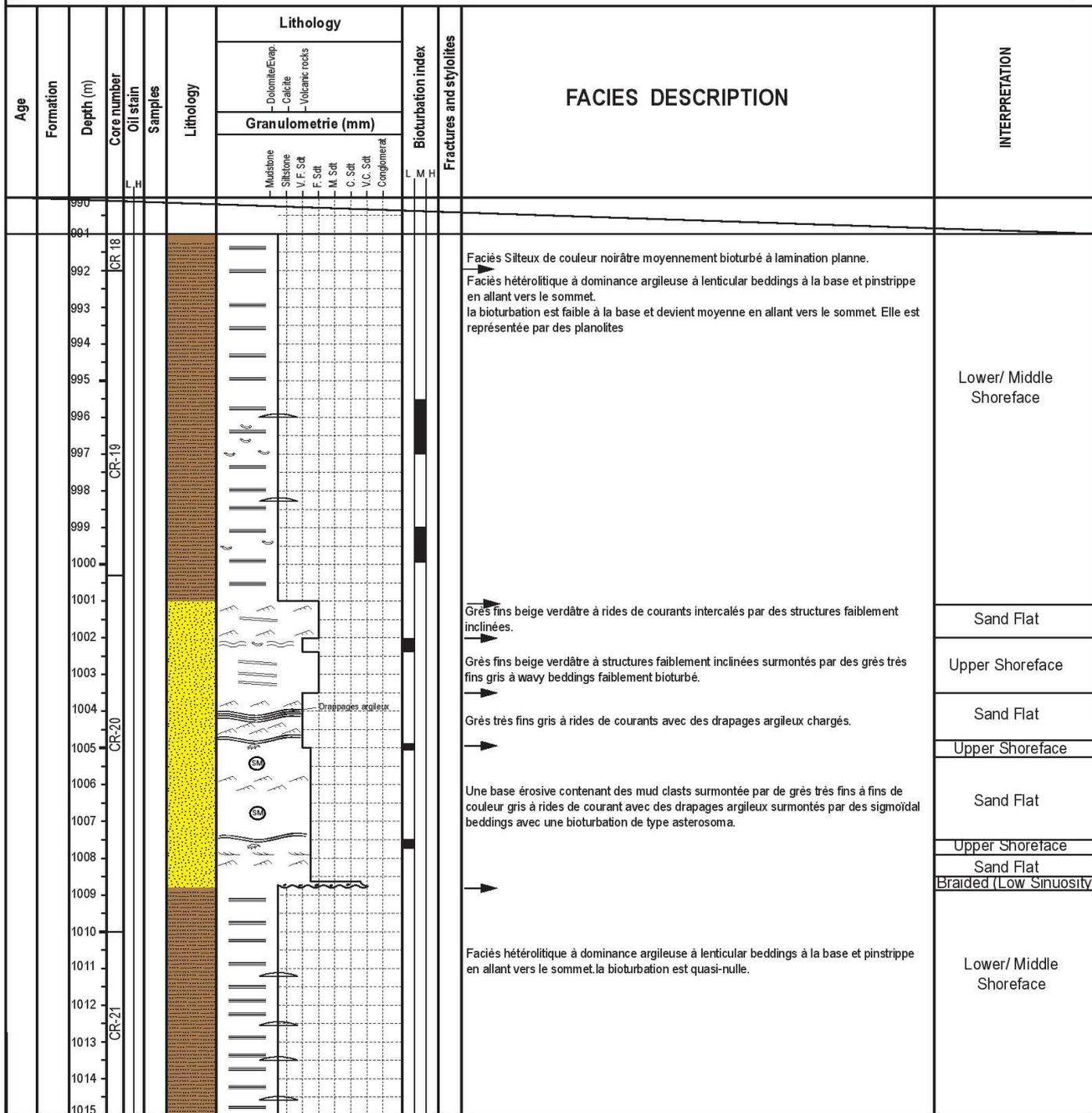
Field : Tihembouka

Scale : 1/100ème

Sheet : 5

Date : Juillet 2019

<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Siderite nodule Dolomitic nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	<p>Lithology:</p> <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques 	<p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = Pl = (P) Rhizocorallium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo 	<p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Stylolites Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX
---	--	--	--	---	--

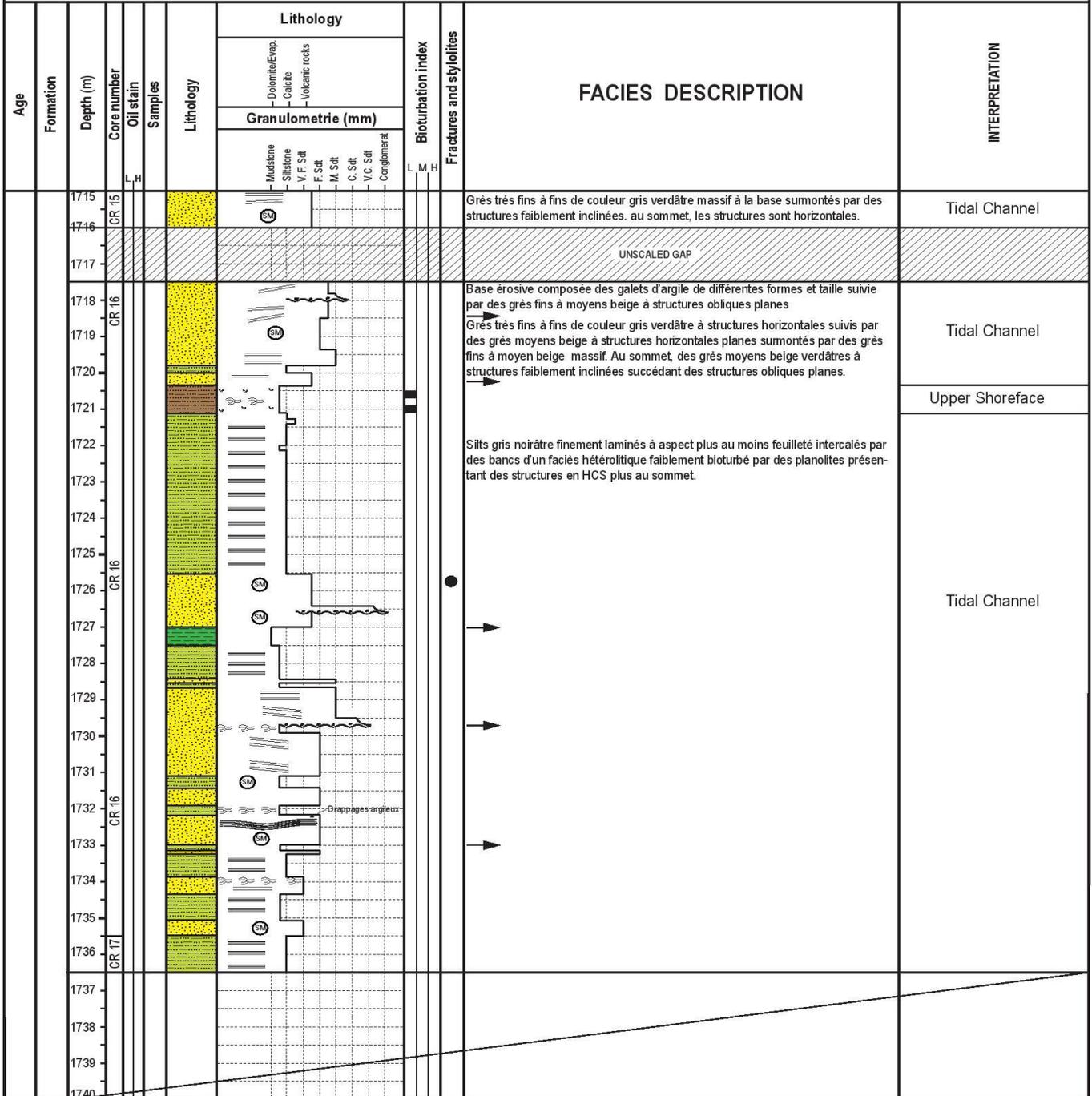


Les fiches carotte de puits B :

CORE DESCRIPTION CHART

Well : PUIITS A Field : Tihembouka
 Scale : 1/100ème Sheet : 1 Date : Juillet 2019

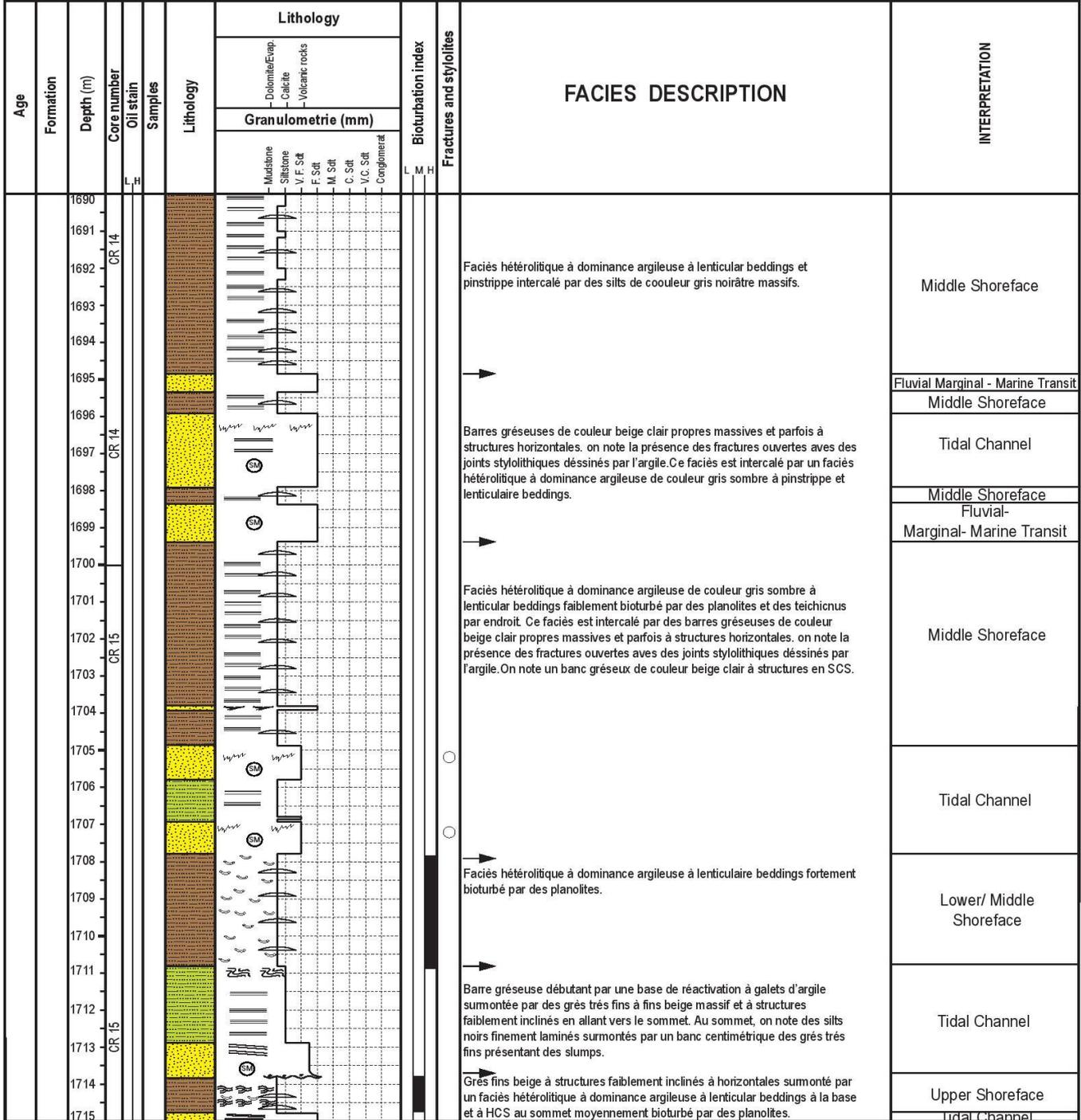
<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Sidérite nodule Dolomitic nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	Lithology: <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques 	Fossiles: <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = PI = (P) Rhizocorallium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo 	Fractures: <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Stylolithes Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX
--	--	---	--	--	--



CORE DESCRIPTION CHART

Well : Puits A Field : Tihembouka
 Scale : 1/100ème Sheet : 2 Date : Juillet 2019

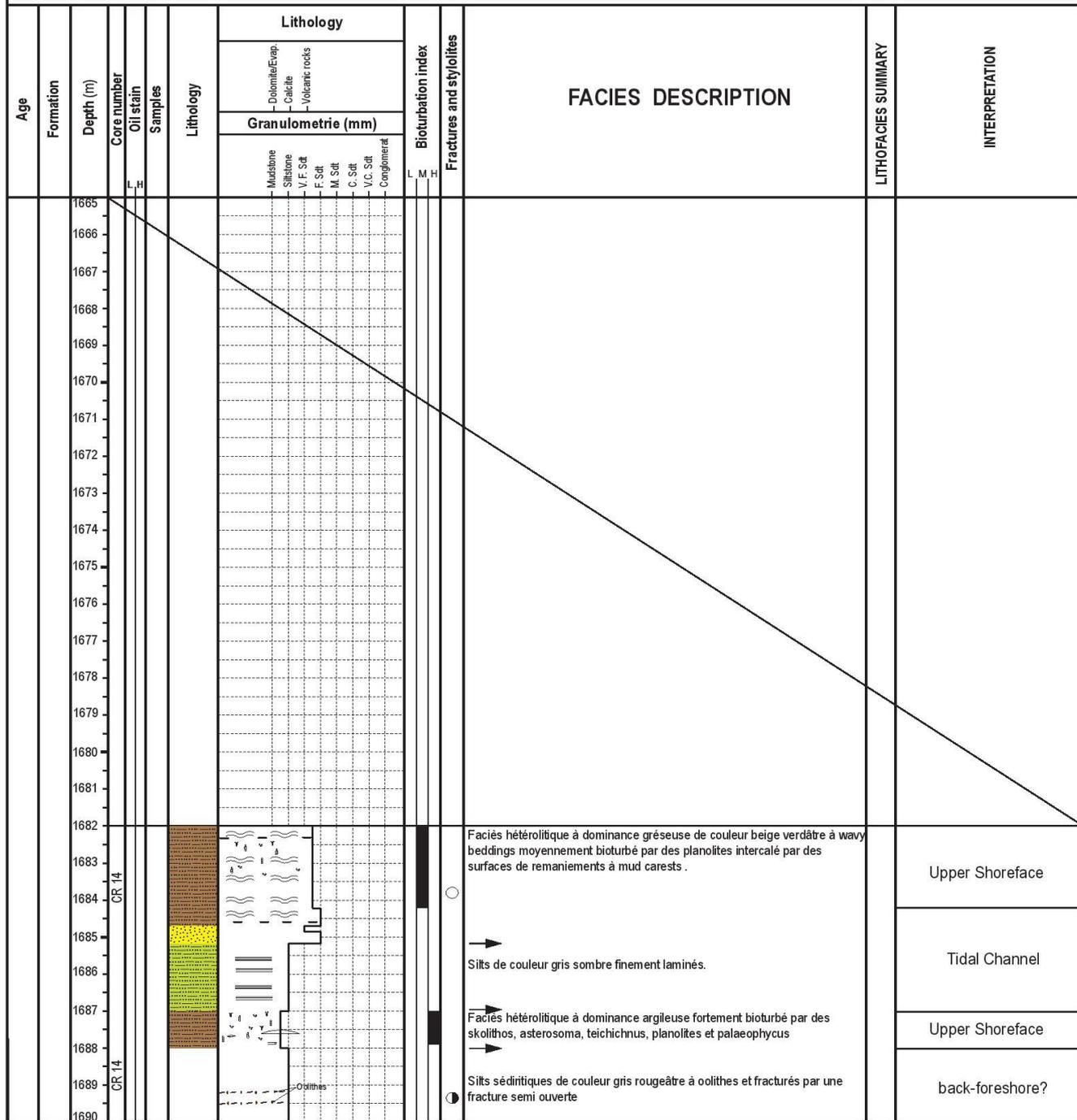
<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Sidérite nodule Dolomitic nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	<p>Lithology:</p> <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques <p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = Pl = (P) Rhizocoralium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo <p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Styloolithes Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX
---	--	--	--



CORE DESCRIPTION CHART

Well : Puits A	Field : Tihembouka	
Scale : 1/100ème	Sheet : 3	Date : Juillet 2019

<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Siderite nodule Dolomitic nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	<p>Lithology:</p> <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques <p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = Pl = P Rhizocorallium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo <p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Styloolithes Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX
---	--	--	---



CORE DESCRIPTION CHART

Well : Puits A

Field : Tihembouka

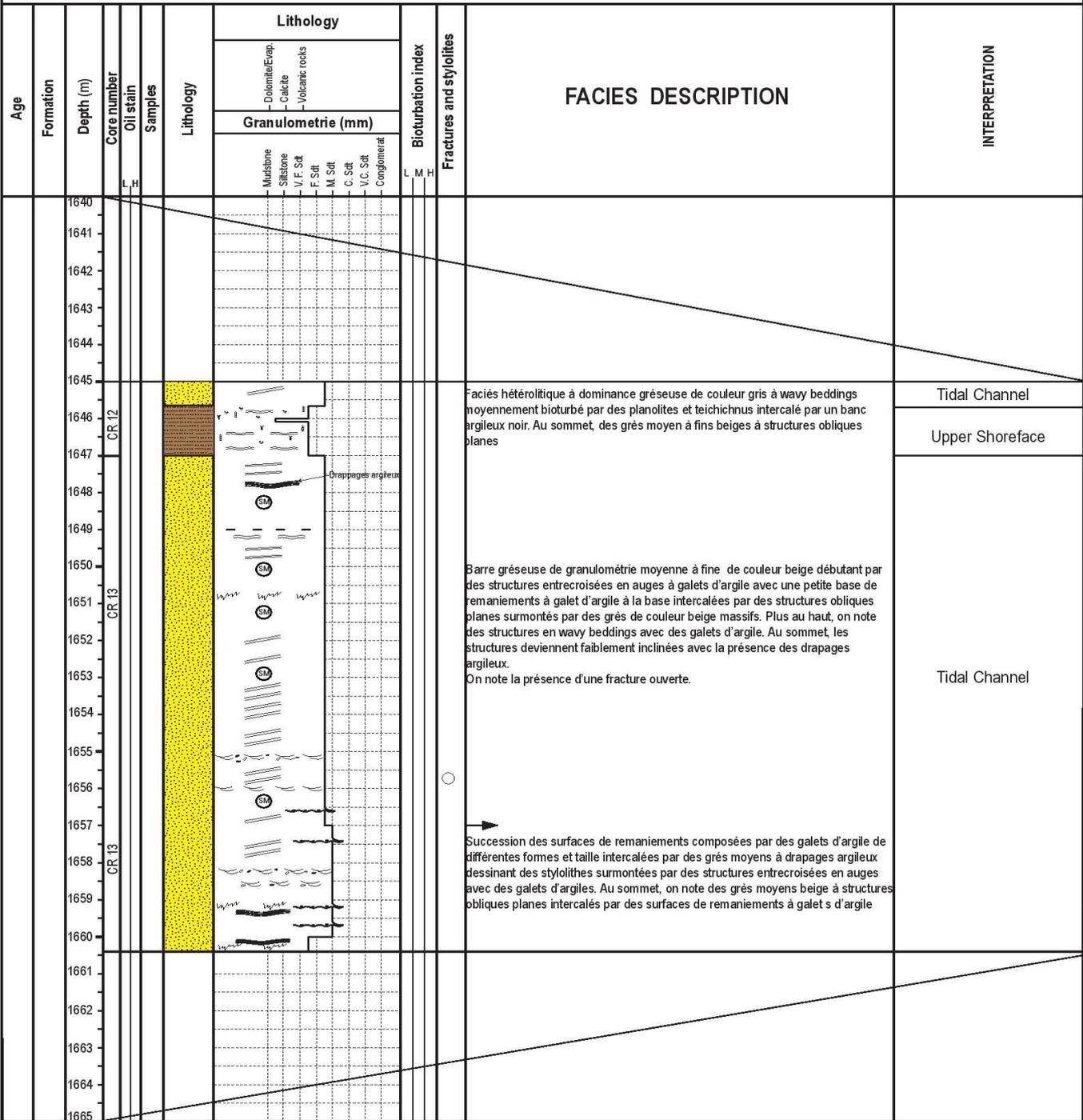
Date : Juillet 2019

Scale : 1/100eme

Sheet : 4

Lor

<ul style="list-style-type: none"> Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Planar cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple bedding Climbing ripple bedding Convolute bedding Contorted bedding (slumping) Flaser bedding Wavy bedding Lenticular bedding 	<ul style="list-style-type: none"> Low angle cross-bedding Swaley cross-bedding Hummocky cross-bedding Wave ripple bedding Storm graded layer Loading Mud cracks Karstified surface Roots Shell debris 	<ul style="list-style-type: none"> Plant debris Vertical Bioturbation Horizontal Bioturbation Mud clast Wood debris Pyrite nodule Siderite nodule Dolomitic nodule Evaporitic nodule Algal mats Mottling/reduction spots 	<p>Lithology:</p> <ul style="list-style-type: none"> Calcaire Dolomie Anhydrite Coal Grès Silt Argile Argile silteuse Hétérolithiques
<p>Fossiles:</p> <ul style="list-style-type: none"> Algues Asterosoma = As Bioclastes Conichnus = Co Cylindrichnus = Cy Diplocraterion = Di Orthocère Ophiomorpha = Op Palaeophycus = Pa Planolites = Pl = (P) Rhizocorallium = Rz Rosselia = Ro Siphonichnus = Si Skolithos = Sk Syneresis Teichichnus = Te Terebellina = Tb Zoophycos = Zo 		<p>Fractures:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ouverte (Non Cim.) Fermée (Cimentée) Partiellement cim. Brèches Stylolithes Slickensides Echantillonnage pétrographie Echantillonnage DRX 	



Formation de Kérogène :

Il est possible de distinguer différents types de kérogène en fonction de la teneur en carbone organique totale (COT), des index d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO). Ces paramètres diagnostiques sont obtenus par pyrolyse de l'échantillon via la méthode RockEval (Espitalié et al. 1985). Le COT (exprimé en % pondéral) de l'échantillon est défini comme étant la somme du carbone organique résiduel et du carbone organique pyrolysé (Espitalié et al. 1985). L'index d'hydrogène représente la quantité de composés hydrocarbonés provenant du craquage entre 300 et 600°C du kérogène et de composés extractibles lourds comme les résines ou les asphaltènes, exprimé en mg d'hydrocarbures par gramme de COT. L'index d'oxygène représente la quantité du CO₂ piégé séparément lors du craquage du kérogène à des températures entre 300 et 390°C, exprimé en mg de CO₂ par gramme de COT. Ces paramètres permettent de différencier 4 grands types de kérogène, suivant l'origine de la matière organique, traditionnellement représentés dans le diagramme de Van Krevelen (1961) en fonction des rapports atomiques H/C et O/C :

- **Type I** : kérogène d'environnement lacustre de nature algaire, il est caractérisé par des valeurs élevées d'H/C et assez faibles d'O/C. Ce kérogène produit principalement du gaz à condensat autour de 10 mg par gramme de roche.

- **Type II** : kérogène d'environnement marin d'origine principalement planctonique et bactérienne, il est caractérisé par des rapports atomiques H/C et O/C intermédiaires entre les types I et III. La production d'hydrocarbures (huile) est supérieure à celle du type I avec des valeurs maximums de l'ordre de 20 mg par gramme de roche.

- **Type III** : kérogène d'environnement continental issu de la décomposition des végétaux supérieurs, il est caractérisé par des rapports atomiques H/C faibles et O/C élevés. Le type d'hydrocarbure généré est principalement du gaz à des taux très importants avoisinants les 50 mg par gramme de roche

- **Type IV** : regroupe les matières organiques inertes d'origine sapropélique, généralement sans aucune capacité génératrice d'hydrocarbures.

La maturité d'une roche mère est généralement mesurée par l'intermédiaire du paramètre de réflectance de la vitrinite exprimé en VR₀ (Buiskool-Toxopeus, 1983 ; Durand et al. 1986). La maturité et le VR₀ sont le reflet de l'histoire intégrée de la température et du temps à laquelle la roche mère a été soumise. Des maturités élevées peuvent être obtenues à relativement faible température si la période de temps est suffisamment longue. Le paramètre VR₀ sert en outre à définir le concept de fenêtre à huile et à gaz. On considère généralement

que l'entrée de la fenêtre à huile correspond à un VR0 de l'ordre de 0,5-0,6 (environ 100-120°C), et l'entrée de la fenêtre à gaz à un VR0 de l'ordre de 1,2-1,3 (150-170°C). A partir de 180°C, les gaz sec sont générés.

L'expulsion des hydrocarbures hors de la roche mère est appelée migration primaire tandis que l'écoulement des hydrocarbures au sein de la roche réservoir est appelé migration secondaire. Le terme de dismigration est également utilisé pour définir la migration des hydrocarbures hors du réservoir et vers la surface.

La perte de volume :

D'après Hunt (1996) les valeurs moyennes des gradients hydrostatiques et lithostatique dans les bassins sédimentaires sont respectivement de 10,4 bars et de 24,4 bars pour 100 m. Les variations de densité de la colonne hydrostatique sont fonction de la salinité et de la nature du liquide aqueux, tandis qu'elle dépend du type de roche dans le cas de la densité de la colonne lithostatique.

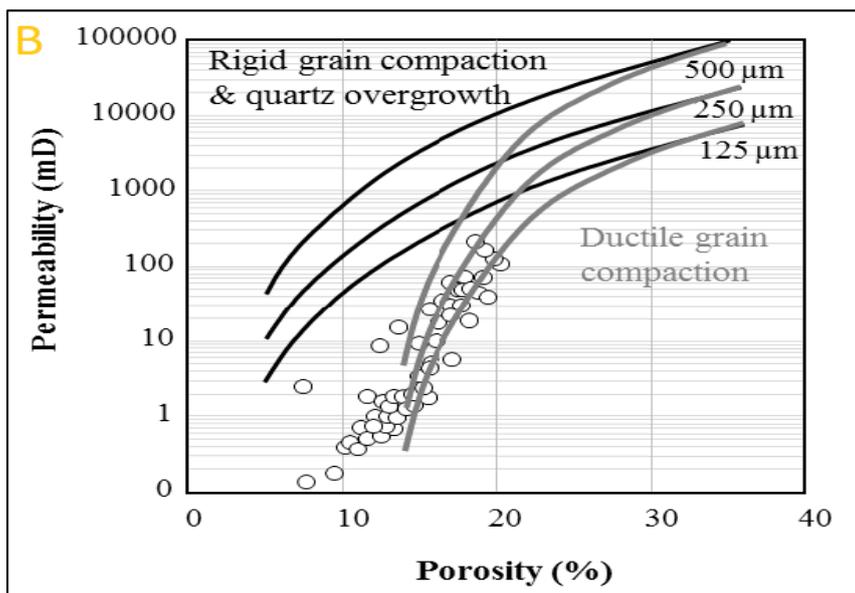
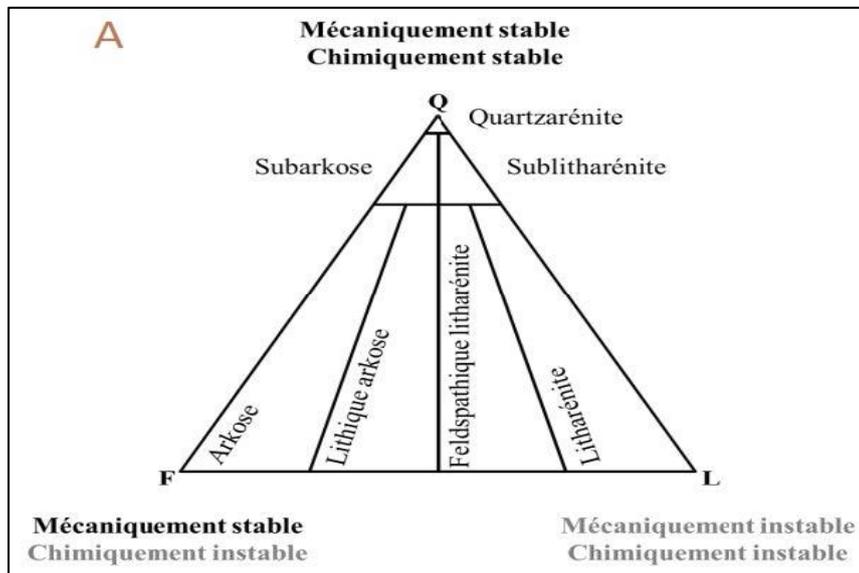
En plus des variations thermobarométriques, la nature des fluides percolant à travers le réservoir lors de son enfouissement est également un élément clé modifiant la chimie du système. Les eaux de formation dans les réservoirs gréseux sont souvent salées. Cette salinité varie de 0 à 30 % poids de solides dissous (Hanor, 1987). L'anion le plus souvent représenté dans les bassins sédimentaires étant le chlorure, les valeurs de salinité sont généralement données en % poids équivalent NaCl. Au premier abord, la faible implication du chlore dans les minéraux des roches silicoclastiques laisserait penser que l'impact des variations de salinité est minime sur les dissolutions/néoformations minérales. En fait, la salinité élevée des eaux de formation dans les bassins reflète aussi des concentrations élevées en cations (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) (Hanor, 1994). Les variations de concentrations de ces cations vont donc affecter la stabilité des minéraux comme les argiles, les carbonates ou encore les feldspaths par exemple.

Les différents processus diagénétiques engendrés par ces variations de température, de pression et de chimie des fluides auront donc un impact sur la qualité des réservoirs clastiques allant de la destruction drastique des propriétés pétrophysiques d'un réservoir jusqu'à la préservation de ce dernier. Dans certains cas, la diagenèse peut aboutir à une augmentation nette de la porosité et donc une amélioration de la qualité réservoir, notamment avec la création de porosité secondaire suite à la dissolution tardive de grain détritique ou de ciment. Plus généralement, l'enfouissement d'un sédiment et la diagenèse associée sont responsables d'une réduction de la porosité suivant deux processus majeurs : la compaction, qui est un processus physique gouverné par la pression lithostatique/hydrostatique, et la formation de ciments, qui

est un processus chimique gouverné par l'histoire P-T-X du sédiment au cours de l'enfouissement.

La compaction :

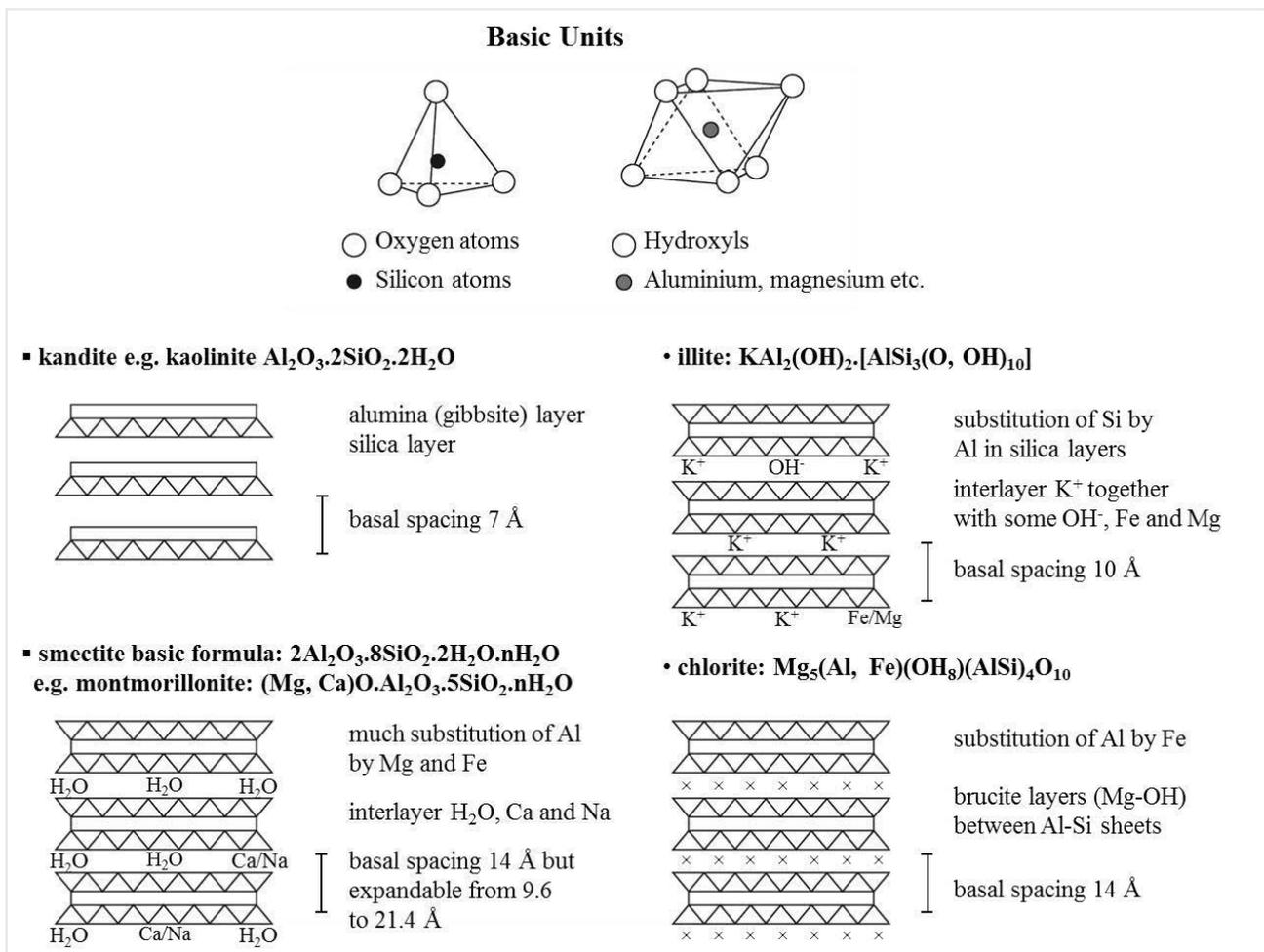
La réponse à la compaction est variable suivant la stabilité mécanique et chimique des constituants majeurs des sédiments clastiques se différenciant en trois pôles : quartz, feldspaths et les lithiques (ci-dessous, Figure 5A). De plus, les grains les moins denses et/ou les moins stables mécaniquement (débris de roches métamorphiques, galet d'argile...), vont obturer les pores des réservoirs sous l'effet de la compaction (Worden et al., 2000). Les notions de densité, de taille et de tri (classement granulométrique) des grains jouent un rôle dans cette compaction mécanique (Figure 5B). Ainsi, un sable sera d'autant plus sensible à la compaction mécanique qu'il sera riche en grains fins, ductiles et mal triés.



La cimentation argileuse :

La kaolinite :

La kaolinite d'origine mésogénétique est également observable suite à des dissolutions de feldspaths potassiques plus tardives, pouvant être liée à des fluides riches en acides organiques, résultant de la maturation de matières organiques (Burley et al. 1985 ; Surdam et al., 1989). A forte profondeur, la kaolinite est fréquemment remplacée par la dickite, polymorphe de haute température (Ehrenberg et al., 1993 ; Beaufort et al., 1998; Lanson et al., 2002). D'un point de vue pétrographique, la kaolinite se retrouve sous forme de booklets vermiculaires dans les remplissages de pores primaires (pore-filling) et en remplacement de grains comme les feldspaths potassiques ou les micas. Bien que difficile à distinguer, la dickite se présente sous une forme mieux cristallisée et plus trappue.



Principales argiles rencontrées dans les réservoirs silicoclastiques (Chamley, 1989).

L'arrangement de ces couches T et O forment des minéraux de propriétés différentes (Millot, 1964 ; Velde, 1985). L'assemblage d'une couche octaédrique et tétraédrique (type 1/1) est caractéristique des argiles comme la kaolinite, l'antigorite ou encore la serpentine. L'association d'une couche octaédrique avec deux couches tétraédriques (type 2/1) est quant à elle caractéristique de la smectite, du chlorite, de la vermiculite, de la pyrophyllite, du talc ou encore des micas. Suivant le caractère électriquement neutre ou négatif des minéraux 1/1 ou 2/1, la structure n'aura pas ou possédera une couche octaédrique interfoliaire (exemple des chlorites de type 2/1/1). Outre l'agencement des feuillets T et O, les argiles se différencient par le type de cations composant l'octaèdre : bivalent (Mg^{2+} ou Fe^{2+}) ou trivalent (Al^{3+} ou Fe^{3+}) formant respectivement les argiles dites trioctaédriques et dioctaédriques (Eslinger & Peaver, 1988).

La cimentation de carbonate :

La précipitation de carbonates liée à l'enfouissement repose sur la dissolution/re-précipitation de carbonates préexistants sous une forme généralement plus ferrifère (Lønøy et al. 1986 ; Giles et al. 1992). Pétrographiquement, la calcite et la dolomite peuvent former localement des ciments poecilitiques (plages cristallines englobant les grains), obturant complètement la porosité et la perméabilité d'un réservoir à l'échelle métrique. La sidérite précoce, sous forme de petits cristaux rhomboédriques (5-10 μm), est généralement associée à une matrice argileuse riche en fer, à des micas, ou éventuellement à de la matière organique et des sulfures. On retrouve également ces phases minérales en remplissage de pores intergranulaires sous la forme de cristaux rhomboédriques riches en fer caractéristiques d'une diagenèse d'enfouissement.

RESUME

Le bassin d'Illizi appartient à la province orientale de la plateforme saharienne.

Plusieurs phases tectoniques et orogènes ont contribué à son image actuelle.

L'étude qui nous a été confiée concerne la bordure Sud-Est du bassin d'Illizi, il s'agit du périmètre de recherche Ain Amenas (le mole de Tihemboka) sur Le réservoir F6.

Sur le plan stratigraphique le F6 il est d'âge Silurien supérieur- Dévonien inférieur.

La sédimentation du F6 elle est exclusivement détritico-Argilo-Gréseuse, les dépôts d'environnements sont des dépôts mixtes correspondant au rivage, il est subdivisé en 2 membres (inférieur et supérieur) séparés par la discontinuité majeure de passage Silurien vers le dévonien.

Notre objectif est de voir : quels sont les différents phénomènes Diagenétiques qui sont affectés le réservoir. La diagenèse a créé des vides dans les formations de F6, provoquant de grande porosité (de l'ordre de 10% à 30%), ayant comme conséquence une forte perméabilité (de l'ordre de 30 md).

Un régime tectonique compressif bien observé dans le réservoir traduit par des failles inverses et des plis anticlinaux.

Mot clés :le réservoir F6, bassin d'Illizi, Mole de Tihemboka, dépôts mixtes, ichnofaciès, réservoirs silicoclastiques, phénomènes Diagenétique, porosité, perméabilité, tectonique compressif.

ABSTRACT:

The Illizi basin belongs to the oriental province of the Saharan platform.

Several tectonic and orogenic phases contributed to its current image.

The survey that has been confided us concerns the South-East border of the Illizi basin, it's about Ain Amenas (Mole of Tihemboka) perimeter of research on Reservoir F6.

On the stratigraphic plane the F6 it is of Silurian higher-Devonian lowerage.

The sedimentation of the F6 is exclusively detritic Clayey –Sandstone, environmental deposits are mixed deposits corresponding to the shoreline, and it is subdivided into 2 limbs (lower and higher) separated by the major discontinuity of Silurian passage towards the Devonian.

Our objective is to see: what are the different Diagenetic phenomena that are affected the reservoir. Diagenesis has created voids in F6 formations, causing high porosity (of the order of 10% to 30%), resulting in high permeability (of the order of 30 md).

A compressive tectonic regime well observed in the reservoir reflected by reverse faults and anticlinal folds.

Keys words:Reservoir F6, Illizi basin, Mole of Tihemboka, mixed deposits, Ichnofacies, Siliciclastic reservoir, Diagenetic phenomena, porosity, permeability, compressive tectonic.