

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA-BOUMERDES



Faculté FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE

Thèse de Doctorat

Présentée par :

M^{me} BELKACEMI Amel

En vue de l'obtention du diplôme de **DOCTORAT Science** en :

Filière : Science de la Terre et de l'Univers.

Spécialité : Recherche et prospection des hydrocarbures et des minéraux utiles

Thème

**Les Pièges Stratigraphiques dans le Paléozoïque du Môle
d'Ahara (Sud Est du Sahara Algérien) :**

Sédimentologie, Architecture des Corps Sédimentaires et

Caractérisation des Réservoirs.

Devant le jury composé de :

Mr Chaouchi	Rabah	Professeur	UMBB	Président
Mr Hamdidouche	Rachid	Professeur	USTHB	Directeur
Mr Sadaoui	Moussa	Professeur	UMBB	Examineur
Mr Boutaleb	Abdelhak	Professeur	USTHB	Examineur
Mr Benali	Hanafi	Professeur	USTHB	Examineur
Mr Asses	Amar	MCB	UMBB	Invité

Année Universitaire 2023/2024

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier mon promoteur Mr. Hamdidouche Rachid d'avoir accepté de diriger mon travail. Merci pour ses conseils, son investissement et sa confiance.

Mes remerciements vont ensuite aux membres du jury. Mr. Chaouchi Rabah, pour avoir accepté de présider la séance de soutenance. Mrs Sadaoui Moussa, Benali Hanafi et Boutaleb Abdelhak d'avoir examiné mon mémoire.

Je remercie Mr. Sadaoui, Ex-Directeur du laboratoire de Ressources Minérales et Energétiques (RM&E /FHC/UMBB), et tous les membres pour les facilités apportées sur le plan administratif et financier.

Je remercie Mr. Benamara Mohamed Mostapha, Directeur de la Division Technologies et Développement de Sonatrach de m'avoir permis de poursuivre mes études, et d'avoir mis à ma disposition les moyens logistiques et techniques afin de réaliser ce travail.

Mes sincères remerciements vont à Mr. Kadi Belkacem, Chef du Département Sédimentologie de la Division Technologies et Développement d'accepter de co-diriger et m'encourager à poursuivre ce travail.

Ce travail n'aurait pas vu le jour, sans l'aide de Mr. Asses Amar. Qu'il trouve ici, l'expression de mes plus vifs remerciements.

J'exprime ma gratitude à Mr. Belambri Mourad, Chef du Département Illizi de la Division Exploration de Sonatrach de m'avoir permis d'accéder aux données de subsurface. Qu'ils trouvent ici, l'expression de ma profonde gratitude. À la personale de la Direction Etudes et Synthèse de la Division Exploration de Sonatrach pour leur aide et sympathie.

Je remercie vivement gents de la Carothèque Centrale (Hassi Messaoud) de m'avoir facilité l'accès au patrimoine géologique algérien, avec l'efficacité et le professionnalisme qu'on lui connaît.

Je remercie particulièrement Mr. Benaïssa Abdrezzak et les techniciens du Laboratoire de confection des lames minces et Mme. Guellil Khadidja du Service Rayons-X, ainsi que Mr. Khodjaoui Abdenour, Chef du Département Stratigraphie, sans oublier Mme. Chelbab Fettoum, pour leur dévouement, leur disponibilité, et leur précieuse aide.

Je tiens à exprimer mes remerciements à l'ensemble du personnel de la DTD/Sonatrach, notamment à :Mme Alem Nadia, Mme Slimani Sounia et Mme Saïfi Samira sont sincèrement remerciées de m'avoir permis de consulter le fond documentaire de l'entreprise.

Je remercie les enseignants du département (Gisements Pétroliers et Miniers) surtout Mr Zallouf Kh et Mme Kecir A, et particulièrement Mme Yesbaa S qui n'a pas hésité à nous aider.

Je remercie du fond du cœur, ma collègue et amie Lamraoui Mounira de m'avoir soutenue et encouragée.

Enfin, j'exprime ma gratitude à tous les consultants et internautes rencontrés lors des recherches effectuées qui ont accepté de répondre à mes questions avec gentillesse.

A mes parents,

A mes frères et sœurs,

A mes enfants

A mon mari

Samir.

Résumé

Dans la région du môle d'Ahara s'impose, actuellement, une nécessité de rechercher de nouvelles accumulations d'hydrocarbures liées aux pièges de type stratigraphique, car une sensible réduction de pièges structuraux dans le Paléozoïque est observée.

Géologiquement le môle d'Ahara, d'orientation Est Ouest, est une zone charnière entre le bassin d'Illizi au Sud et le bassin de Berkine au Nord. Son individualisation en tant qu'unité paléogéographique s'est produite dès le Silurien, et sous l'influence des mouvements calédoniens qui se sont poursuivis jusqu'à la fin du Dévonien. Par ailleurs, le môle d'Ahara, au Silurien et au Dévonien inférieur, aurait servi de source d'apport d'éléments détritiques. Alors que la répartition des anciens dépôts cambro-ordoviciens était conditionnée par un autre relief ou un anté-môle qui se trouvait plus à l'Est que le môle actuel. Ces dépôts deviennent donc de plus en plus complets vers le nord-ouest, au large du bassin.

L'analyse et l'interprétation des données géophysiques et géologiques disponibles, l'établissement des cartes en iso-valeurs et des coupes de corrélation, la caractérisation sédimentologique et diagénétique des faciès et, enfin l'évaluation pétrophysique des réservoirs, nous ont permis d'identifier et de localiser les pièges stratigraphiques dans leur contexte géologique.

Le découpage séquentiel à travers les corrélations des séquences de dépôt et des cortèges sédimentaires nous ont permis d'éclaircir la répartition et l'évolution des réservoirs dans le piège, ainsi que de mettre en évidence les pièges du type lithologique.

Ainsi, chaque séquence peut constituer un biseau d'érosion à la faveur des discontinuités. L'évolution des corps gréseux dans la séquence peut construire des barrières lithologiques ou diagénétique. Ceci est le résultat de l'interférence des événements géologiques dans la région.

Concernant le môle d'Ahara, le relief était faible, et ne s'est accentué qu'à partir du Dévonien supérieur sous l'influence des mouvements hercyniens. Par la réactivation de failles provoquée, la plupart des structures anté-hercyniennes favorables au piégeage des hydrocarbures ont subi une dysmigration des hydrocarbures préalablement piégés.

Par la suite, les mouvements post-hercyniens ont modifié la configuration structurale paléozoïque et engendré un repositionnement des biseaux ; il est parfois dans un emplacement défavorable au piégeage des fluides.

Seuls les biseaux du Cambrien et du Dévonien inférieur, les prismes de régression forcée du Dévonien inférieur et moyen sur le flanc Nord-oriental, et quelques édifices de pièges lithologiques dans le Dévonien supérieur peuvent présenter un intérêt pétrolier.

Mots clés : môle d'Ahara, piège stratigraphique, biseau d'érosion, barrière lithologique.

ملخص

في منطقة الخلد أهارة الخلد أهارة، هناك حاجة حاليًا للبحث عن تراكمات جديدة من الهيدروكربونات المرتبطة بالفخاخ من النوع الطبقي ؛ لأنه لوحظ انخفاض كبير في المصادد الهيكلية في حقب الحياة القديمة.

من الناحية الجيولوجية ، فإن خلد أهارة ، الذي يواجه الشرق الغرب ، هو منطقة مفصلية بين حوض إليزي في الجنوب وحوض بركين في الشمال. تم إضفاء الطابع الفردي عليها كوحدة جغرافية قديمة من العصر السيلوري ، وتحت تأثير الحركات الكاليدونية ؛ استمروا حتى نهاية العصر الديفوني. بالإضافة إلى ذلك ، كان الخلد أهارة ، في سيلوريان و الديفوني السفلي ، بمثابة مصدر للعناصر منتج تآكل. في حين أن توزيع رواسب كامبرو-أوردوفيسي القديمة كان مشروطًا بتضاريس أخرى أو أن خلدًا آخر كان أبعد شرقًا من الخلد الحالي. وبالتالي هذه الرواسب أكثر اكتمالًا في اتجاه الشمال الغربي ، قبالة سواحل الحوض.

إن تحليل وتفسير البيانات الجيوفيزيائية والجيولوجية المتاحة ، وإنشاء خرائط القيمة المتساوية وأقسام الارتباط ، والتوصيف الترسبي والتشكلي للسطح ، وأخيرًا التقييم البتروفيزيائي للخزانات ، قد مكنتنا من تحديد موقع الفخاخ الطبقيّة في سياقها الجيولوجي.

سمح لنا القطع المتسلسل من خلال ارتباطات تسلسل الترسيب والمواكب الرسوبية بتوضيح توزيع وتطور الخزانات في المصيدة ، وكذلك تسليط الضوء على المصادد من النوع الصخري.

وبالتالي ، يمكن أن يشكل كل تسلسل شطبة تآكل بفضل الانقطاعات. يمكن أن يؤدي تطور أجسام الحجر الرملي في التسلسل إلى بناء حواجز رسوبية. هذا نتيجة لتدخل الأحداث الجيولوجية في المنطقة.

فيما يتعلق بخلد أهارة ، كان التضاريس منخفضًا ، فقد زاد فقط من العصر الديفوني الأعلى تحت تأثير الحركات الهرسينية. من خلال إعادة تنشيط الشقوق الناتجة ، خضعت معظم الهياكل ما قبل الهرسيني المواتية لاحتجاز الهيدروكربونات والمحاصرة سابقًا لانتقال الهيدروكربونات إلى مكان آخر.

في وقت لاحق ، عدلت حركات ما بعد الهرسيني التكوين الهيكلية لحقب الحياة القديمة وتسببت في إعادة تموضع الحواف ؛ في بعض الأحيان يكون في مكان غير مناسب لاحتجاز السوائل.

فقط الحافات الكمبري والديفونية السفلى ، مناشير الانحدار القسري والوسطى على الجانب الشمالي الشرقي ، وبعض صروح الفخاخ الحجرية في العصر الديفوني الأعلى التي قد تكون ذات أهمية بترولية.

الكلمات المفتاحية: الخلد أهارة ، المصيدة الطبقيّة ، التعرية المائلة ، الحاجز الصخري.

Abstract

In the Ahara spur field, there is currently a need to search for new accumulations of hydrocarbons linked to stratigraphic traps; because a significant reduction of structural traps in the Paleozoic is observed.

Geologically, the Ahara spur, trading east west, is a hinge zone between the Illizi basin to the south and the Berkine basin to the north. Its individualization as a paleogeographic unit occurred from the Silurian, and under the influence of Caledonian movements; they continued until the end of the Devonian. In addition, the Ahara spur, in the Silurian and the lower Devonian, would have served as a source of detrital elements. While the distribution of the old Cambro-Ordovician deposits was conditioned by another relief or an another spur "ante mole" which was further east than the current spur. These deposits therefore become more complete towards the northwest, offshore of the basin.

The analysis and interpretation of the geophysical and geological data, the establishment of iso-value maps and correlation sections, sedimentological and diagenetic characterization of the facies and, finally, the petrophysical evaluation of the reservoirs, have enabled us to identify and to locate the stratigraphic traps in its geological context.

The sequential analysis through the correlations of the deposition sequences and the sedimentary system tracts allowed us to clarify the distribution and the evolution of the reservoirs in the trap, as well as to highlight the lithological type traps.

The sequence can constitute a pinchout relative to the discontinuities. The evolution of sandstone bodies in the sequence can build lithological or diagenetic barriers. This is the result of the interference of geological events in the field.

The Ahara spur, the relief was weak; it was only accentuated from the upper Devonian under the influence of Hercynian movements. By the reactivation of faults caused, most of the pre-Hercynian structures favourable to the trapping of hydrocarbons underwent a dimigration of previously trapped hydrocarbons.

The post-Hercynian movements modified the Paleozoic structural configuration and caused a repositioning of the pinchout; it is sometimes in an unfavourable location for the trapping of fluids.

Only the Cambrian and Lower Devonian pinchouts, the Lower and Middle Devonian forced regression prisms on the northeast flank, and some edifice of lithological traps in the Upper Devonian may be of petroleum interest.

Key words: Ahara spur, stratigraphic trap, erosion pinchout, lithological barrier.

Avant - propos

A travers ce travail, nous essayons de donner un aperçu sur les opportunités de recherches qui s'offrent dans la région du môle d'Ahara, d'une part ; et les arguments nécessairement optimistes quant à la poursuite des activités d'exploration dans la région d'autre part. Type your text

Au stade actuel de nos connaissances et au vu des résultats pétroliers enregistrés au niveau des forages ainsi que des conclusions formulées aussi bien par Sonatrach que par d'autres compagnies, cette région reste perspective du point du vue pétrolier.

Type your text

Cependant, pour une meilleure approche de ce potentiel en hydrocarbures rémanent dans la région d'une part et afin de localiser avec précision les éventuels prospects, d'autre part, nous recommandons l'application des plus récentes techniques dans le domaine de la géophysique et des concepts nouveaux de la stratigraphie séquentielle.

Sommaire

	Page
Problématique	1
Introduction générale	1
Conditions d'exécution du travail et disponibilité de données	2
Chapitre I : Contexte géologique de la région du môle d'Ahara.	
I-1. Introduction	4
I-2. Présentation de la région du môle d'Ahara	4
I-3. Historique de l'exploration de la région du « môle d'Ahara ».....	8
I-4. Cadre structural	9
I-5. Evolution structurale du môle d'Ahara	10
I-6. Stratigraphie de la région	16
I-6. 1. Le Paléozoïque	
-Le Cambrien.....	16
-L'Ordovicien.....	16
-le Silurien.....	21
-Le Dévonien	22
-Le Carbonifère	24
I-6.2. Le Mésozoïque.....	25
I-6.3. Le Cénozoïque.....	26
I-7. Les attributions stratigraphiques.....	26
I-7.1. Le Cambro- Ordovicien.....	26
I-7.2. Le Siluro- Dévonien	30
I-7.3.-La limite Paléozoïque -Mésozoïque « ou la discordance hercynienne »	36
I-8. Aspect pétrolier	36
I-8. 1. Les roches mères	37
I-8.2. Les roches réservoirs	38
I-8.3. Les roches couvertures	41
Chapitre II: Possibilité de piégeage stratigraphique dans le Paléozoïques du môle d'Ahara.	
II-1. Introduction	42
II-2. Généralités sur les pièges stratigraphiques	42
II-3. Les pièges stratigraphiques en Algérie	43
II-4. Possibilité de piégeage stratigraphique dans la région d'étude	45
II-4.1. Méthodologie.....	45

II-4.2. Les pièges cambro-ordoviciens.....	45
- Dans le Cambrien.....	48
- Dans l'Ordovicien.....	48
II.4.3. Les pièges siluro-dévonien.....	57.
- Dans le Silurien supérieur –Dévonien inférieur.....	57
- Dans le Dévonien moyen	64
- Dans le Dévonien supérieur	66
Chapitre III : Découpage séquentiel.	
III.1. Introduction et méthodologie	70
III.2. Les données disponibles	70
III.3. Découpage séquentiel	71
III-3.1. Le cycle du Cambrien-Ordovicien inférieur et moyen.....	73
III-3.2. Le cycle d'Ordovicien supérieur –Silurien.....	81
III-3.3. Le cycle du Dévonien inférieur et moyen.....	92.
III-3.4. Le Cycle du Dévonien supérieur –Carbonifère.....	102
Chapitre IV : Evaluation des pièges stratigraphiques paléozoïques dans la région du môle d'Ahara.	
IV-1. Introduction.....	106
IV- 2. Dans le cycle du Cambrien-ordovicien inférieur et moyen	
IV-2.1. La séquence Cam-1	106
IV-2.2. La séquence Ord-1	107
IV-3. Dans le cycle Ordovicien supérieur-Silurien	
IV-3.1. La séquence Ord-2.....	109
IV- 2.3. La séquence Sil-1.....	110
IV- 2.3. La séquence Sil-2.....	112
IV-4. Dans le cycle de Dévonien inférieur et moyen	
IV.-4.1. La séquence Dév-1 et Dév-2.....	115.
IV.-4.2. La séquence Dév-3.....	116
IV-4.3. Les séquences Dév-4	117
IV-5. Dans le cycle de Dévonien supérieur.	
IV-5.1. La Séquence Dév-5.....	118
Conclusion générale	122
Références bibliographiques.....	126
Annexes	134

Liste de figures	page
Fig. I-1 : Situation géographique de la région d'étude « môle d'Ahara ».	5
Fig. I-2 : Coupe géologique Nord/Sud du Sahara sud -est.	6
Fig. I-3 : Coupe géologique Est/Ouest du Sahara sud -est.	7
Fig. I-4 : La structure du môle d'Ahara (proprement dite) et ses zones périphériques.	9
Fig. I-5 : Carte structurale de la région d'étude.	11
Fig. I-6 : Les structures géologiques locales dans la région d'étude	12
Fig. I-7 : Evolution structurale de la région d'étude.	13
Fig. I-8 : Les intrusions magmatiques dans l'Ordovicien et le Silurien inférieur de la partie Nord du Bassin d'Illizi.	15
Fig. I-9 : Intrusion magmatique du type dolérite dans l'Ordovicien (Puits ODNW-1, bassin d'Illizi)	15
Fig. I-10 : Colonne stratigraphique type de la province orientale	17
Fig. I-11: Des coupes géologiques simplifiées montrant la répartition spatiale de l'Unité IV	20
Fig. I-12 : Zonation palynologique du Paléozoïque du Sahara Algérien.	31
Fig. I-13 : Coupe de corrélation montre l'érosion des unités d'Acacus en Lybie vers l'Algérie sous la discordance calédonienne.	32
Fig. I-14 : Corrélation N-SE du Dévonien à travers la structure du môle d'Ahara.	33

Figure II-1: Modèle de piège stratigraphique	44
Fig. II-2 : Coupe géologique synthétique montant les différents types de pièges pétroliers.	44
Fig. II-3 : Profils montrant deux exemples différents de pièges stratigraphiques	44
Fig. II-4 : Plan de positionnement des puits et les coupes de corrélation	46
Fig. II-5 : A . Carte structurale du môle d'Ahara B. Section sismique montrant l'Ordovicien plus au moins isopaques et couvrant le Cambrien sur le môle d'Ahara..	47
Fig. II-6 : Carte en isopaques du Cambro-Ordovicien définissant les grandes dépo-centres et les hauts fonds régionaux.	48
Fig. II-7: Carte en isopaques de l'Unité II (d'âge Cambrien)	48
Fig. II-8 : Section sismique montrant le biseautage de l'Ordoviciens vers l'Est de la région d'étude; l'Ordovicien se trouve sur le socle	50
Fig. II-9 : Carte en iso-épaisseur de la sous Unité III-1.	50

Fig. II-10 : A. Carte en isopaques de la sous Unité III-2.....	52
B. La limite d'extension des sous Unités III-1 et III-2	
C. Carte structurale montre les grands axes structuraux à travers la région d'étude.	
Fig. II-11 : Carte structurale simplifiée au toit d'Ordovicien de la partie sud-occidentale de la région d'étude.....	53
Fig. II-12 : A: Carte en iso-épaisseurs de l'Unité III-3.	55
B: Plans topographiques en 3D à la surface de l'Unité IV et la Sous Unité III-3.	
Fig. II-13 : Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-1.....	56
Fig. II-14 : Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-2.....	56
Fig. II-15 : Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-3.....	56
Fig. II-16 : Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-4.....	56
Fig. II-17: Deux sections sismiques montrent un piège du type paléo-vallée de la sous unité IV-1/2 (A) et de biseautage de la sous unité IV-3(B)	58
Fig. II-18 : Profil structural E-W sous la limite Silurien/Ordovicien à travers la région d'étude	58
Fig. II-19 : Écorché sous la discordance frasnienne da la région du môle d'Ahara (la région du môle d'Ahara).....	60
Fig. II-20 : Profils de corrélation N-S (A) et E-O (B) du réservoir F6 (la région du môle d'Ahara).....	60
Fig. II-21: Section sismique montre le biseautage de l'Unité B2 sur le môle d'Ahara (autour du puits ET-101).....	62
Fig. II-22: Comparaison de facies de l'Unité B1 et de l'Unité B2.....	62
Fig. II-23 : Section sismique montre le biseautage des Unité B et C sur le flanc Nord du môle	62
Fig. II-24 : Les zones de biseautage probablement subtiles des unités du réservoir F6 (dans la région d'étude.....	63
Fig. II-25 : Coupe N-S montre la disposition actuelle du Silurien supérieur –Dévonien à travers le môle d'Ahara	63
Fig. II-26: Section sismique montre le biseautage de l'Unité C2 sur le flanc sud Est du môle	63
Fig. II-27 : Profil sismique NNE-SSW montre la répartition des subdivisions siluro-dévoniennes sur le flanc nord de la région d'étude	65
Fig. II-28 : Profil NNE-SSW montre la disposition des biseaux C3 et du F4 sur le flanc septentrional	65

Fig. II-29 : Carte en iso-épaisseurs du réservoir F4.....	65
Fig. II-30 : Carte en iso-épaisseurs du réservoir F3.....	65
Fig. II-31 : Sections sismiques Nord-Sud (A) et Est-Ouest (B) montrant la disposition du Dévonien supérieur sur le Silurien supérieur (Unité A) sur le môle d'Ahara.....	67
Fig. II-32 : Carte en iso-épaisseurs du réservoir F2	67
Fig. II-33 : Profil structural E-W sous les dépôts du Trias (la région de môle d'Ahara)...	69

Figure III-1: Comparaison du découpage séquentiel en séquence de dépôts/system-tracts et du découpage en empilement des séquences génétiques.....	72
Figure III-2: A. Chrono-stratigraphie et diagramme eustatique du Paléozoïque. B .Découpage séquentiel de l'intervalle Cambrien –Dévonien de la région d'étude..	74
Figure III-3 : Découpage séquentiel de l'intervalle Cambrien –Dévonien sur une coupe Est Ouest de la région du môle d'Ahara.....	76
Figure III-4 : Répartition de la séquence Cam-1 sur la région du môle d'Ahara.....	77
Figure III-5 : Description lithologique de la séquence Cam-1 (puits OU-101).....	80
Figure III-6 : Description du Cambrien du puits ET-101.....	80
Figure III-7 : Le passage de la séquence Cam-1 vers Ord-1.....	80
Figure III-8 : Découpage de la séquence Ord-1 dans la région d'étude.....	81
Figure III-9 : Facies de l'IT et du PHNM: séquence Ord-1 (puits DIMSE-1).....	82
Figure III-10 : Facies de l'IT et du PHNM de la séquence Ord-1 (puits OTR-1).....	82
Figure III-11 : Facies de l'IT et du PHNM dz la séquence Ord-2 (puits OTR-1).....	84
Figure III-12 : Facies de l'IT et du PHNM dz la séquence Ord-2 (puits DIMSE -1).....	85
Figure III-13 : L'histoire paléogéographique de la région d'étude pendant le Silurien.....	87
Figure III-14 : Les dépôts de l'IT et de PHNM de la séquence Sil-1 (puits TTDS-1).	89
Figure III-15 : Le passage de séquence Sil-1 vers Sil-2 et le facies du PBNM de SIL-2 (Puits DJW-3).....	89
Figure III-16 : Description lithologique du PHNMt de la séquence Sil-2 (puits SED-1)....	93
Figure III-17 : Le passage siluro-dévonien (puits DJW-1).....	93
Figure III-18 : Illustration de la séquence Dév-1 (puits HMZ-1et DIW-1).....	95
Figure III-19: Description lithologique de l'IT de la séquence Dév-1 (puits HMZ-1).....	97
Figure III-20 : Interprétation des conditions de formation des paléosols dévoniens.....	98
Figure III-21 : Modèle paléogéographique de la région d'étude pendant le Praguien.....	99
Figure III-22 : Illustration de la séquence Dév-3 (puits DIMSE-1).....	102
Figure III-23 : Illustration de la séquence Dév-4 (puits AAR-1).....	103

Figure III-24 : Illustration de la séquence Dév-5 (puits AAR-1).....	105
--	-----

Figure IV-1: Environnements sédimentaires durant la période régressive Siegénien-Emsien dans les bassins Illizi-Berkine	119
---	-----

Figure IV-2 : Environnements sédimentaires durant la période transgressive Givétien-Frasnien dans les bassins Illizi et Berkine.....	119
--	-----

Figure IV-3: Environnements sédimentaires durant la période régressive Fammenien dans les bassins Illizi-Berkine.....	119
---	-----

Liste de tableaux : page

Tab I.1: Subdivision des formations cambro-ordoviciennes	19
--	----

Tab.I. 2 : Les systèmes pétroliers et les événements tectoniques dans le bassin d' Illizi	38
--	----

Tab.I .3 : Les niveaux réservoirs paléozoïques connus dans la région d'étude.....	39
---	----

Liste des annexes : page

Annexe 01 : Corrélacion Nord-Sud des réservoirs et des unités -réservoirs du Cambrien au Dévonien (partie orientale du môle d' Ahara	137
--	-----

Annexe 02 : Corrélacion Est-Ouest des réservoirs et des unités -réservoirs du Cambrien au Dévonien (partie méridionale du môle d' Ahara).....	138.
---	------

Annexe 03 : Corrélacion Nord-Sud des réservoirs et des unités -réservoirs du Cambrien au Dévonien (partie occidentale du môle d' Ahara)	139
---	-----

Annexe 04 : Profil de corrélation diagraphique Nord-Sud des unités cambro-ordoviciennes (Flanc Est du môle d' Ahara)	140.
--	------

Annexe 05: Profil de corrélation diagraphique Est-Ouest des unités cambro-ordoviciennes (Flanc sud du môle d' Ahara)	141
--	-----

Annexe 06 : Corrélacion des unités et séquences cambro-ordoviciennes (sur le môle d' Ahara).....	142
--	-----

Annexe 07 : Les niveaux du paléosol détectés dans le cortège transgressif de la séquence Dév-1(puits AAR-1).....	143
--	-----

Annexe 08 : Corrélacion N-S des unités et séquences siluro-dévonienne inférieure (Partie sud- orientale du môle d' Ahara).....	144
--	-----

Annexe 09 : Corrélacion NW-SE des unités et séquences siluro-dévonienne inférieure (Partie occidentale du môle d' Ahara).....	145
---	-----

Annexe 10 : Corrélacion NS des unités et séquences siluro-dévonienne inférieure (Flanc	
--	--

méridional du môle d'Ahara).....	146
Annexe 11 : Corrélation séquentielle de direction Est –Ouest à travers le flanc septentrional du môle d'Ahara.....	147
Annexe 12 à 17: Des photos microscopiques	148-153

**Problématique et
Introduction générale**

- **Problématique**

L'expertise géologique et géophysique menée par Sonatrach et certaines sociétés étrangères, autour de la région du môle d'Ahara, a permis d'identifier de nombreux prospects et pièges dans lesquels les réserves potentielles d'hydrocarbures sont actuellement menacées

d'épuisement. Ceci est après de plus de soixante ans d'exploration et de production. Sachant qu'une grande partie de ces réserves sont associées à des pièges de type structural. Les objectifs

structuraux classiques posent moins de problèmes à l'exploration, grâce à la sismique réflexion. Plus encore, nous croyons que la majorité de ces pièges, dans

cette zone d'étude, ont déjà été détectés. Dès lors, orienter la recherche et l'exploration vers de nouveaux concepts et méthodes adaptés pour identifier les pièges dits stratigraphiques ou mixtes, est désormais indispensable.

Les données géologiques de réservoir notamment sédimentologiques indiquent des possibilités de développement de pièges stratigraphiques par variation de faciès dans le complexe argilo-gréseux. Cet événement n'est pas évident sur les lignes sismiques; de ce fait, nous ne pouvons pas nous appuyer sur les données qui ne sont pas adaptées à la recherche de ce genre d'anomalies.

Cependant, les objectifs stratigraphiques demeurent les plus difficiles à identifier. Leur mise en évidence exige un certain nombre d'études de détail dont la plus importante, une connaissance particulière de la géologie régionale. Néanmoins, une étude sédimentologique et stratigraphique peut également contribuer, et d'une manière efficace, à la résolution de ce type de problème.

- **Introduction**

Depuis le début de la recherche pétrolière dans la région du môle d'Ahara, il y a une soixantaine d'années, l'effort a été essentiellement consacré à l'exploration de pièges structuraux mis en évidence généralement par la sismique réflexion. Jusqu'aux années quatre-vingt, ceux qui resteraient à prospecter sont des structures de petite taille. Ces derniers renfermant des réserves faibles en hydrocarbures n'incitent pas l'investissement d'un forage. C'est pourquoi la recherche pétrolière actuelle dans cette région est orientée vers les pièges stratigraphiques et mixtes qui pourraient renfermer des réserves non négligeables et même stratégiques. Dans cette perspective, le thème de cette étude s'intitule: « *Les Pièges Stratigraphiques dans le Paléozoïque du Môle d'Ahara (Sud Est du Sahara Algérien) : Sédimentologie, Architecture des Corps Sédimentaires et Caractérisation des Réservoirs* »

Ceci a été recommandé par Pr R Hamdidouche (USTHB) et élaboré à la Division Technologie et Développement (DTD/Sonatrach) à Boumerdès.

En effet, l'identification et l'évaluation des pièges du type stratigraphique dans cette étude sont motivées par intégration des disciplines sédimentologiques et stratigraphiques. Sachant que plus les données géologiques et géophysiques sont suffisantes, plus l'identification des pièges stratigraphiques seront précises.

Ce travail a été fait en 4 étapes :

-A la **première étape** : Récolte les données : tectoniques, stratigraphiques, sédimentologiques, diagraphiques, pétrophysiques et autres, qui ont permis de constituer une image détaillée sur l'objet d'étude.

- Dans une **deuxième** étape, l'analyse des données bibliographiques, la réalisation des cartes d'iso-valeur et l'établissement des schémas structuraux, a permis la cartographie des pièges stratigraphiques paléozoïques dans la région d'étude.

- Dans une **troisième** étape, à la lumière du découpage séquentiel, nous avons essayé de comprendre le mécanisme de formation et l'évolution dans le temps des pièges stratigraphiques. Nous avons également approché la répartition des réservoirs et les roches mères dans le système pétrolier lié aux pièges stratigraphiques.

- Dans une **dernière** étape, les réservoirs paléozoïques liés aux pièges stratigraphiques sont traités à travers l'évolution spatiale des caractéristiques pétrophysiques et lithologiques et les phénomènes qui les contrôlent.

L'ensemble des analyses et interprétations obtenues permet de proposer des recommandations pour l'exploration des pièges dans cette zone d'étude.

- **Conditions d'exécution du travail et disponibilité des données**

Ce projet a été entamé dès la première inscription à la 2^{ème} post-graduation en Décembre 2010. Nous avons commencé à chercher la possibilité de financement de cette recherche. Au début et d'après la définition du thème, nous avons adressé notre demande à la Division Exploration (Sonatrach/ Boumerdès). Suite à des suggestions proposées par les membres d'Exploration, ce travail s'est orienté de préférence sur l'analyse sédimentologique et stratigraphique qui doit être réalisé à la Division Technologie et Développement DTD / Sonatrach (Boumerdès) étant une branche spécialisée.

Une convention de stage pratique de trois ans a été préparée entre notre faculté (FHC/UMBB) et la DTD/Sonatrach ; elle n'a pas été signée qu'au bout d'un an et demi en raison d'obstacles purement administratifs

Durant trois années, nous avons pu :

- Organiser trois missions de description de carottes à la carothèque de Hassi Messaoud, financées par la Division Exploration (Département de Bassin d'Illizi) et l'Université de Boumerdès à travers le Laboratoire de Ressources Minérales et Energétiques (LRM&E/FHC/UMBB) ; plus de **400m** de carottes ont été décrits et échantillonnés de manière sélective.
- Décrire pétrographiquement et diagénétiquement **500** lames minces au niveau des laboratoires du département Sédimentologie (DTD/Sonatrach -Boumerdès); quarante lames ont été confectionnées pour le besoin de ce travail.
- Analyser 12 échantillons par diffractométrie aux rayons X.
- Traiter les données diagraphiques (GR surtout) de plus que 60 sondages et puits.
- Tracer des profils de corrélation et établir des cartes en iso-valeurs.

Nous signalons que la période de trois ans a été si intermittente que nous devions la renouveler chaque année par une démanche administrative qui n'était pas du tout facile. Le temps qui nous a été accordé ne nous a donc pas permis de mener à bien cette tâche.

Au cours du travail, nous avons reçu beaucoup de soutien tant matériel que moral de la part des membres de Sonatrach (Division Exploration/Boumerdès et Division Technologie et Développement / Boumerdès et Hassi Messouad). Cependant nous avons rencontré des difficultés liées à la recherche notamment :

- L'analyse sédimentologique de carottes «non sciées » était loin d'être parfaite : des structures discrètes et des faunes peuvent passer inaperçues.
- Les estimations proportionnées en lames minces non colorées de certains paramètres, tels que la porosité, la silice de nourrissage et la profusion des grains grossiers, étaient peu précises.
- Les calculs statistiques et les corrélations sur une série lithologiquement hétérogène étaient largement entachés d'erreur surtout dans le cas d'un carottage discontinu.
- La diagenèse a été si complexe qu'il est difficile de dégager, comme nous allons le voir, une relation simple entre sédimentologie et qualité réservoir.

Chapitre I :

Contexte géologique de la région du môle d'Ahara

I-1. Introduction :

L'Algérie fait partie du Nord-Ouest de l'Afrique et comprend deux grands domaines, le domaine alpin et le domaine saharien.

Le domaine alpin est structuré pendant le cycle Alpin ; il est séparé du Sahara par l'accident sud atlasique.

Le domaine saharien est représenté par la plateforme saharienne qui refferme deux boucliers : le bouclier Targui (Hoggar) et le bouclier Reguibat (Yetti-Eglab). Cette plateforme cratonique (David R et al, 1998 in Macgregre D S et al, 1998) est recouverte d'une série sédimentaire, allant du Cambrien au Crétacé, étalée sur un socle précambrien. Ce dernier est structuré en trois provinces Attar A et Chaouache A, 1988) :

- La province occidentale, qui comprend les bassins de Bechar, Reggan, Ahnet, Mouydir, Timimoune et la cuvette de Sbaa.
- La province triasique (au centre), situé dans la partie septentrionale de la plate forme saharienne et correspond à une anticlinorium de direction Est-Ouest.
- La province orientale, correspond aux bassins d'Illizi et de Berkine.

Le môle d'Ahara est une structure charnière séparant le bassin de Berkine au Nord du bassin d'Illizi au Sud (Figure I.1).

I-2. Présentation de la région du môle d'Ahara :

Géographiquement, le môle d'Ahara est une vaste unité paléogéographique d'orientation Est Ouest (Beicip, 1975, Galeazzi . S et al. 2010; Beicip- Franlab, 2013; English. K, 2016), de pendage très faible vers le Nord Est (Beicip, 1975) et s'étale entre les longitudes : 9°00' et 9°50'Est et les latitudes 28°50' et 29°30'Nord) (UTM-2003 in INCT 2007). Il couvre une superficie de 5410 Km² et une longueur (Est –Ouest) de 200Km. Cette structure est située à l'aplomb de la Hamada du Tinrhert (Moreau- Benoit A et al, 1993). Elle comprend tout le périmètre d'Oudomé, de Tinrhert, la partie nord du périmètre de Gara Tesselit et la partie sud du périmètre de Timissit. (Figure I.2 et I. 3)

Tous ces périmètres se trouvent sur «le môle d'Ahara proprement dit » comme structure principale. Il est lui-même entouré de plusieurs structures compartimentées citons:

(Figure I.4).

- la voûte de Tin Fouyé au Sud-ouest,
- la zone structurale d'Ohanet à l'Est,
- les bourrelets de Tin Zemane et Sedoukane au Nord/Nord-ouest,
- le petit môle d'Alrar et les structures Stah et Mereksen au Sud-est.

- et les contours Sud de la dépression de Berkine.

La série stratigraphique se compose surtout des terrains paléozoïques, allant du Cambrien au Carbonifère supérieur, surmontés par un Mésozoïque qui commence par des terrains d'âge triasique et se terminent en affleurement par le Sénonien qui faissant partie de la Hamada de Tinrhert

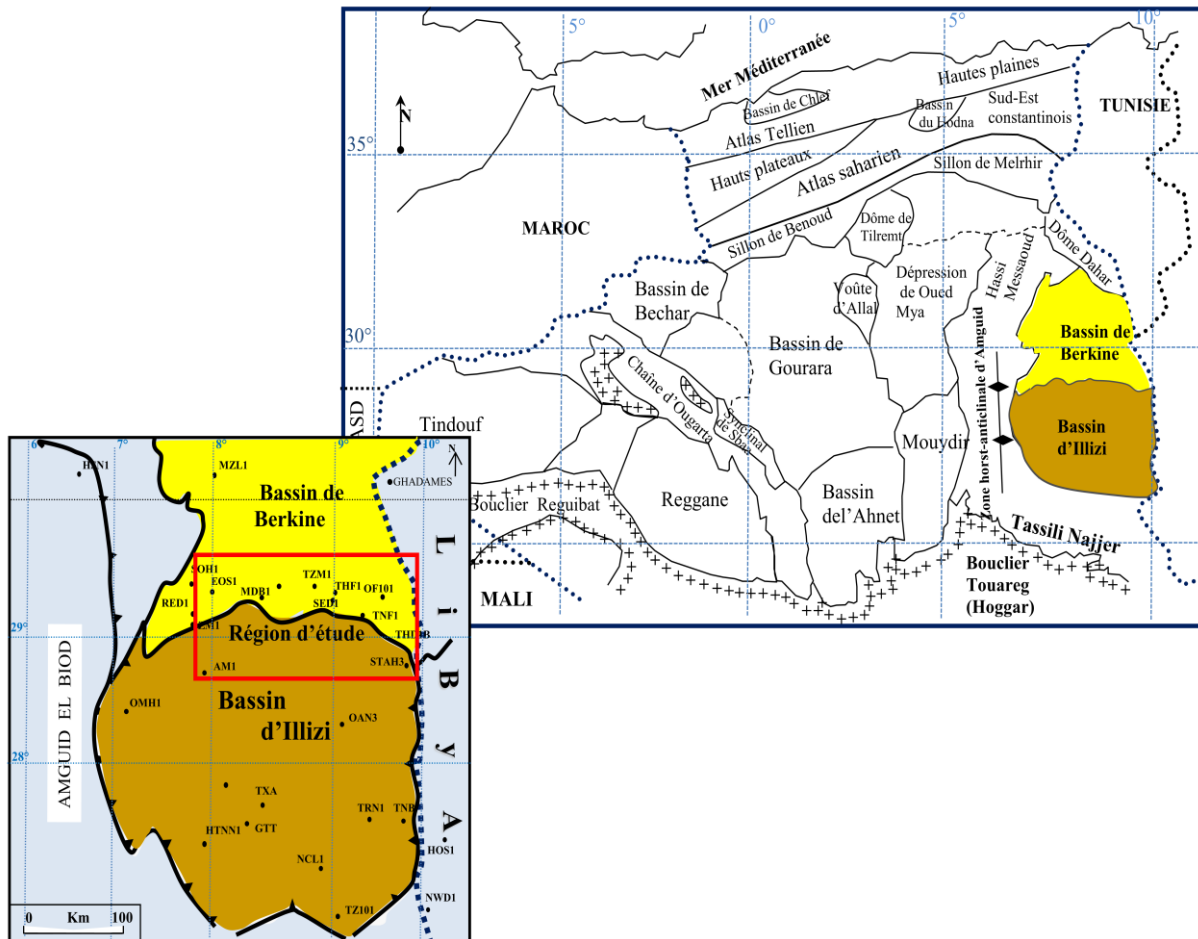


Fig. I.1 : Situation géographique de la région d'étude « môle d'Ahara ».

(Attar.A A et Chauache A, 1988, modifiée)..

Cette série est plus complète vers la périphérie du môle, pour cela nous tiendrons compte de nombreuses stations situées jusqu'à la **latitude 30°20' N** et jusqu'aux longitudes **9°80' E** et **7°50' W** (en utilisant **UTM-2003 in INCT 2007**) (**Figure I. 2**).

En allant des régions de Djoua et Ouarene au Sud-Ouest, Tin Fouyé et Djoua-Ouest au Sud-Est, Ohanet et Alrar au Sud-Est et la région de Sidi Yedda sur le flanc Nord. Sur le bord Est de la structure, nous avons intégré la région des champs tels que Stah, Aïn Antar, Merksen et Ouan Essar.

Sur le flanc ouest, là où le môle d'Ahara borde l'énorme structure de Maouar, quelques puits ont été introduits. Ils sont situés aux périmètres de Bordj Omar Driss et d'El Ouar (**Figure I.2**).

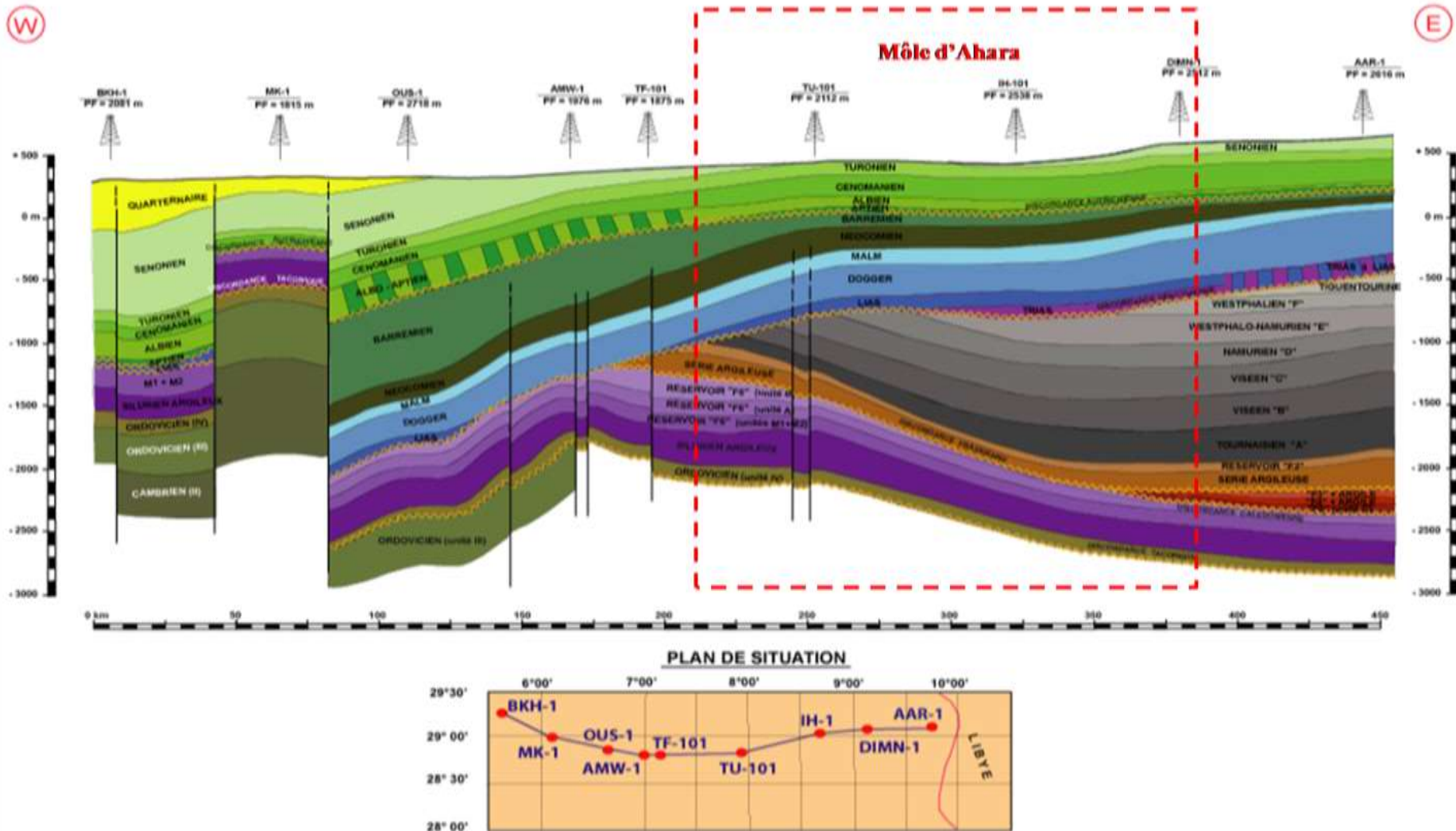


Fig.I.3: Coupe géologique Est/ Ouest du Sahara sud -est (Rapport interne de Sonatrach, 1999)

I-3. Historique de l'exploration de la région du « môle d'Ahara »

L'exploration, dans la région de môle d'Ahara, a commencé en 1958 avec le forage Te - 101 (1957-1958). Par la suite, plusieurs autres puits ont été forés, parmi lesquels Ou - 101 et Had-1 (1958-1959) et OF-101 avec Et-101 vers 1961. Tous ont révélé de sérieux indices de gaz et d'huile ; Ce qui a permis d'y mener une exploration extensive en visant essentiellement des objectifs structuraux paléozoïques (cambriens, ordoviciens, siluriens argilo-gréseux, dévoniens et parfois carbonifères).

De 1971, après la découverte de pétrole et de gaz à Stah dans les réservoirs F2 (Dévonien supérieur), F4 (Dévonien inférieur) et F6 (Silurien supérieur - Dévonien inférieur), la région a connu la phase d'exploration la plus active de son histoire. Il y avait des programmes sismiques significatifs et l'implantation de plusieurs forages sur des perspectives structurales; ses résultats sont tous positifs.

Jusqu'aux dans les années quatre-vingt, toutes les accumulations associées aux pièges structuraux étaient probablement déjà évidentes. Celles qui attendent encore d'être explorées sont de petites structures qui, en pratique, disposent de faibles réserves d'hydrocarbures.

Actuellement, les investissements pétroliers dans cette région sont orientés vers l'exploration de pièges stratigraphiques ou mixtes qui pourraient renfermer des réserves rentables. Les pièges stratigraphiques dévoniens du champ d'Alrar constituent un excellent exemple. Ce dernier a été étudié par de nombreux géologues tels que : Doussas. N (Rapport de l'Exploration/ Sonatrach, 2006), Chaouchi R, Malla M.S, Kechou F (1998) ; Loumi K, Asses. A, Boumegoura . M, Mechouma E (2017)*.

De nombreuses études ont été également menées tant à l'échelle locale que régionale, les plus récentes et les plus connues sont:

- L'étude menée par Sonatrach / IFP (1999) sur le thème de «Illizi- Berkine Devonian reservoirs consortium»: est classée confidentielle. Elle n'a, malheureusement, pas pu être référenciée. Les résultats de ce travail sont exploités dans certains rapports internes de Sonatrach.
- L'étude menée conjointement par Sonatrach et Robertson (2000) a démontré la possibilité d'un potentiel significatif en hydrocarbures associé aux pièges stratigraphiques autour des môles «Ahara et Tihemboka».
- l'étude de Beicip / Franlab (2013-2014) avait pour objectif d'identifier et d'évaluer des pièges du type stratigraphique dans l'intervalle siluro-dévonien dans la région de «môle d'Ahara». Compte tenu de la grande quantité de données géophysiques et

géologiques qui ont été traitées avec des méthodes très modernes, nous pensons que les résultats de ces travaux ont été spécifiquement destinés pour la partie sud de Berkine.

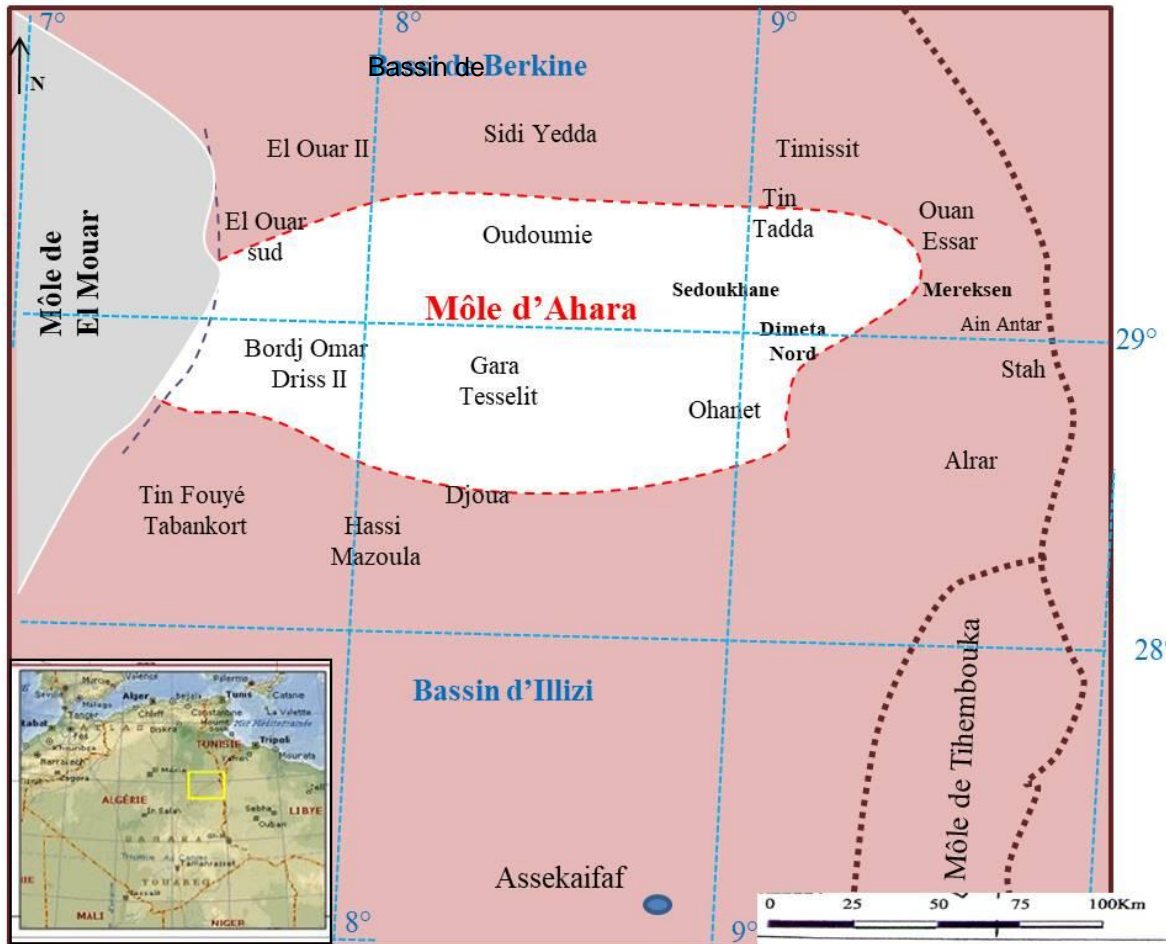


Fig. I.4 : Structure du môle d'Ahara (proprement dite) et ses zones périphériques.
(Réalisée à partir de plusieurs documents de Sonatrach*).

I-4 .Cadre structural :

La structure du môle d'Ahara correspondrait à une remontée du socle (Chabou. M. C et al, 2007) cependant le relief est relativement plat avec un faible approfondissement vers le Nord (Total-Algérie, 1978 ; Beicip-Franlab, 2013). La surrection est beaucoup plus intense sur les bordures Est et Ouest du môle (Total-Algérie, 1978), sachant que la structure de la bordure orientale est beaucoup plus complexe et inclue en plus un réseau de faille de direction NNW/SSE. En fait une zone mobile de faible pente régionale vers le NNW (Beicip, 1977) sépare le môle d'Ahara de l'extension nord du môle de Tihemboka. Cependant le pendage de la bordure Ouest est plus élevé et de direction NNE. Le réseau failles orienté NNE/SSW prévaut également (Beicip, 1975) (Figure I.5).

Les failles NNE-SSW correspondent à des accidents majeurs connus à l'échelle régionale, notamment l'accident qui passe au centre de la structure de Tin Fouyé. Celui qui traverse les champs de Stah et Mereksen correspondrait éventuellement à l'extension nord de l'accident de Fadnoun. Ces accidents sont contemporains aux intrusions volcaniques (Chabou, M. C et al, 2007).

Cependant, le môle d'Ahara est un domaine affecté par les failles Ouest – Est, Nord-Sud et par un réseau N135°E (Beicip-Franlab, 2013) moins fréquent.

Les failles Est-Ouest sont généralement sub-verticales (Kazi-Tani N, 1986 ; Galeazzi S et al, 2010) et probablement d'âge mésozoïque (Chabou M.C.et al, 2007). Les failles Nord-Sud sont sub-verticales, inverses, de grande extension et créées, probablement, par des évènements panafricaines affectent aussi le môle dans sa partie ouest (Beicip-Franlab, 2013).

Les failles N135°E sont également inverses affectent le socle. Elles sont affectent surtout le môle (Beicip-Franlab, 2013). L'origine de ces failles est mal connue, paléozoïque ou plus ancienne*

Ce môle se sépare dans sa bordure sud, du bassin de Berkine par une zone flexurale faillée très complexe nommée parfois « la hinge ligne » (Figure I.6). Elle est affectée surtout par un réseau de failles orientées N80°- NE100°. Elles sont de petites dimensions et peuvent refléter une composante décrochant. Cette zone joue un rôle très important dans la formation des pièges pétroliers (Beicip-Franlab, 2013).

Au-delà de la hinge ligne sur l'extension sud du bassin de Berkine, les réseaux de failles N45°E et N70°E sont abondants. Ce sont des failles normales et résultent de l'extension Trias-Lias. Ces failles participent à la formation de pièges pétroliers de types blocs basculés nombreux dans cette partie, ou en plis-faillé, le cas est plus compliqué par la présence des failles Est-Ouest et/ou N135°E.

I-5. Evolution structurale du môle d'Ahara :

Bien que l'histoire structurale de la région soit complexe et polyphasée, le môle étudié est légèrement déformé (Beicip, 1975 et 1977 ; Beicip-Franlab, 2013) (Figure I.7).

.....

**La direction N135°E est parallèle au « Najd trend », issu de la transtension d'âge Infracambrien et présent en Afrique de l'Est et sur la plaque Arabique (in Beicip-Franlab, 2013).*

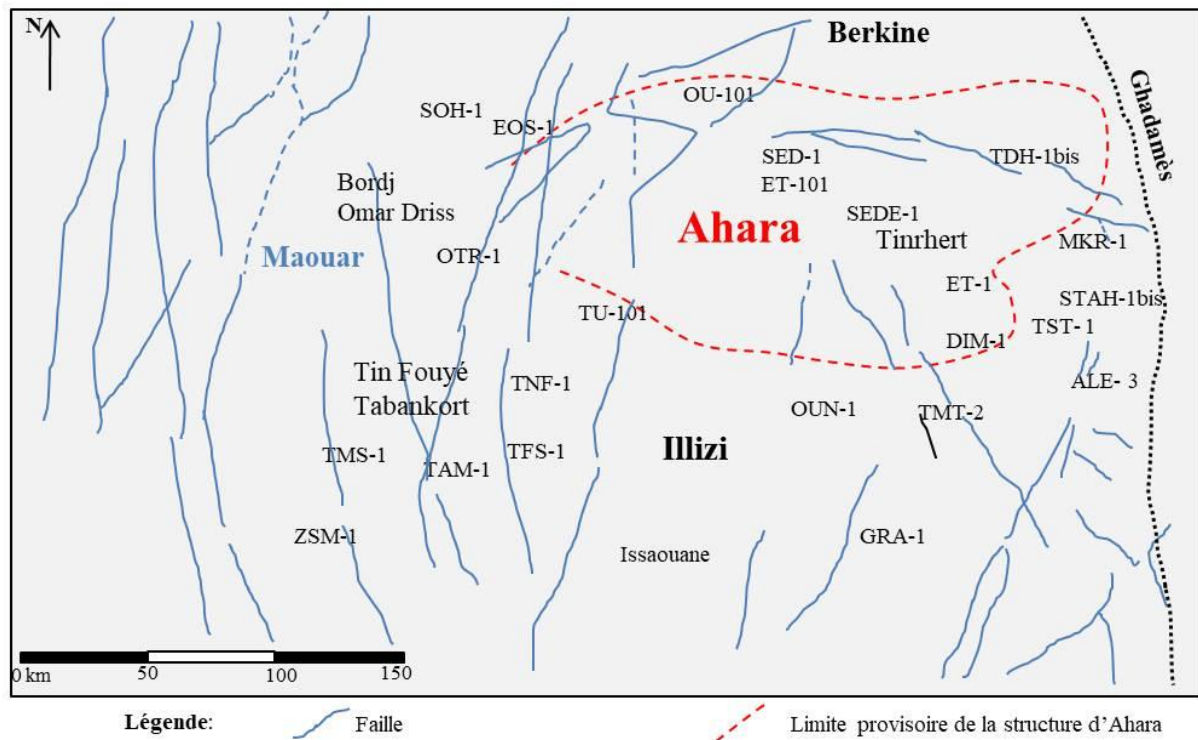


Fig. I.5 : Carte structurale de la région d'étude.

(Chabou M C et al, 2007, modifiée).

La tectonique compressive Est Ouest, pendant la collision panafricaine, du craton Ouest Africain avec la plate-forme Est-africaine (vers 850 à 550 Ma) (Fabre J. 1976 ; Liégeois et al. 2000 in Galeazzi S, 2010) a donné naissance à des failles majeures sub-verticales d'orientation N-S. Ces dernières ont grandement contribué à la formation ultérieure du paléo-môle d'Ahara (Kazi Tani N, 1986 ; Galeazzi S et al, 2010). La phase panafricaine a été suivie d'une intense érosion et d'une pénéplation en surface. (Beuf S et al, 1971).

L'analyse structurale montre que le « paléo-môle d'Ahara » existait (ou s'est formé) au Cambrien (Galeazzi. S et al, 2010) (Figure I.7). Cependant, toutes les activités ont cessé de l'Ordovicien jusqu'au Silurien. Mais au Dévonien, il a acquis sa forme actuelle (Beicip-Franlab, 2013).

La phase d'extension Arénigienne a engendré un basculement de la plateforme saharienne vers le Nord-Ouest (Menchikoff, N 1957; Beicip-Franlab, 2013); la variation d'épaisseur du Cambrien de part et d'autre de failles Nord-Sud en est une conséquence probable.

La présence de nombreuses discordances (calédonienne s. s et frasnienne) et l'amincissement du Dévonien de part et d'autre de ce môle (Asses. A, 1987; Bekkouche Dj, 1992; Beicip-Franlab, 2013) suggèrent que le soulèvement et l'individualisation ont eu lieu au cours de l'orogénèse calédonienne, suite à une phase compressive (Beuf S et al, 1971; Fabre J, 1987 ; Boudjema A S, 1987) durant le Silurien supérieur et le Dévonien. Ce qui a réactivé le

réseau de failles antérieures panafricaines (Beicip, 1977; Galeazzi S et al, 2010 ; Beicip-Franlab, 2013).

La surrection du môle a affecté directement la répartition des dépôts et la variation d'épaisseur tant verticale que latérale. La conséquence est l'absence, l'amincissement et l'érosion de certains termes siluriens et dévoniens (Beicip, 1975 et 1977). La répartition des dépôts du Silurien supérieur a été conditionnée par l'influence des mouvements calédoniens. Ceux du Dévonien inférieur et moyen sont influencés par des mobilités frasnienne (Beicip, 1975 et 1977; Boudjema A , 1987 ; Beicip-Franlab, 2013).

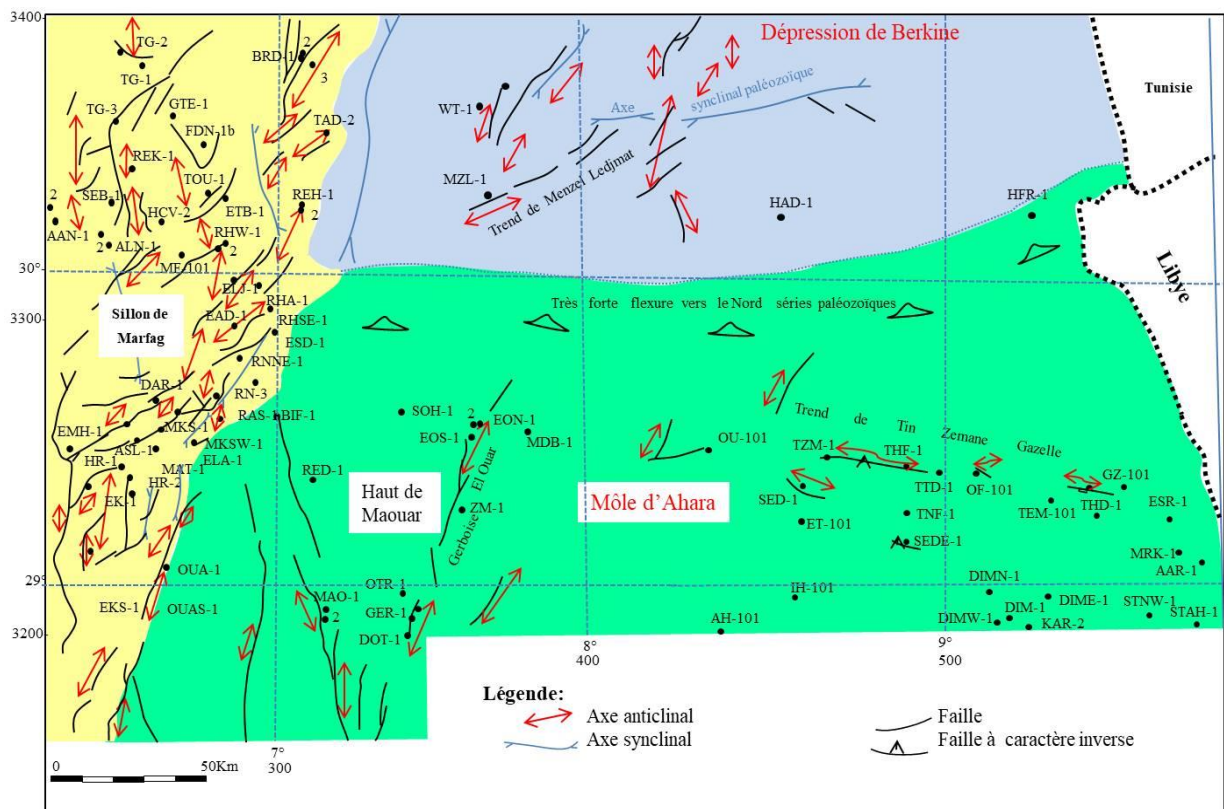
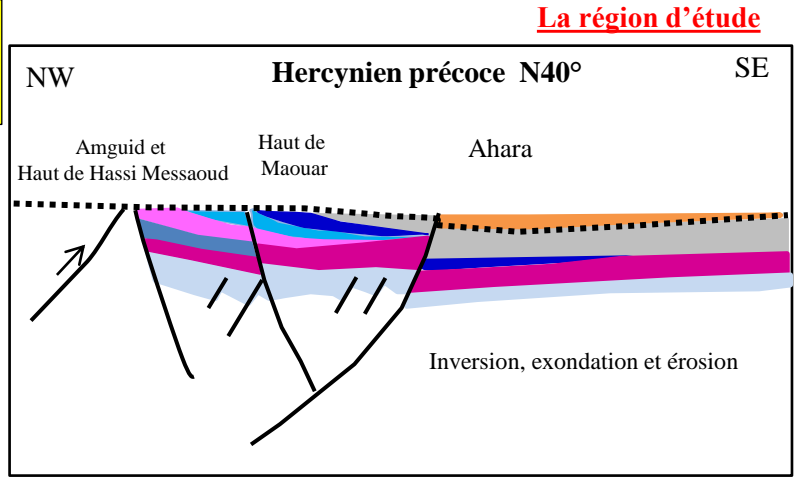


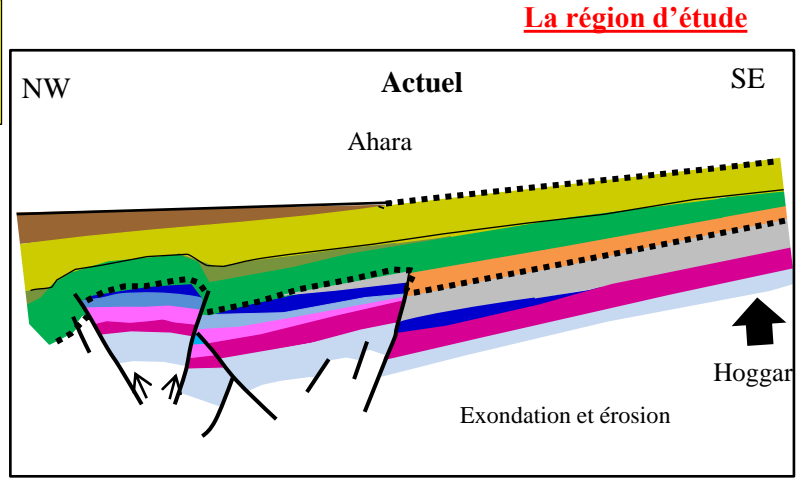
Fig. I.6 : Les structures géologiques locales dans la région d'étude (Beicip-Franlab, 2013).

Le relief était faible et ne s'est accentué qu'à partir du Dévonien supérieur sous l'influence des mouvements hercyniens où des nouveaux éléments structuraux ont été créés. A cette période, la plupart des structures anté-hercyniennes favorables au piégeage des hydrocarbures ont été détruites. Cela a entraîné une dysmigration des hydrocarbures préalablement piégés (Beicip, 1975 et 1977; Klett T R, 2000).

À l'échelle de la PF saharien

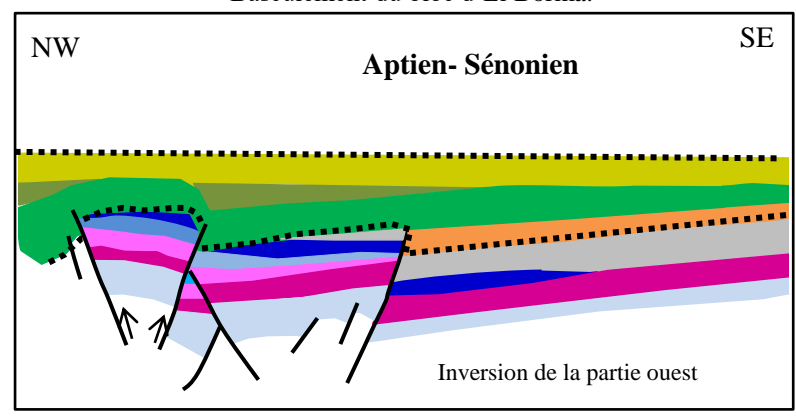
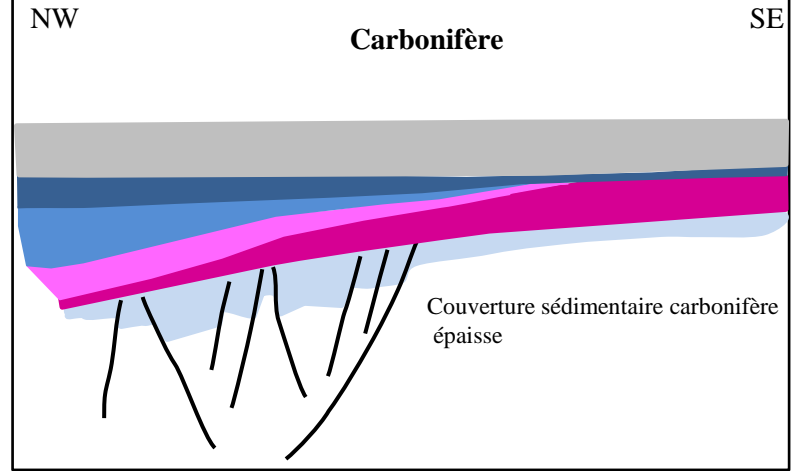


À l'échelle de la PF saharien



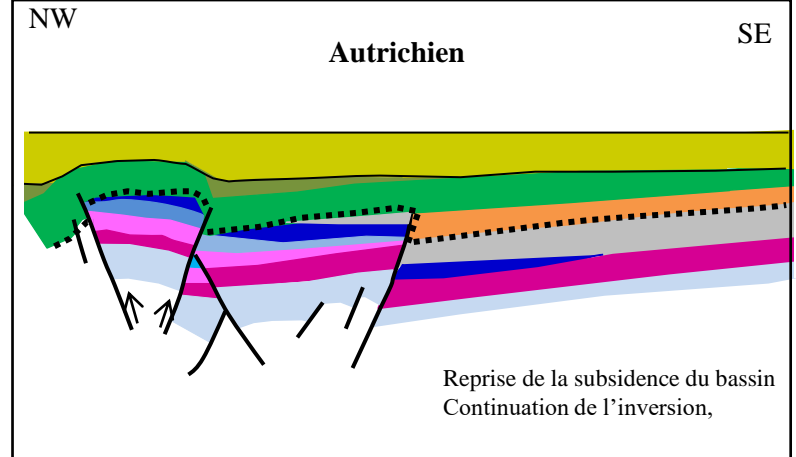
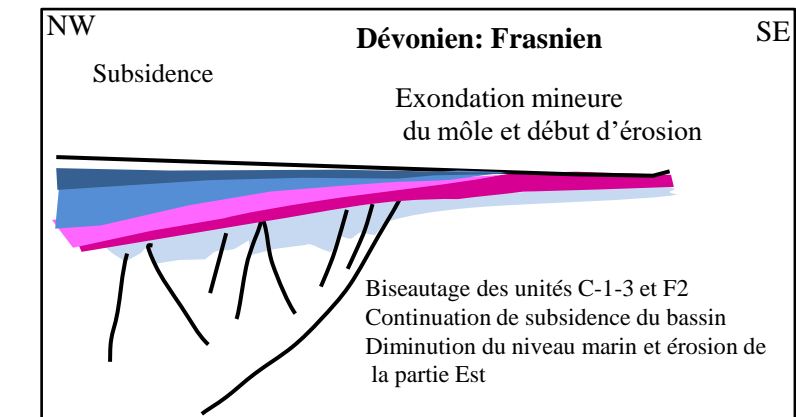
Viséen (N 40°) : - Mouvement inverse ou décrochement le long des failles N-S.
 - Début de formation de la Chaîne varisque.
 - Erosion sur Tihemboka et soulèvement de l'Ougarta

Post-Vilafranchie (Alpine) (N-S) : - Basculement et inversion de blocs.
 - Soulèvement du Hoggar.
 - Basculement du bloc d'El Borma.



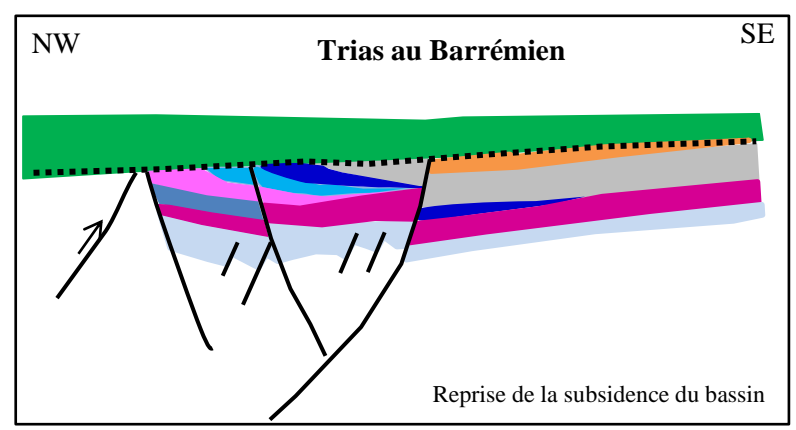
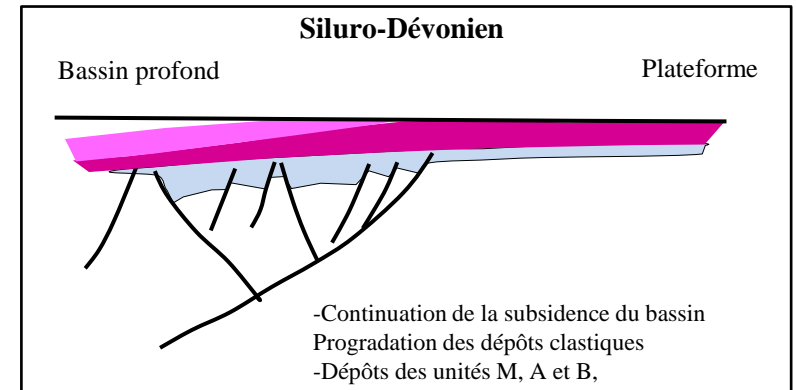
Frasnien (NW-SE) : - Mouvement normal le long des failles NE-SW.
 - Non dépôt et érosion locale (môle d'Ahara) + Volcanisme.

Crétacé inf. (Autrichienne) (E-W) :
 - Réactivation des décrochements des failles N-S et NE-SW résultant du mouvement différentiel de la européenne et de la plaque africaine.
 - Erosion des sédiments du Crétacé sous l'Aptien (Môle d'El Biod et Illizi)
 - Effet léger sur le bassin de Berkine.



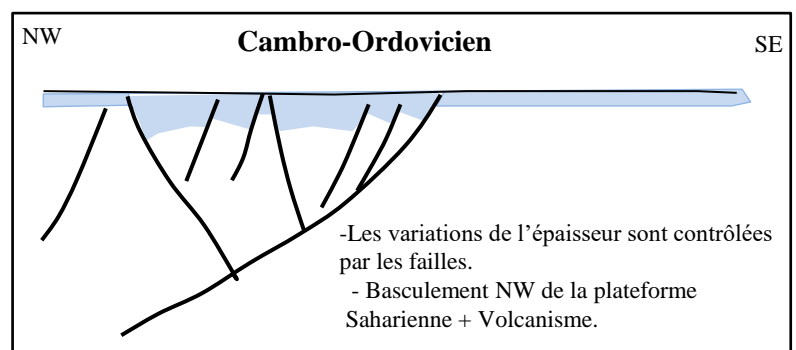
Calédonien (E-W) : Mouvement inverse ou décrochement le long des failles N-S et érosion le long des zones hautes d'orientation N-S et E-W (Tihemboka, Ahara).

Rifting Trias -Lias (Dislocation de la Pangée)(NW-SE) :
 - Réactivation des failles NE-SW se terminant au TAGS et S4
 - Contrôle de la sédimentation par les failles entraînant une variation rapide d'épaisseur le long des failles NE-SW.



Taconique (Caradoc-Ashgilien) (E-W) : Formation de structure N-S et soulèvement des boucliers Reguibat et Touareg.

Carbonifère - Permien (Hercynienne principale) (N 120°) : Mouvement inverse ou décrochement le long des failles NE-SW (résultat de la formation de la Pangée) et érosion sur les axes NE-SW.



- Légende:
- Carbonifère
 - Dévonien
 - Silurien supérieur
 - Silurien inférieur
 - Ordovicien
 - Cambrien
 - Cénozoïque
 - Crétacé (?)
 - Trias- Crétacé inférieur
 - Trias

Panafricain (E-W) : Compartimentation du craton du Sahara central.

Fig. I.7 : Evolution structurale de la région d'étude (réalisé d'après plusieurs documents)

Les mouvements hercyniens étaient importants, à la fin du Carbonifère, dans la périphérie occidentale du môle d'Ahara engendrant le môle de Maouar (Beicip, 1977; H. Adllah et T. Bryl, 1989; Total-Algérie, 1978; A. Asses, 1987; Beicip-Franlab, 2013); il en résulte un soulèvement intense de la partie ouest et une inversion du dépicentre vers le Nord (S. Galeazzi S et al, 2010; Beicip-Franlab, 2013). L'érosion a affecté la série paléozoïque d'Est en Ouest et a généré la discordance angulaire régionale hercynienne (Beuf. S et al, 1971; Boudjema A, 1987).

La majorité des failles sont scellées par le Lias et montrent un effet réduit des phases crétacées et tertiaires (rapport interne*)

-Interprétation sismique des intrusions volcaniques :

D'après Chabou M. C et al, 2007 et Beicip-Franlab, 2013, il existe des structures subcirculaires, bien individualisées dans les formations de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien.

Elles s'atténuent dans les séries plus récentes. Ces figures sont peu nombreuses et se trouvent dans la partie Sud-Est du môle d'Ahara, dans les champs de Stah, de Mereksen et de Dimeta ; et au Nord-Ouest , cas du champ de Brides. Elles sont très probablement reliés à des mouvements tectoniques (Echikh K, 2016) (Figure I.8 et I.9).

Ces roches magmatiques se localisent essentiellement au Nord du bassin d'Illizi. L'étude a montré qu'elles sont de nature doléritique et sont fortement altérées. Elles s'inter-stratifient dans deux niveaux ordoviciens et dans le Silurien. La répartition géographique de ces dolérites proche du méridien 29°, coïncide avec la remontée du socle au niveau du môle d'Ahara et indique l'existence en profondeur d'un linéament d'orientation E-W. L'existence de roches magmatiques de même nature pétrographique (dolérites) dans les autres régions de la plate-forme saharienne localisées à la même latitude géographique semble indiquer aussi que ce linéament s'étendrait probablement sur l'ensemble de la plate-forme saharienne autour du méridien 29° Est. Il correspondrait aux grands linéaments du socle qui caractérisent la plaque africaine (Chabou M C et al, 2007).

Enfin, la répartition de ces roches par rapport aux roches mères siluriennes, aux réservoirs ordoviciens et leur relation avec les éléments structuraux pourraient avoir un impact significatif sur le système pétrolier de la région (Bentalaa K, 2005 in Chabou M. C. et al, 2007).

.....

* D'après les études sismiques réalisées par l'ENAGEO pour le compte de la Sonatrach (2002- 2003).

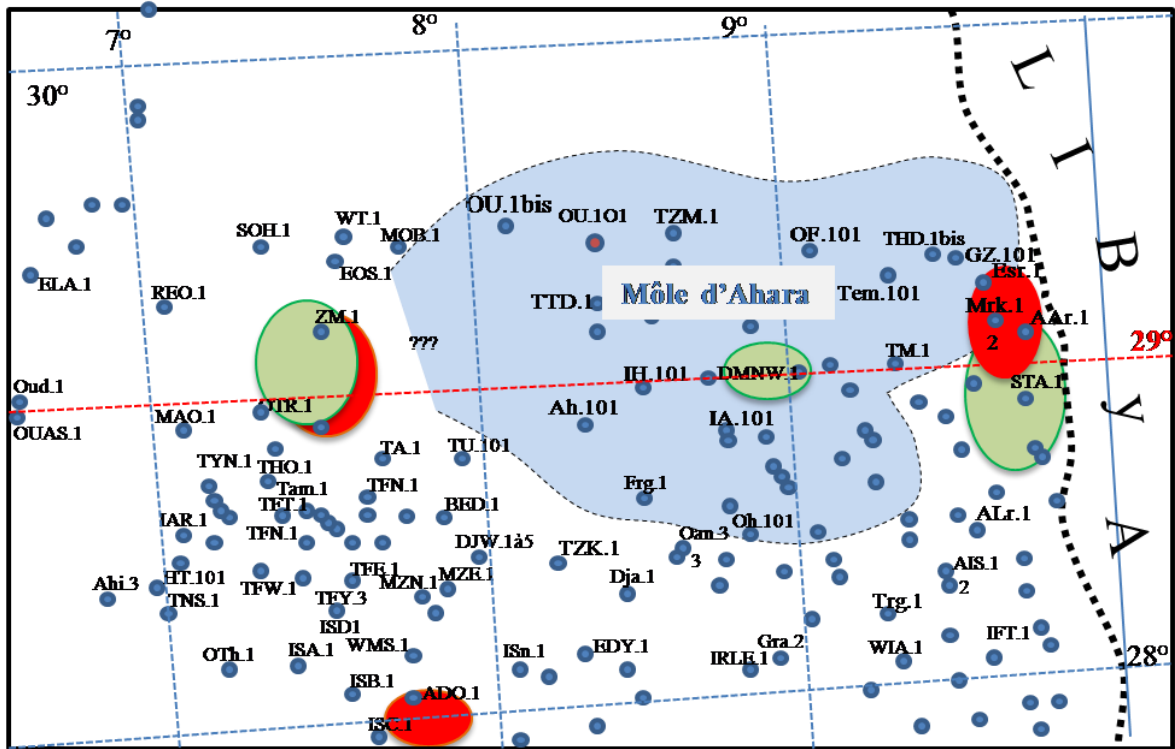


Fig. I.8: Les intrusions magmatiques dans l'Ordovicien et le Silurien inférieur de la partie Nord du Bassin d'Illizi (d'après les données de l'étude de Chabou M. C. et al, 2007).

● dans l'Ordovicien ● dans le Silurien

L'échelle du plan est approximative et la taille des instruisons est aléatoire

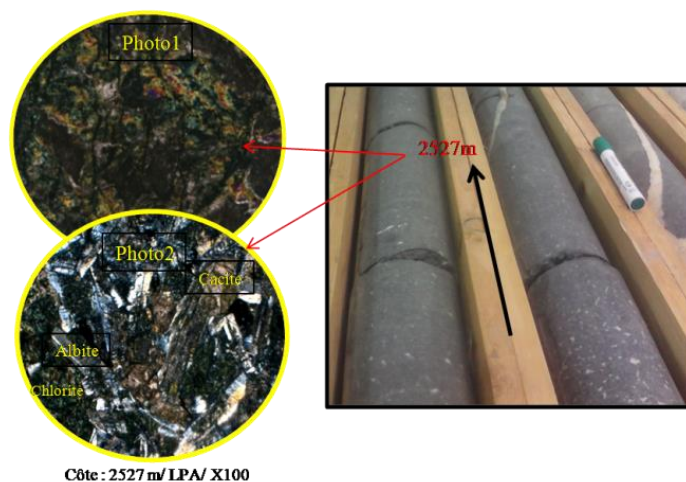


Fig. I.9 : Intrusion magmatique du type dolérite dans l'Ordovicien.

(Puits ODNW-1, bassin d'Illizi) :

Le trait caractéristique de toutes ces roches est la forte altération et aucune roche n'a conservé ses minéraux primaires). Les plagioclases sont entièrement albitisés. Les minéraux ferromagnésiens ont totalement disparus et remplacés par la chlorite et les carbonates (dolomite et calcite) (Chabou M. C. et al. 2007).

I-6. Stratigraphie de la région :

La plupart des dépôts de la série stratigraphique sont bien représentés à l'exception de certains qui sont tronqués par érosion. L'épaisseur de la série sur le môle varie entre 2000m (puits ET-101) et 2300m (puits TTD-1).

Cette synthèse a été effectuée à la base des travaux de [Beuf S et al \(1971\)](#), [Fabre J \(1976\)](#), [Beicip \(1975, 1977\)](#), [Legrand P \(1974, 1981, 1985\)](#), [Chaouche \(1992\)](#), [Oulebsir et Paris \(1995\)](#) et [Paris et al \(2000\)](#), [Hanniche M \(2002\)](#) et d'autres ([Figure I.10](#)).

I-6. 1. Le Paléozoïque :

- Le Cambrien : (Unité II)

Le Cambrien dans le bassin de Berkine est représenté par la Formation de « Grés de Hassi Messouad ». Il est formé de grés, de quartzites et des passées conglomératiques, d'âge probablement « Cambrien moyen et supérieur ». Il est subdivisé en 4 unités Ri, Ra, R2 et R3 (d'après [C.E.P, 1968](#) ; [Zazoun S R et Mahdjoub Y, 2011](#)). La définition de cet ensemble à la périphérie du môle d'Ahara reste confuse en raison de sa grande profondeur (plus de 5500 m).

Dans le bassin d'Illizi, le Cambrien est représenté par la formation de Hassi Leïla ([CEP, 1968](#)) appelée Unité II. L'unité I ferait défaut dans le bassin d'Illizi. Il ne s'observe que localement aux affleurements de Tassili N'Ajjers (Conglomérat d'El Moungar). Par conséquent, l'unité II se trouve sur la discordance infra-tassilienne et n'a pas été subdivisée paléontologiquement ([Sonatrach-Robertson, 2002](#)). Elle est formée essentiellement de grés moyens à fins **azoïques** ([Boudjemaa S, 1987](#)) à nombreuses stratifications obliques et entrecroisées, surmontés par des grés fins, très argileux et légèrement bioturbés. Cette sédimentation suggère un milieu de dépôt fluviatile qui devenant plus marin vers la fin. Il est à noter que l'unité maintient la même nature à la direction du môle d'Ahara.

Cette unité varie en épaisseur, elle est importante dans les dépocentres tels que Tin Fouyé Sud et Hassi Mazoula (à l'angle Nord-ouest du bassin). Cependant, elle est fortement condensée, érodée ou totalement absente sur les zones hautes ([Sonatrach-Robertson, 2002](#)). Sur le môle d'Ahara, l'épaisseur de l'unité II est évaluée de 145m à l'OU-101, et mesurée de 4 et 8 m sur l'axe SED-1 et ET-101 où elle se biseaute progressivement à la direction Sud-est.

-L'Ordovicien :

L'Ordovicien, de la province orientale, se compose de quatre unités principales (d'après le système de désignation [C.R . E. P.S, 1963](#)) : ([Tableau I.1](#))

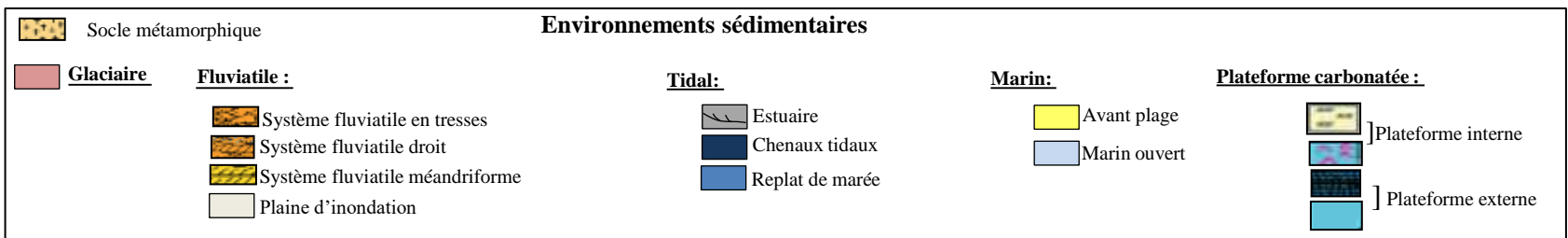
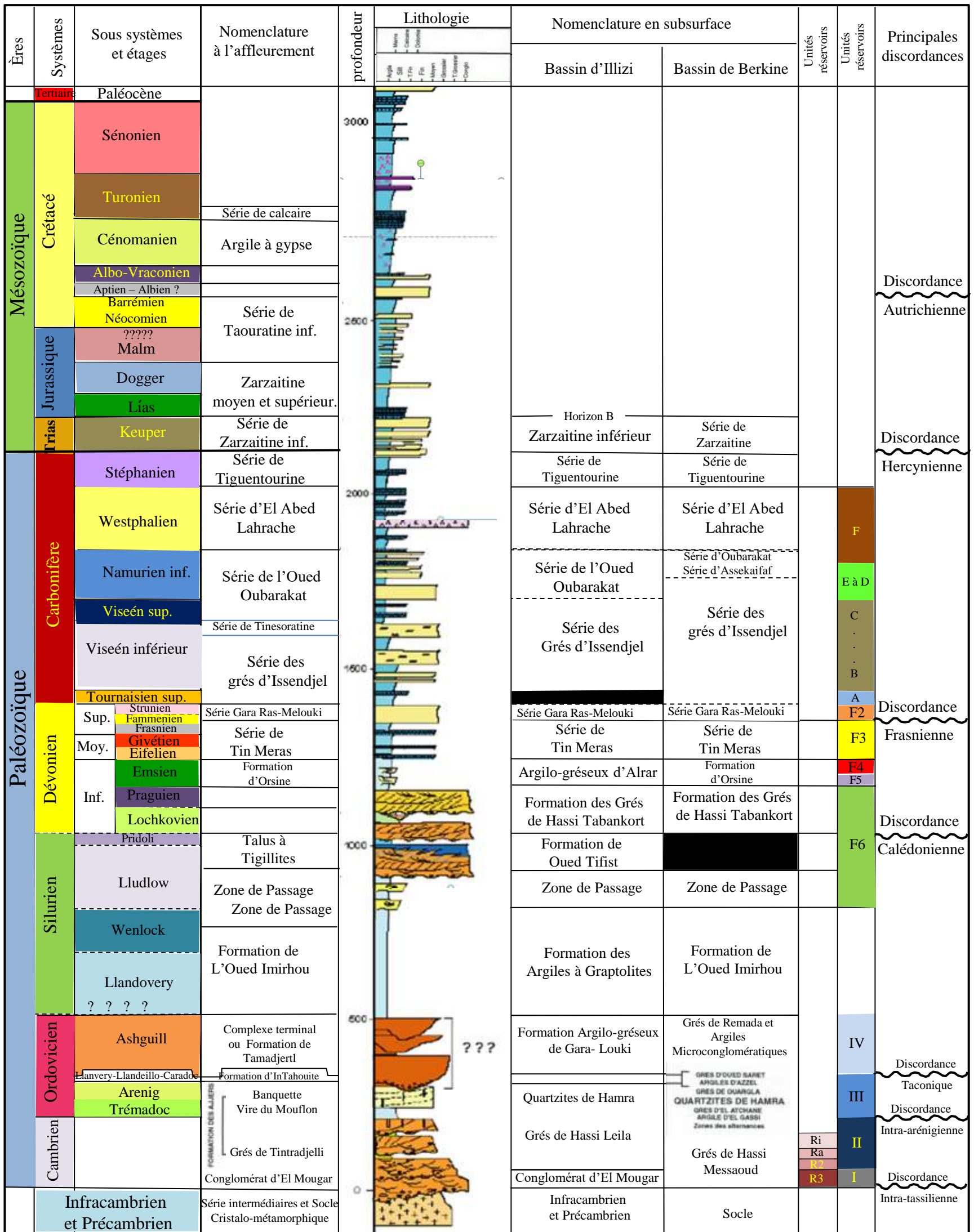


Fig. I. 10: Colonne stratigraphique type de la province orientale (Hanniche. M 2002, légèrement modifiée).

Unité III-1 : est l'équivalent de la formation de « Grés de la Vire du Mouflon » sur les burdures méridionales du bassin d'Illizi (Hanniche. M, 2002) . Elle passe latéralement au complexe argilo-gréseux à tigillites de Tiguentourine puis à la formation d'In Kraf sur l'étendu du bassin d'Illizi et sur le plateau de Tinrhert (Aliev. M et al, 1971; Hanniche. M, 2002). Son épaisseur moyenne est d'environ 40 mètres.

La nomenclature adaptée dans la province orientale est la suivante: (Bennacef. A et al, 1971 ; Beuf. S et al,1971)

- la Zone d'Alternance à la base,
- les Argiles d'El Gassi dans sa partie médiane,
- et les Grés de El Atchane au sommet.

Unité III-2 : équivalent des «Grés de la Banquette » en affleurement (A. Bennacef et al, 1971 ; Beuf. S et al,1971 ; Sabaou N, 2009 ; R.S. Zazoun et Y. Mahdjoub; 2011) (Voir le tableau chapitre 3). Elle mesure environ 50 m d'épaisseur et se compose de grés quartzitiques grossiers à fins et possède de nombreux joints stylolitiques, les tigillites y sont fréquents (Hanniche M, 2002).

Sur le plateau de Tinrhert, la partie médiane de cette unité correspond à la formation du « Grés Quartzitiques à tigillites » (d'après C.R.E.P.S, 1963) » et à la formation de « Quartzite de Hamra (d'après C.E.P, 1968) » dans le bassin de Berkine.

Unité III-3 : ou la formation « d'In Tahouite » en affleurement (Boudjema A, 1987). Elle se compose de grés micacé fins, à ciment argileux ou siliceux, à stratifications horizontales et à tigillites alternant avec de rares passées d'argilites. Au dessus, il y a des grés hétérométriques, grossiers à fins, à tigillites et à stratifications obliques. Le facies est enrichi d'argiles vers le sommet (Hanniche M, 2002). L'épaisseur varie de 4 à 200m

La même nature rocheuse se retrouve dans le bassin d'Illizi et sur le plateau de Tinrhert et nommée cette fois « la Formation de d'Edjeleh » (C.E.P , 1968). Dans le bassin de Berkine, l'Unité III-3 correspond à « la Formation de Hassi Touareg »)et est divisée en 3 membres (Hanniche M , 2002; Zazoun R S t Mahdjoub. Y, 2011) :

- Grés d'Oued Saret
- Argiles d'Azzel
- Grés d'Ouargla.

L'abondance des Acritarches et des Chitinozoaires, dans les sondages : ZM-1, GER-1, Djw-1 et Frg-1, témoigne l'existence de conditions paléogéographiques du plateau continental. La présence des graptolites dans certains horizons indique des conditions

plus profondes ([Rapport de DTD/ Sonatrach, 1987](#) réalisé par [A. Ragozina](#)). Ces dépôts de toit de l'Unité III enregistre une période de transgression pendant le Trémadocien au Llanvirnien ([Bennacef et al, 1971 in English. K, 2016](#), [Beuf et al, 1971](#), [Eshard et al, 2005](#)).

En affleurement (à <u>Tassilis-N-Ajjers</u>)		En subsurface (à Illizi)	Les séquences (Super-cycles)
La Formation de Tamadjert		(Unité IV)	séquence 2 (dépôts syn-glaciaires)
La Formation d'In Tahouite		(Unité III-3) : Les Grès d'Ouargla + Argiles d'Azzel + Grès d'Oued Saret	Séquence 1 (dépôts préglaciaires)
- La Formation d'Ajjers : Il est divisé de bas en haut :	-Les Grès/Conglomérats d'El Moungar (Unité I) - Les Grès de Tin Taradjelli (Unité II) -La Vire du Mouflon (Unité III-1) -La Banquette (Unité III-2).	-(Unité II) : R3+R2+Ra +Ri - (Unité III-1) : La Zone des Alternances + Les Argiles d'El Gassi + les Grès d'El Atchane -(Unité III-2) : Les Quartzites de Hamra.	

Tab I.1: Subdivision des formations cambro-Ordoviciennes (d'après [A. Bennacef et al, 1971](#) ; [Beuf. S et al, 1971](#) ; [Sabaou N, 2009](#) ; [Zazoun R. S. et Mahdjoub. Y, 2011](#)).

Unité IV : appelée « la formation de Tamadjert ([Boudjema A, 1987](#)) » ou « le complexe terminal » en bordure sud du bassin d'Illizi, ou bien « la Formation Argilo-gréseuse de Gara-Louki » dans le Tinrhert (de 2 à 372m d'épaisseur). Elle est d'âge Ashgillien à Llandoveryen inférieur ([English. K, 2016](#)). Elle correspond à des diamectites, des grés et des argilites d'origine glacio-génétique ([Hambrey, 1985](#); [Stampfli et Borel, 2002 in Lang. J et al, 2002](#)); cette formation repose en discordance, appelée localement « Taconique » ([English K, 2016](#)) sur la formations de 'In Tahouite (III-3) ou sur la formation des Ajjers (II+III-1+III-2) ou sur le socle ([Boudjema A, 1987](#)) ([Tableau I.1](#)). Du point du vue stratigraphique, l'unité IV est diachrone dans la région d'étude et a été datée aussi bien Liandoverien qu'Achgillien ([Figure I.11](#)).

Souvent cette unité est subdivisée en 4 sous unités([Sonatrach-Robertson, 2000 in Saifi. S, 2015](#)), à savoir : .

- Sous unité VI-1, nommée aussi « Grés de Taredert » ou la « Base de l'unité IV », généralement constituée de dépôts gréseux.

- Sous unité VI-2, nommée les « Argiles micro-conglomératiques » ou la « Série Tuffoïde », d'une épaisseur moyenne environ de 55m. Elle est dominée par des dépôts argileux surmontés d'horizons de grès propres et très fins.

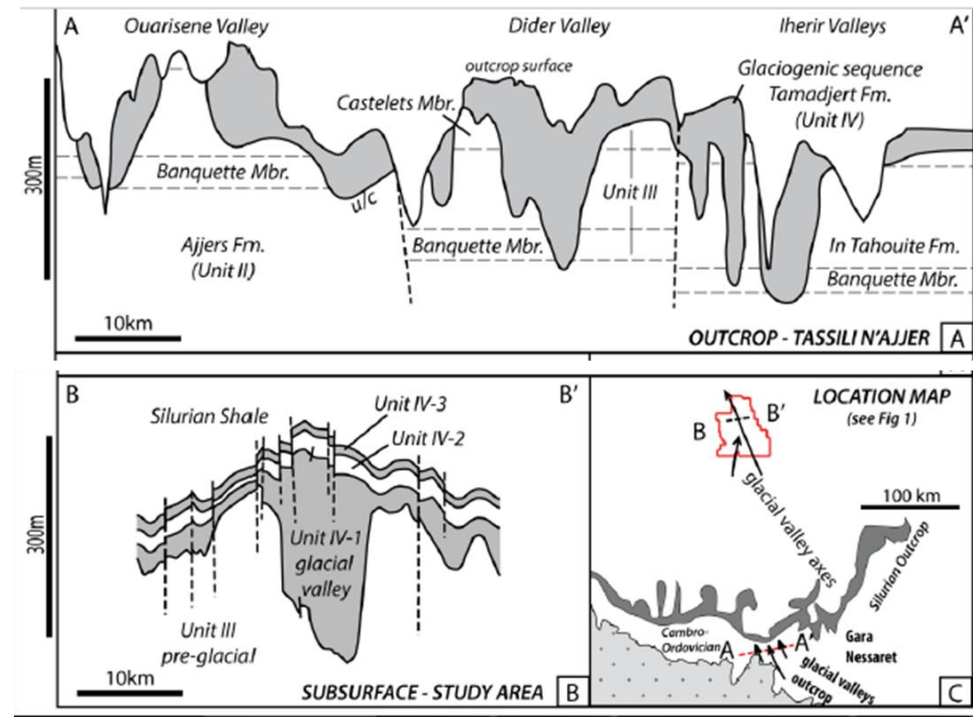


Fig. I.11: Des coupes géologiques simplifiées montrant la répartition spatiale de l'Unité IV (English. K, 2016):

(a) la coupe (A-A') montrant les vallées glaciaires en affleurement dans le Tassili N'Ajjer (Deschamps et al., 2013, modifiée). Les vallées glaciaires orientées NNW peuvent atteindre plus de 400 m de profondeur avec des largeurs allant de 2 à 10 km (Beuf et al., 1971; Galeazzi et al., 2010).

(b) la coupe (B-B') de la région de TFT montrant une grande vallée glaciaire incisée et la subdivision de l'Unité IV en profondeur.

(c) Carte montrant l'emplacement des lignes de coupe.

La chute du niveau de la mer et l'affouillement glaciaire ont été associés à la glaciation ashgillienne de courte durée (Brenchley et al., 1994; Armstrong et Coe, 1997; Sutcliffe et al., 2000; Moreau et al., 2005; Le Heron et Craig, 2008 in English K, 2016), lorsque l'Afrique du Nord était située près du pôle Sud (Hambrey, 1985; Stampfli et Borel, 2002 in Lang J et al, 2002 ; Sougy et Lécorché, 1963 ; Debyser et al., 1965 ; Beuf et al., 1971 ; Trompette, 1973 ; Deynoux, 1980 ; Destombes, 1981 in Legrand. P, 2002). Cependant, les dépôts syn-glacières de l'unité stratigraphique IV inférieure correspondent à l'unité IV-1 qui comprend des dépôts

de haute énergie proximaux et l'unité IV-2 qui comprend des turbidites distales à faible énergie et des dépôts hémi-pélagiques (English. K, 2016).

La disparition de débris de glace au sein de l'unité IV-2 (?) représente la fin des conditions glacio-marines (English. K, 2016).

- Sous unité VI-3, Appelée la « Dalle de M'Kratta » (Galeazzi S et al., 2010), ou la « Dalle Terminale » ou bien les « Grès de Ramade » (Aliev et al., 1971, Beuf et al., 1971; P. Legrand, 2002). Ce sont des dépôts post-glaciaire (Galeazzi et al., 2010 ; Lang et al., 2012 ; English. K, 2016). Il s'agit d'un horizon de grès propres moyens à fins, parfois grossiers et localement quartzitiques. Ces grès à grains moyennement à bien triés, contiennent des ooïdes et des skolithos indiquant une influence marine (Hirst et al., 2002 in English. K, 2016). Cette sous-Unité est un objectif pétrolier important dans la région, son extension est régionale et peut être corrélable malgré sa maigre épaisseur qui ne dépasse pas 20 mètres.
- Sous unité VI-4, est le sommet de l'Unité IV. Elle est appelée la « Série Argileuse » ou les « Grès de Mazoula » (Aliev et al., 1971). Elle est peu épaisse et n'est pas toujours présente dans la série. Son extension n'est pas uniforme dans le bassin, ce qui peut être lié au remaniement qu'elle a subi pendant le rebond isostatique (Saifi. S, 2015). La sous- Unité IV-4 est surmontée par les argiles radioactives du Silurien.

Néanmoins une cinquième sous unité dénommée IV-0 a été récemment définie à la limite Unité III-3 / Unité IV à l'aide de la biostratigraphie (Sonatrach- Robertson, 2002 ; McDougall et al 2003 in Saifi. S, 2015) ; bien que sa définition sédimentologique ou structurale n'est pas largement pratiquée.

-Le Silurien :

Le Silurien est divisé en deux parties :

- A. Le Silurien argileux** est principalement composé d'argiles à Graptolites qui définissent « la Formation de l'Oued Imirhou » (Llandoveryen et Wenlockien) est l'équivalent de la Formation de Tannezuft en Lybie (Moreau, 2011; Ghienne J F et al, 2012). Cette Formation a été déposée lors de l'élévation eustatique du niveau de la mer associée à une période de déglaciation (Lüning et al., 2000; Legrand, 2003; Galeazzi et al., 2010 ; Grabowski, 2005; Le Heron et Craig, 2008; Moreau, 2011 in English. K, 2016). L'épaisseur des argiles varie de l'Ouest (200m à TTD-1) à l'Est (300m à OU-101). C'est un ensemble homogène d'argilites feuilletées, micacées, de couleur grise et noire, intercalées de bancs de grés silteux . Ce sont des sédiments déposés dans un milieu marin ouvert.

B. Le Silurien argilo-gréseux (Ludlowien-Pridolien*) est divisé en trois ensembles, de bas en haut, ce sont :

1-La Zone de Passage ou « La Formation de Mederba » marque le retour à une sédimentation gréseuse. Elle correspond aux deux unités **M1** et **M2** corrélables à l'échelle du bassin avec toutefois des variations de faciès vers le Nord ([Jardiné S et Yapaudjan L, 1968](#)). Ces unités correspondent généralement à des dépôts d'avant plage dominés par les courants de tempêtes et/ou des courants de marées parfois tronqués au sommet par des chenaux fluviatiles.

2-La Barre Inférieure ou « l'Unité A » épaisse de 15 à 50 mètres. Ce sont des dépôts des systèmes fluviatiles en tresses passant verticalement à des systèmes droits et estuariens influencés par les courants de marées.

3-Le Talus à Tigillites ou « les Unités B (B1, B2 et B3) » a une épaisseur de 50 mètres en moyenne, avec seulement quelques mètres aux alentours du môle de Tihemboka. Ce membre est composé de grés fins hétérolitiques et de silts argileux déposés dans un environnement marin dominé par les marées.

-Le Dévonien :

Le Dévonien est entièrement représenté dans la dépression de Berkine (le cas du forage Haïd : Had-1 qui atteint le Dévonien inférieur) ([Boudjema A, 1987](#)). Il présente toutes ses séries : inférieure, moyenne et supérieure. Notons que le terme « Grés supérieurs » correspond à la puissante assise gréseuse comprise entre le Silurien et les premiers niveaux datés du Dévonien inférieur ([Freulon J. M, 1964](#)). On peut synthétiser la succession lithostratigraphique du Dévonien de la région d'étude comme suit :

A. Le Dévonien inférieur : Il referme le Gédinnien,- Siegénien et l'Emsien

- **Le Gédinnien (Lochkovien)** est une zone de passage entre le Silurien et le Dévonien. Il est gréseux dans la dépression de Berkine et absent sur le môle d'Ahara et à la limite septentrionale du bassin Illizi.
- **Le Siegénien (Praguien)** correspond à **la Formation de Hassi Tabankort** ou « **les Unités C** » il est constituée de grés, de silts et d'argiles dans le bassin d'Illizi, et repose reposé en discordance sur le Silurien. Il se subdivise en unités C1, C2 et C3. Dans la dépression de Berkine, il correspond à « **la Formation de Grés de Tadrart** » ; Elle est constituée essentiellement de grés : dans la partie inférieure prédominant des grés grossier et des micro-conglomérats, tandis que dans la partie supérieur se développent des grés fins reposant parfois en concordance sur le Gédinnien.

Les unités M, A et B constituent la série inférieure du réservoir F6, et les Unités C constituent la série supérieure du même réservoir. Les deux séries sont séparées par la discordance calédonienne

- **L'Emsien**, dans le bassin d'Illizi, il est surtout gréseux avec des intercalations d'argiles formant « **la Formation Argilo-gréseuse d'Alrar** ». Dans la dépression de Berkine, l'Emsien est essentiellement argileux et correspond à « **La Formation d'Orsine** ». Cette dernière constitue une série argilo-gréseuse à Brachiopodes et marque le début de la transgression qui se poursuivra pendant le Dévonien moyen. En sub-surface, l'Emsien du bassin d'Illizi correspond aux réservoirs F5 et F4 séparés par des membres d'argiles. Le F5 au Nord, est soit absent par le non dépôt, soit il devient très argileux et se confond avec les argiles sous le F4.

Le réservoir F4 comprend deux parties ; l'inférieure, plus complète vers l'Est, est constituée par une alternance d'argiles de micro-conglomérats de grés quartzeux ainsi des passées lenticulaires d'oolithes ferrugineuses. La partie supérieure est une alternance de grés, de silts et d'argiles.

Notons que les dépôts gédinniens, siegëniens et emsiens sont tous absents sur le môle d'Ahara mais présents sur les périphéries.

B- Le Dévonien moyen : Il comprend l'Eifelien et le Givétien.

Les limites supérieure et inférieure, du Dévonien moyen, ne sont pas toujours identifiables.

Elles sont placées conventionnellement entre la surface de **discordance post-emsienne** (Abdesselem-Rouighi F, 1986) et la surface de discordance frasnienne (Chaknovski I, 1992 in Rapport interne Sonatrach, 1993).

Dans la partie nord du bassin d'Illizi, le Dévonien moyen est caractérisé par un ensemble indifférencié d'argiles avec des passées de grés fins et de calcaires (jusqu'à 300m d'épaisseur). Dans la région d'Alrar apparaît un horizon de grés d'une extension limitée et distingué sous le nom de réservoir F3 et daté Eifelien. Cet horizon est séparé de celui de F4 sous-jacent par un membre d'argiles de 20 m d'épaisseur en moyen.

Dans le bassin de Berkine, le Dévonien moyen est bien différencié, Le Givétien est généralement argileux ; ce sont des argiles fossilifères avec des passées de calcaires argileux (jusqu'à 230m d'épaisseur). L'Eifelien est surtout gréseux (90m d'épaisseur).

C- Le Dévonien Supérieur : nous distinguons le Frasnien et le Famennien (inclus le Strunien ?).

Le Frasnien est essentiellement argileux avec une radioactivité très prononcée et bien visible sur les enregistrements GR. Ces argiles radioactives sont considérées comme étant un très bon repère à l'échelle de la province orientale.

Ces argiles radioactives sont surmontées par les dépôts du Famennien qui se termine par les dépôts struniens (?).

Dans le bassin d'Illizi, le Famennien est représenté, en grande partie, par des argiles noires, parfois pyriteuses, à rares passées de grés, de calcaires cristallins argileux ou gréseux. Il se termine par des grés à alternance d'argiles, avec présence de niveaux d'oolithes ferrugineuses ; ces derniers correspondent à la formation d'Illérène où se localise le réservoir F2.

Dans la dépression de Berkine, le Famennien est plus argileux. Il débute par des argiles, puis des marnes, des calcaires et des dolomies, il se termine par des grés d'âge Strunien (Famennien supérieur). L'épaisseur peut atteindre 590m,

-Note :

Nous observons une variation de facies entre le bassin d'Illizi et la dépression de Berkine pour les dépôts du Dévonien :

A Illizi, le facies paraît essentiellement argilo-gréseux sur tout le Dévonien. Par contre la région de Berkine a montré une dominance de fraction fine. Ce changement ne peut être expliqué que par le type de l'environnement, qui paraît plus distal à Berkine qu'à Illizi où les influences continentales et fluviatiles sont dominantes (Dj. Bekkouche, 1992).

De plus, les épaisseurs sont plus importantes dans le bassin de Berkine par rapport au bassin d'Illizi. Cela est une conséquence directe de la subsidence qu'est plus active à Berkine (A. Asses, 1987; R. Eschard, and al 2000 ; R. Eschard et al ,2002).

-Le Carbonifère :

Le Carbonifère affleure dans la partie orientale du bassin d'Illizi où il est décrit par plusieurs auteurs. La coupe type de Attar A et al 1980 in Boudjema A, 1987) est la suivante, de bas en haut :

La série d'Issendjel : (Tournaisien supérieur à Viséen inférieur) d'une épaisseur de 200 mètres en moyenne, elle correspond à une alternance argilo-carbonatée passant vers le haut à des calcaires gréseux.

La série d'Assekaifaf (Viséen supérieur) a une épaisseur de 30 mètres en moyenne. Elle est caractérisée par un faciès particulier dit « Grès à champignons » dans lequel les champignons » correspondent à des concrétions carbonatées.

La série d'Oubarakat (de Viséen supérieur à Namurien inférieur) son épaisseur est de 200 mètres en moyenne. Elle est constituée d'une alternance argilo gréseuse intercalée par des niveaux de « grès à champignons ». Le sommet de la série correspond à des calcaires de couleur bleuâtre ; désignés dans le bassin d'Ilizi sous l'appellation « Calcaires de l'Issaouane » (Hanniche M, 2002).

La série d'El Adeb Larache (Westphalien) a une épaisseur de 160 mètres. Elle correspond à des termes marno-dolomitiques intercalés des niveaux conglomératiques et gréseux. La série se clôture par un banc de gypse massif puissant d'une vingtaine de mètres ; lui-même coiffé par des bancs de calcaires dolomitiques et oolitiques.

La série de Tigentourine (Stéphanien) a une épaisseur de 100 mètres. C'est une série argileuse qui renferme un banc repère gypseux. Elle passe latéralement à des sédiments carbonatés.

Les données de subsurface, de la partie Est du môle d'Ahara, montrent que la formation Tigentourine puis la formation d'El Abed Larache sont érodées sous la discordance hercynienne. En allant vers l'Ouest, le Carbonifère et le Dévonien disparaissent totalement et le Trias repose directement sur le Silurien argilo-gréseux (Figure I.3).

I-6. 2. Le Mésozoïque :

Au Nord du Hoggar, les terrains de cet âge affleurent largement. Ils forment entre autres les vastes plateaux du Tinrher et du Tademaït (Fabre J, 2010). Il repose en discordance sur le Paléozoïque (Busson, G, 1971 in Fabre J, 2010). En subsurface et de bas en haut on distingue :

-Le Trias : il est subdivisé en 4 membres lithologiques :

- Trias argilo-gréseux inférieur (TAGI) : des dépôts conglomératiques rouge à bruns, de grés et des argiles.
- Trias argilo-carbonaté (TAC) : bien que son nom fait allusion aux carbonates mais se constitue essentiellement par des argiles rouges, parfois grisâtre et siliceuses.
- Trias argilo-gréseux supérieur (TAGS) : ce sont des argiles rouges à gris-vert, tendres à indurées et siliceuses.
- Trias S4 : ce sont des sels et des argiles grises, siliceuses et tendres à indurées.

-**Le Jurassique** est formé par un ensemble grés-argileux

-**Le Crétacé** est constitué par des dépôts contenant des argiles, des marnes et des calcaires.

I-6. 3. Le Cénozoïque

-**Le Mio-Pliocène** constitue par des sables rouges à blancs, des grés à grains fins, beiges, à ciment carbonaté et des argiles rouges sableuses.

-**Le Quaternaire** est représenté par des sables dunaires.

I-7. Les attributions stratigraphiques :

Il a été constaté que les données bio-stratigraphiques recueillies lors de la recherche bibliographique étaient relativement faibles, en particulier dans la partie nord de la zone d'étude. Elles sont principalement concentrées sur les passages: Siluro-Dévonien et Dévonien-Carbonifère.

I-7.1. Le Cambro- Ordovicien

La cartographie géologique de la région et les travaux des géologues pétroliers en subsurface, ainsi que la découverte de nouvelles faunes (Legrand P , 1974; 1985) ont permis de subdiviser le Cambro-ordovicien en trois unités litho-stratigraphiques (Unité II à Unité IV), comprenant un certain nombre de formations et de membres (Bennacef et al. 1971; Beuf et al. 1971). L'ensemble est installé sur la **discordance de base « panafricaine »** ou la surface infra-tassilienne (discordance socle / couverture) (Boote et al, 1998 in Davidson L et al, 2000; Zazoun R S et Mahdjoub Y., 2011; Ghienne J.F. et al, 2012); cette discordance est prouvée par l'absence régionale de l'unité I cambrienne.

L'obstacle le plus important à l'élaboration de la bio-stratigraphie du Sahara algérien est la rareté des faunes. Les premières faunes certaines apparaissent en forage au Cambrien supérieur (P. Legrand, 2002). Dans le bassin d'Illizi, la Formation d'Ajjers et/ou la formation équivalente (les unités II, III-1 et III-2) est datée comme suit : Cambrien supérieur

(?) à Ordovicien (Trémadocien à Caradocien) (Vecoli et al, 1995; Vecoli et Playford, 1997; Vecoli et al, 1999 ; Vecoli, 2000 ; in Fabre J, 2005 ; Zazoun R.S. et Mahdjoub Y, 2011).

Tant que l'unité II est azoïque (Boudjemaa A, 1987 ; Sonatrach-Robertson, 2002) dans cette région, elle sera datée, en fonction de sa position relative par rapport aux schistes trémadociens (Oulebsir et Paris, 1995 ; Paris et al. 2000) et corrélativement au Cambrien supérieur des puits du bassin d'Oued Mya qui sont finement datés par des Acritarches (Combaz, 1967). Dans le bassin d'Illizi et d'après English. K (2016) l'unité II en

sub-surface a un âge « Cambrien supérieur- Ordovicien inférieur », la méthode de datation n'est pas précisée.

L'époque ordovicienne précoce a été caractérisée par une instabilité tectonique (A. Attar, 1987) elle est prouvée par l'absence de tout le Cambrien sur les principaux soulèvements des paléomôles d'Ahara et de Tihemboka (K. Echikh, 2016).

D'après P. Legrand (2002), la limite Cambrien-Ordovicien n'a été définie que très récemment (par IUGS en 2000); la base du système Ordovicien ainsi que celle de son étage le plus inférieur (Trémadocien) sont placées dans quelques régions du monde grâce à l'apparition du conodonte « *lapetognathus fuctivagus* » (Nicoll et al., 1999 in P. Legrand 2002), au-dessous de l'apparition des premiers graptolites planctoniques. Malheureusement, nous n'avons pas de données sur le Sahara algérien.

Ordovicien inférieur : (d'âge Trémadocien- Arénigien-Llanvirnien-Llandeilien*) divisée en :

- Sous unité III-3 est attribuée au Cradocien inférieur et supérieur Llandeilo et Llanvien, cette unité a été identifiée au dessous de la base de l'unité IV, montrant ainsi l'extension variable de la stratigraphie au niveau de cette horizon.
- Sous unité III-2 montre un diachronisme au sein de l'âge Arénigien.
- Sous unité III-1 montre aussi un diachronisme avec l'âge Dolgellian (Cambrien supérieur) dans le Nord et l'âge Trémadocien dans le Sud.

Les dépôts du toit de l'unité III sont marins et correspondent à **transgression ordovicienne : du Trémadocien au Llanvirnien** (Bennacef et al, 1971; Beuf et al, 1971; Eshard et al, 2005).

L'Ordovicien supérieur : (Caradocien- Ashgillien) (Rapport inédit ; 1998/ DTD-Sonatrach)

Les dépôts ashgilliens sont un exemple célèbre d'un système glaciaire à marin qui a été décrit dans toute la marge nord du Gondwana (Lang J et al, 2002; English K, 2016)

- Les sous unités IV-4, et IV-3 et IV-2 sont attribuées à l' Hirnantian (Ashgillien moyen et supérieur*).
- les sous unités IV-1 et IV-0 sont d'âge Pusgillien (Achgillien moyen et inférieur) (Rapport inédite ; 1998/ DTD-Sonatrach)

- La discordance Intra-arénigienne :

A l'échelle régionale, la **discordance intra-arénigienne** est mentionnée par Beuf et al, (1968-1971) dans le Tassilli-N-Ajjers, par (Fabre 2005, pp 169) en Afrique du Nord,

par [Eschard et al. \(2006 et 2010\)](#) dans le bassin de Berkine et par [Kracha N, \(2011\)](#) dans le bassin de l'Ahnet. C'est une discordance de faible amplitude, mais dont l'extension intéressera tout le Maghreb depuis l'Anti-Atlas occidental jusqu'en Lybie (Fabre, 2005).

Ainsi, les « Argiles de Tiferouine (équivalant des argiles d'Azzel ??) » transgressent progressivement sur la série de Bled El Mass (d'âge Arénig). Elle sont limitées à la base par une discordance angulaire conglomératique qui pourrait bien correspondre à la discordance Intra-Arénig, mise en évidence dans de nombreuses régions sahariennes ([Beuf et al., 1968; 1971; Eschard et al., 2006 in N. Kracha., 2011, pages 73-86-100](#)).

En subsurface, la limite inférieure de la formation d'In Tahouite (Sous-Unité III-3) est marquée par la présence assez fréquente d'une discordance de ravinement. Cette discordance intra-ordovicienne (de la période 30–45 Ma) ([Ghienne J.F. et al, 2012](#)) ou intra-arénigienne ([Attar A, 1980 ; Eschard et al, 2010](#)) marque une fluctuation eustatique ([Kazi-Tani N, 1986; Fabre J, 2005](#)). Cette fluctuation serait marquée par une brève régression ou un arrêt de la sédimentation qui peut interpréter l'absence de la sous-Unité III-1 sur le môle d'Ahara; ceci précédant la grande transgression Nord-gondwanienne de l'Arénig Supérieur ([Beuf et al, 1971 ; Eshard et al, 2005 ; Fabre J, 2005](#)). Le même scénario se produit à l'Est dans le bassin de Murzuq (en Lybie) ([J. F. Ghienne et al 2012](#)).

- La discordance taconique

La discordance ashgillienne ([Lang J et al, 2002](#)) appelée localement « la discordance taconienne » ([English. K, 2016](#)), est un terme souvent mentionné dans les anciennes littératures de l'industrie, malgré qu'on n'interprète presque aucune amélioration tectonique. Cependant, les « Grès d'Oued Saret » sont peu préservés dans le bassin de l'Ahnet, par exemple, sous les ravinements glaciaires de l'Unité IV ([Kracha K, 2011](#)), cette limite fortement érosive est nommée « discordance Taconique ».

Auparavant, [Echikh K \(1998\)](#) a inventé le terme « Taconique » pour définir une phase tectonique de l'Ordovicien au Silurien (?). Cela peut-il avoir une relation avec la découverte de couches volcaniques à Brides (flanc ouest de la région d'étude) et à Illizi (à Mereksen, à Stah et à Dimeta). Ces dernières sont probablement liées à une activité « tectonique » intra-ordovicienne ([Chabou M C. et al, 2007](#)).

Il est supposé aussi qu'un inlandsis s'est étendu sur la moitié septentrionale du Gondwana africain à la fin de l'Ordovicien ([Sougy et Lécorché, 1963; Debyser et al., 1965; Beuf et al., 1971; Trompette, 1973 ; Deynoux, 1980 ; Destombes, 1981 in Legrand P, 2003](#)); l'âge du début de l'épisode glaciaire est fini-ordovicien dans cette région, dont les premiers sédiments

(formation de Gara Louki) viennent au-dessus, en discordance sur le dernier membre de la Formation de d'Edjeleh (la sous-Unité III-3) (Kichou-Braïk F et al ,2006).

La glacio-tectonique sur le Tassili-N'Ajers est liée à l'événement tectonique de l'Ashgillien supérieur (étage Hirnantien). Probablement, la discordance tectonique est une combinaison de mouvements tectoniques traditionnels et de glacio-tectonique (Zazoun R. S. et Mahdjoub Y., 2011).

Néanmoins, après la chute eustatique du niveau marin et le début de la glaciation ashgillienne (Lang J et al, 2002), un affouillement glaciaire a été entamé; alors, la discordance tectonique témoigne de **cette période d'incision glaciaire**. Elle se manifeste soit par des petites traces sur des strates «pré-glaciaires» sous-jacentes soit par des vallées tunnels sous-glaciaires ou des vallées glaciaires. Ces derniers ont conduit à un dépôt restreint latéralement du syn-glacial « Formation inférieure de Tamadjert ou unité IV », des dépôts ultérieurs ont pu recouvrir les remplissages de vallée et les interfluves (Hambrey, 1985; Stampfli et Borel, 2002 in Lang.J et al, 2002).

En Libye, des creux profonds ont été formés près du môle de Gargaf *(Echikh, 1992) et ont été remplis pas des faciès périglaciaire (Unité IV d'Algérie). Celles-ci recouvrent en discordance les strates ordoviciennes plus anciennes. Une phase d'érosion est également notée dans le Sud de la Tunisie (Chandouli, 1992 in Echikh K, 2016).

Du point du vue géodynamique, jusqu'au Caradocien supérieur, on enregistre une période d'instabilité. Cela traduit, dans le bassin d'Ilizi et dans le Tassili N'Ajjer central par des conglomérats, des niveaux d'oolites ferrugineuses et des lacunes. L'émersion finale pourrait n'avoir abouti qu'à l'Ashgillien moyen qui reste inconnu sur toute la bordure africaine du Gondwana (Legrand, 2003).

L'étude des Chitinozoaires (Oulebsir et Paris, 1995) dans la région montre aussi des lacunes stratigraphiques, dont certaines sont de grande ampleur. La plus importante de ces lacunes est directement liée à la glaciation ashgillienne et/ou aux réajustements tectoniques du socle panafricain à l'Arénigien et au Llanvirnien (n'est y pas de l'Ashgillien).

Tous ces avis et analyses susmentionnés peuvent inévitablement indiquer une discordance à la base du l'Ordovicien supérieur.

.....

**Le môle de Gargaf orienté N75°E dans le nord-ouest de la Libye entre les bassins de Ghadames (nord) et de Murzuq (sud) (Chorowiczka and Benissa, 2016). Il représente une importante région pétrolière et gazière. La principale roche mère (80 à 90 %) est le schiste riche en matière organique du Silurien précoce « Tanzuft » (Boote et al., 1998, Echikh, 1998).*

I-7.2. Le Siluro- Dévonien :

La zonation mixte litho-stratigraphique et palynologique de [Jardiné et Yapaudjian, \(1968\)](#) ([Figure I. 12](#)) reste la base de la majorité des travaux portant sur le Siluro-Dévonien réalisés dans la région d'étude.

L'érosion calédonienne a enlevé une grande partie de l'âge Pridoli, qui équivaut à deux membres supérieurs de la Formation d'Acacus en Lybie ([Echikh, 1984; 1992](#)). Il ne reste que le membre inférieur de cette formation, qui est l'équivalent des unités A et B du réservoir F6 inférieur en Algérie ([Figure I. 13](#)). Cependant, cet âge est plus complet à l'Ouest de la région d'étude, cas du puits EOS-1 (d'après l'examen palynologique réalisé par l'IFP en 1999) (in [Beicip-Franlab- Sonatrach, 2013](#)).

En plus, les analyses palynologiques réalisées par [Beicip-Franlab- Sonatrach \(2013\)](#) confirment qu'il y a un **hiatus sédimentaire important du Silurien supérieur (Pridoli moyen à supérieur) jusqu' au Givétien sur le môle d'Ahara** (cas des puits AH-101 et IA-101) ([Figure I.14](#)).

Avec une carence de données, la série dévonienne déposée dans la partie sud du bassin Berkine est définie par corrélation avec le puits RE-1 situé à 120 km plus au Nord. Il est apparu que l'unité C1 est d'âge Gédinnien (Zone à *breconensis*), l'unité C2 est d'âge Gédinnien-Siegénien, l'unité C3 est d'âge Siegénien-Emsien basal (Zone à *emsiensis*) et le réservoir F4 a été déposé à l'Emsien (Zone à *annulatus-sextantii*). L'attribution de l'Eifelien et du Givétien, rapportée au réservoir F3, reste par défaut en raison de données insuffisantes ([Beicip-Franlab- Sonatrach, 2013](#)). Il faut noter que, sur le flanc sud-est du môle d'Ahara, le réservoir F4 est d'âge Emsien- Givétien ([Rapport interne - DTD/ Sonatrach, 1994](#)).

Il est certainement observé qu'il y a une lacune du Lochkovien (Gédinnien?) ([Boumendjel, 1987](#)) sur le flanc sud du môle, et une autre à l'Eifelien ([Abdesselem-Rouighi, 1986 et Boumendjel et al, 1988 in DTD/ Sonatrach, 1994](#)). Les mêmes études ont démontré que le réservoir F2 est d'âge Famennien.

La recherche bibliographique peut être plus précisément ci-dessous :

- **La limite Silurien-Dévonien** ou la « **Discordance calédonienne** », partage le réservoir F6 en deux séries : inférieure et supérieure. L'événement tectonique calédonien, initié pendant le Pridoli-Gédinnien, est le résultat de la collision entre l'Afrique et Amérique. Cela a provoqué une élévation et une érosion sur le long des flancs sud-ouest et sud du bassin de Ghadamès (en Lybie) et de la structure du môle d'Ahara (en Algérie). La [figure I.13](#) illustre bien la

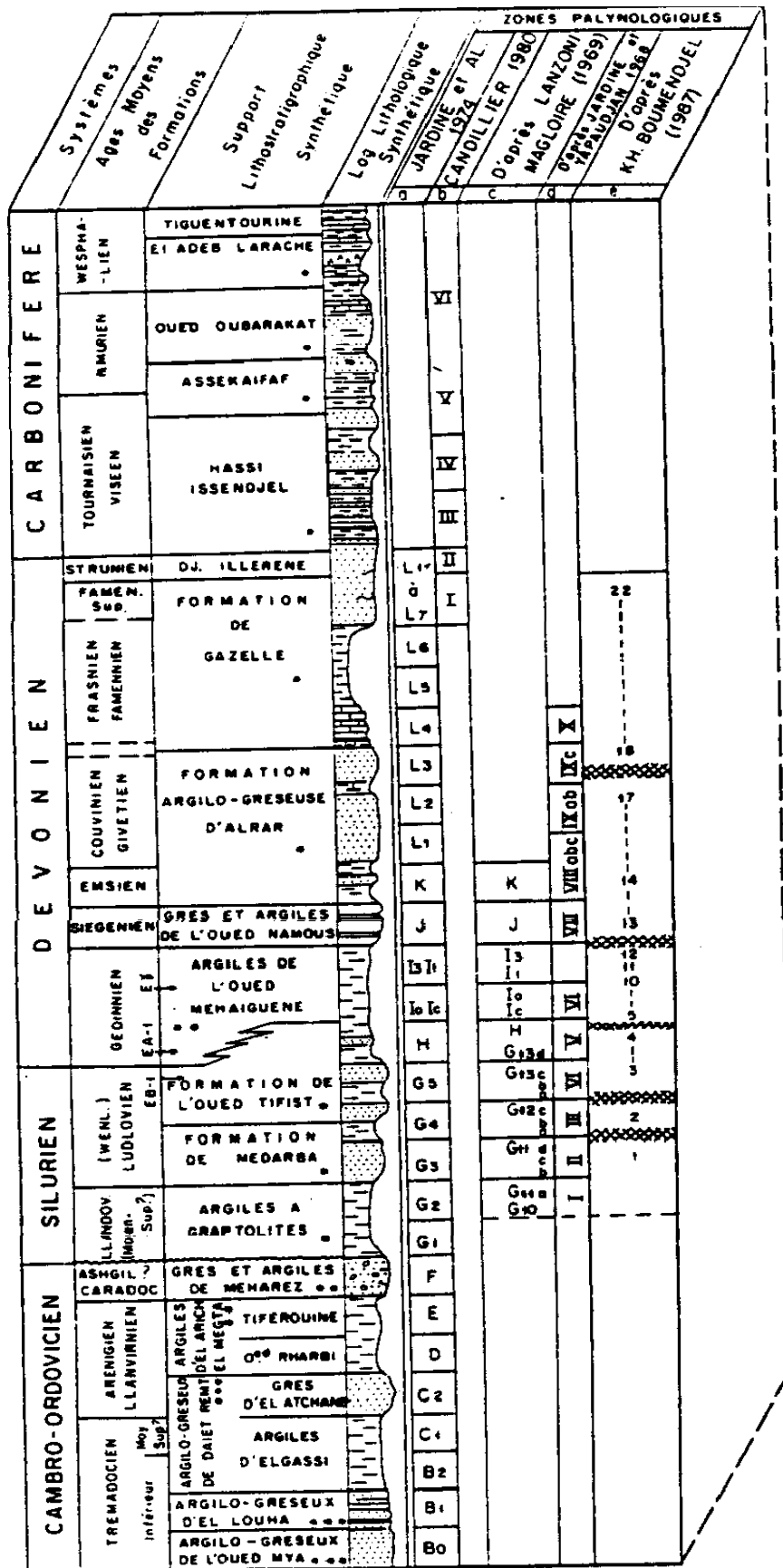


Fig. I.12: Zonation palynologique du Paléozoïque du Sahara Algérien (Chaouche, 1992).

troncature progressive de différentes unités d'Acacus (Silurien supérieur) du nord-est au sud-ouest sous le Dévonien inférieur (formation de Tadrart). L'absence d'unités C1 et B3 dans la partie nord-est d'Illizi pourrait conforter davantage cette théorie (Abdesselem-Rouighi, 1986).

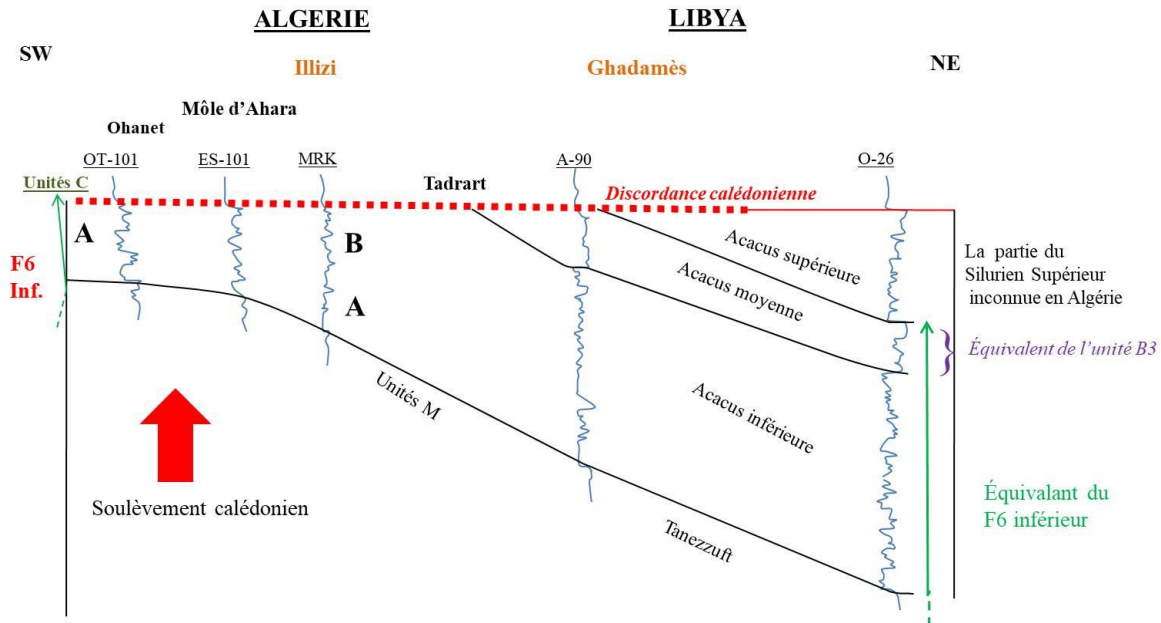


Fig. I.13 : Profil de corrélation montre l'érosion des unités d'Acacus en Libye vers l'Algérie sous la discordance calédonienne (Echikh K, 2016) modifiée.

-Les discordances siluro-dévonniennes :

Le passage Silurien/Dévonien inférieur :

Il a été bien mis en évidence par Jaglin en 1986 (in Bekkouche, 1992) grâce à l'étude des *Chitinozoaires* et par l'apparition de la faune *Monograptus uniformis* qui caractérise certainement le début du Gédinnien (Legrand, 1987).

Dans le bassin d'Illizi, le puits IFN-3 constitue un point de référence pour localiser, avec précision, la discordance calédonienne (situé à 90 km au Sud de MRK-1). Ce puits enregistre une lacune importante de l'intervalle Pridoli-Gédinnien (équivalant des unités B, C1 et C2). Ces données viennent conforter les observations sismiques qui soulèvent une lacune du Gédinnien dans le sillon d'Illizi (cas des puits AAR-1 et MRK-1) et sur le môle d'Ahara (Beicip-Franlab- Sonatrach, 2013).

-Les discordances intra-dévonniennes :

L'âge Eifelien et l'âge Givétien sont souvent considérés comme un seul ensemble dans le bassin d'Illizi. Dans les sondages de bassin de Berkine, Abdesselem-Rouighi (1986) a bien dissocié ces deux âges, en effet dans le sondage HFR-1 :

- l'intervalle 4030-3976m est d'âge Eifelien supérieur
- l'intervalle 3976-3852m est d'âge Givétien inférieur.

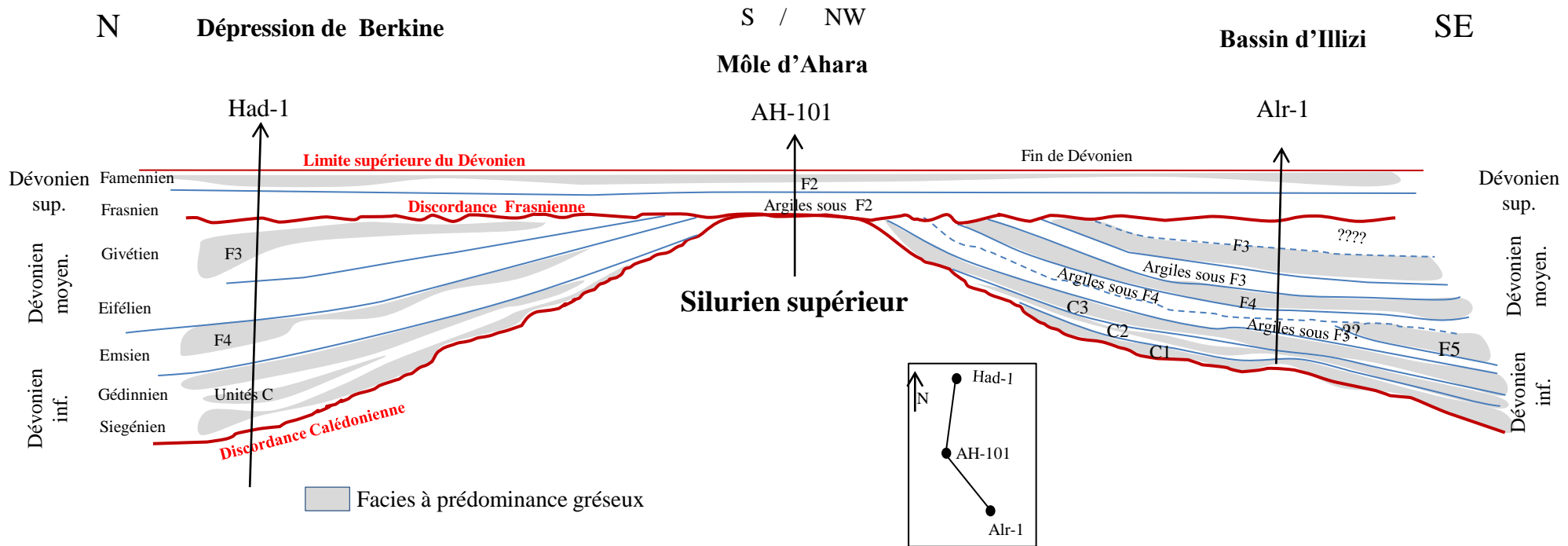


Fig. I.14 : Corrélation N-S/NW-SE du Dévonien à travers la structure du môle d'Ahara.

L'auteur a démontré aussi que l'Eifelien inférieur n'étant pas mis en évidence, cela confirme l'existence de la discordance **post-emsienne** qui semble avoir érodé une partie de cet Eifelien. Sur la partie sud-est du bassin d'Illizi, une lacune similaire est suggérée par un conglomérat à la limite du Dévonien inférieur / moyen (Chaumeau et al, 1962 in Wendt et al, 2009) ; cela est mentionné aussi par Boudjemaâ (1987) et surnommé encore « la discordance post-emsienne ».

D'après l'étude de Jardiné et al (1974), complétée par l'étude Beicip –Franlab (2013), sur le puits AAR-1 (Nord Est du bassin d'Illizi): la palynozone *emsiensis-polygonalis* confirme un âge Siegézien à Emsien basal (Beicip–Franlab, 2013) (équivalent des unités C), suivie par un âge Eifelien inférieur (l'équivalent de F4), donc la lacune du Dévonien se trouve probablement à l'Emsien supérieur (Jardiné et al, 1974 ; Beicip–Franlab, 2013). Les mêmes résultats ont été marqués pour le puits MRK-1 à l'étude de l'IFP (1999) (in Rapport de Sonatrach, 2002).

Dans le bassin de Berkine, en particulier sur le flanc sud, deux hiatus sont mis en évidence. Le premier au sommet de l'Emsien (Sonatrach-Beicip 1975; Abdesselem-Rouighi, 1991; Echikh, 1992) et avertit la phase tectonique calédonienne tardive (Echikh, 2016). Le second, à la base de la couche de schiste carbonaté radioactif frasnien (Sonatrach-Beicip, 1975).

En Libye, Deux hiatus ont été engendrés dans le Givétien et le Frasnien (Echikh, 1987 ; 1992). Par contre, l'étude Beicip-Sonatrach (1975), dans le bassin d'Illizi, a mentionné que ces deux discordances (dans le Dévonien moyen et supérieur) sont parfois confondues en une seule appelée la discordance frasnienne. La première discordance est située juste au sommet de l'Emsien et érode parfois sa partie supérieure, la deuxième est intra-Dévonien supérieur. Celle-ci érode parfois les formations sous-jacentes jusqu'à se superposer la discordance précédente.

L'étude de Latreche, en 1987, confirme au Nord du bassin d'Illizi et sur le môle d'Ahara (les zones d'In Adaoui, d'Ohanet et de Tesselit) que l'Eifelien et le Givétien inférieur sont absents. Ainsi, une phase tectonique d'âge Frasnien a été mise en évidence, par l'absence de toutes les séries sédimentaires du Dévonien moyen jusqu'au Silurien supérieur (unités M) sur du môle d'Ahara, où les argiles du Frasnien reposent directement sur les séries du Dévonien inférieur (Eschard et al. ,2000).

Une discordance « **intra-Dévonien supérieur** » se traduit par une lacune du Frasnien supérieur et du Famennien inférieur dans le Nord Est de bassin d'Illizi et sur le môle d'Ahara (Abdeselem-Rouighi, 1986 ; Latreche, 1987). Ceci est signalé bien avant par Beicip et Sonatrach, (1976) mais a été daté ultérieurement avec des arguments paléontologiques.

Cette lacune s'est produite au cours de la fin du Frasnien / début du Famennien au cours d'une régression très prononcée. Elle est annoncée par le dépôt de grès deltaïques et littoraux de la Formation d'Illerène (Wendt et al, 2009).

-La limite Dévono-Carbonifère« discordance Strunien–Tournaisien » :

Dans la province occidentale, Lanzonie et Magloire (1968) mentionnent l'absence d'une palynozone nommée M1, entre le Strunien (Famennien supérieur : L10) et le Tournaisien (M2-M3). Ceci traduisant une discordance entre le Dévonien et Le Carbonifère.

Par ailleurs, Candilier (1977) a signalé l'existence, dans le bassin d'Illizi, une lacune au sommet de Famennien supérieur (la zone à *Spelaeotriletes lepidophytus*). Cette lacune est peu marquée ou absente au Sud-ouest et devient plus nette vers le Nord-est du bassin. Les auteurs: Abdesselem-Rouighi (1987)*et Attar et al (1980) ont confirmé l'existence de cette lacune dans le bassin d'Illizi. Cette lacune semble liée au rejeu de failles anciennes propre à la marge nord du craton africain et non à l'orogénèse calédonienne (Abdeselem-Rouighi, 1987).

Cette discordance« à la base du Carbonifère » a déjà été mise en évidence dans les travaux de Beicip –Sonatrach, 1975(in Boudjema A, 1987) à partir des corrélations électriques, où les formations du Tournaisien supérieur reposent en discordance sur les formations du Dévonien.

- Note pour l'âge Strunien :

L'emplacement du Strunien est variable d'une région à une autre, en Europe occidentale et en URSS le Strunien correspond à une zone d'ETRENE (un passage entre les deux faunes : du Carbonifère et du Dévonien) qui tantôt, elle est attribuée à la partie basale du Carbonifère et tantôt elle est attribuée à la partie sommitale du Dévonien

En Algérie les travaux géologiques de terrain montrent que le Strunien est positionné au sommet du Dévonien. Donc, la limite dévono-carbonifère sera placée au sommet du Strunien (Candilier , 1977).

.....
*Dans les sondages Stah-Ibis (Nord Est d'Illizi) et HFR-1 (Sud Est du Berkine), Abdeselem-Rouighi (1986) a confirmé l'existence des lacunes suivantes :

- d'une partie de l'Eifelien ou probablement de tout l'Eifelien ;
- du Givétien supérieur, du Frasnien et la partie inférieure du Famennien.

La zone de passage du Dévonien au Carbonifère, est située dans un complexe argilo-gréseux de la Formation Djebel Illerène (appelé le réservoir F2 en subsurface). Elle est caractérisée par la présence de *SP. Lepidophitus* (Attar et al (1980).

Le Strunien est assimilé au Tournaisien inférieur dans la Charte BRGM qui a été établie par : Callec et al, 2006 *¹. Dans les échelles stratigraphiques globales récente, on ne trouve plus le terme Strunien *².

I-7.3.-La limite Paléozoïque –Mésozoïque « ou la discordance hercynienne » :

Vers la fin du Paléozoïque, l'orogénèse hercynienne provoque une surrection générale de la plateforme saharienne suivie d'une importante période d'érosion (Haddoum et al. 2001 in Galezzi 2010; Zazoun, 2001).

Sur la môle d'Ahara, les deux discordances : calédonienne et Frasnienne sont confondues. En effet, le Dévonien supérieur repose sur le Silurien et sur le Dévonien inférieur sur les périphéries du môle. A l'Ouest de la région d'étude les 3 discordances calédonienne, frasnienne et hercynienne sont confondues; par conséquence, le Trias se dépose sur le Silurien (Figure I.3)

Plusieurs événements tectoniques majeurs se sont produits pendant la Carbonifère, représentant les mouvements tectoniques hercyniens qui terminent le cycle paléozoïque (Boudjema, 1987; Echikh, 2016).

- la redistribution d'épaisseur des sédiments tournaisiens- Viseen inférieur ;
- l'érosion partielle de certains structures locales (Ahara et Tihemboka).
- et l'absence du Tournaisien inférieur.

Des évaluations disponibles mettent en évidence une augmentation régionale de l'érosion sous la discordance hercynienne de quelques centaines mètres dans la partie sud-est libyenne du bassin à plus de 1500 m au nord et à l'ouest en Algérie (Underdown et Redfern, 2008).

I-8.Aspect pétrolier :

La continuité des dépôts, combinée avec les phases tectoniques ayant affecté la région, semblent à l'origine de la maturation de l'expulsion et du piégeage d'hydrocarbures en quantité parfois remarquables.

*1 : ECHELLE DES TEMPS GEOLOGIQUES – BRGM <https://sigespoc.brgm.f>

*2 : Charte fait par Cohen et al , 2021 ICS Episode 36:199-204 :

URL: <http://WWW.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2021.05French.pdf>

I-8. 1. Les roches mères :

Plusieurs études géochimiques réalisées dans la région montrent que les principaux niveaux argileux du Paléozoïque capables de générer les hydrocarbures sont les argiles du Silurien inférieur et les argiles du Dévonien moyen et supérieur.

Une étude de modélisation bidimensionnelle du bassin a révélé que la quantité et le taux d'érosion hercynienne important ont mal influencé sur la génération d'hydrocarbures et l'efficacité du piégeage. Le modèle montre qu'une génération et une mise en place de pétrole antérieur du Crétacé-Tertiaire pour les deux roches, et les failles liées au rifting Trias-Jurassique sont très certainement perméables et peuvent être considérées comme des voies de migration majeures pour le pétrole (Yahi et al, 2001).

➤ **Les argiles noires à Graptolites du Silurien :**

L'envahissement brutal par la mer au Llandoveryen-Wenlockien de tout le domaine Nord Saharien (Legrand, 1981 in Boudjema A, 1987) a conduit au dépôt des argiles très riches en matière organique qui donnent plus tard une roche-mère de la majorité du pétrole saharien (Yahi et al, 2001).

Selon Lüning et al. (2000), la richesse en matière organique n'affecte pas le Silurien Argileux dans sa totalité. Seul le niveau radioactif dans la partie inférieure des Argiles à Graptolites est intéressant. Les valeurs du COT (ou TCO) varient de 11% à IH-101, 6% à TTD-1 et à ET-101 et 5% à TNF-1 ; le kérogène est principalement sapropélique et mixte (type I et II) (Daniels et Emme, 1995; Makhous et autre, 1997 in Klett, 2000). Le potentiel pétrolier est faible (pp= 2mg d'HC/g de roche). Il est à noter que son épaisseur, son taux de richesse et le type de kérogène sont variables à l'échelle régionale et ils dépendent apparemment de la paléo-topographie (Lüning et al, 2000).

Les données géochimiques des puits IH-101, TMZ-1 et MDB-1 indiquent que la roche mère silurienne est en phase d'huile. Celles des puits TTD-1 et TNF-1 est en phase à gaz et condensats (Rapport interne de DTD/Sonatrach).

La génération des hydrocarbures a commencé au Carbonifère (Namurien) (Underdown et Redfern, 2008) et s'est faite en deux phases : une première génération d'huile et ensuite génération de gaz au Crétacé et à l'Eocène (Yahi et al, 2001; Galeazzi et al. 2010). L'expulsion a débuté au Jurassique (Rapport interne de DTD/Sonatrach, 1996).

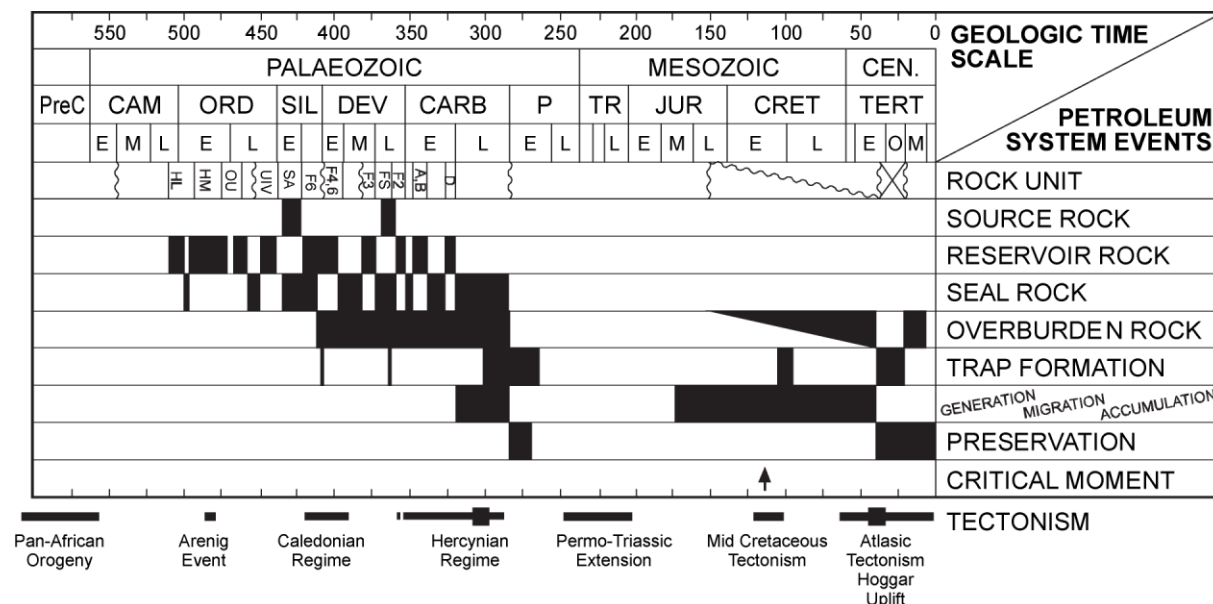
➤ **Les argiles du Dévonien moyen et supérieur sont caractérisées par :**

Ces argiles sont caractérisées par une matière organique d'origine marine et mixte du type II (Daniels et Emme, 1995 in Klett, 2000). Les valeurs du COT varient de 6% à IH-101, 11% à TTD-1, et 12% à TNF-1 ; le potentiel pétrolier est faible (pp= 5mg d'HC/g de roche) (plusieurs rapports de Sonatrach DTD/Sonatrach, 1966).

Les données géochimiques des puits IH-101, TMZ-1 et MDB-1 indiquent que la roche mère frasnienne est en phase d'huile. Celles des puits TTD-1 et TNF-1 est en phase à gaz et condensats.

La génération des hydrocarbures a débuté au Carbonifère (Westphalien) et au Crétacé, quant à l'expulsion ne s'est fait que dans la partie Nord Est du môle (aux puits TTD-1, TNF-1 et TMZ-1).

Tous les autres intervalles argileux du Paléozoïque ne sont pas capables de générer les hydrocarbures ; à cause de leur pauvreté en matière organique et/ ou sont faiblement évolués (d'après plusieurs rapports de Sonatrach, 1996). Des études plus récentes ont également montré que les argiles de l'Ordovicien ont généré des hydrocarbures (Loumi et al, 2017) ; mais aucune donnée acquies pour les Argiles Azzel ordoviciennes pour la région.



Tab.I. 2 : Les systèmes pétroliers et les événements tectoniques dans le bassin d'Illizi (Klett, 2000 in Galeazzi et al, 2010).

I-8.2. Les roches réservoirs:

Le tableau I.3 suivant montre les différents niveaux réservoirs du Paléozoïque dans la région d'étude :

Systeme	Réservoir	Epaisseur (m)	Propriétés pétrophysiques Ø (%)/ K (md)	Zones de production	Type de dépôt
Carbonifère	Tournaisien Viséen	< 30m	Moyennes (localement bonnes)		Lentilles gréseuses
Dévonien	F2	15-20	Mauvaises (localement moyennes)	Ouen Dimeta, Issaouane	Lentilles gréseuses
	F3	0-30	10-15%/0,1-200md	Alrar, Stah, Mereksen	Barres tidales
	F4	0-50	Bonne/Bonne		Dépôt de plainecôtière
	C3	0-30	15-20%/2-200md		Dépôt fluvatile
	C2	0-50	Faible/Faible		
	C1	0-50	15-20%/15-500md	TFT, Djoua West	Dépôt fluvatile
Silurien	B1	0-70	10-15%/ <10-50md	Tinrhert, Djoua West, Ahara	
	A	0-80	10-18%/10-100md	Tinrhert, Ahara	Dépôt fluvatile
	M1	30-100	10-15%/ <10-50md	Tinrhert, Djoua West	Dépôt marin peu profond
Ordovicien	IV	10-350	5-12%/5-15md	champs d'In Amenas, Tiguentourine, Tin Fouyé-Tabankort et Alrar	Fluvio-glacial périglacial
	III-2/III-3	0-100	Bonne/Bonne		Dépôt marin peu profond
Cambrien	II	0-250	Moyennes à bonnes		Dépôt fluvatile et deltaïque

Tab.I.3 : Les niveaux réservoirs paléozoïques connus dans la région d'étude.

(D'après plusieurs rapports de Sonatrach).

➤ **Pour le Cambro-Ordovicien**

L'unité II cambrienne constitue un réservoir pétrolier important sur les flancs sud et ouest du môle d'Ahara.

À Illizi, les deux unités: III et IV sont considérées comme les réservoirs les plus importants, L'Unité IV produit principalement à partir de la sous unité IV-3. C'est un drain producteur de gaz et de condensat, principalement les champs de Tin Fouyé-Tabankort et d'Alrar, Cette sous unité possède une extension régionale et uniforme qui s'étale jusqu'en Libye dans le bassin du Murzuq (en Libye) (Echikh . K, 2016). L'Unité IV produit également à partir des drains secondaires IV-1 et IV-2.

On revient sur les réservoirs de l'unité III qui sont du bas en haut (Saifi S, 2015) :

-La sous-Unité III-1 est un mauvais réservoir vu son caractère argileux. Néanmoins, elle peut servir de roche couverture pour le réservoir sous-jacent de l'Unité II.

-La sous-Unité III-2 est un réservoir pétrolier important, caractérisé par une faible teneur en argile et une abondance locales des fractures naturelles et des stylolites. L'extension de ce réservoir correspond à des nappes gréseuses étendues sur toute la plate-forme saharienne jusqu'en Libye où elles sont connues sous le nom de la formation de Hawaz.

-La sous Unité III-3 un réservoir pétrolier médiocre voir mauvais, comparé à la sous-Unité III-2 (Quartzites de Hamra) et à l'Unité IV. Elle pourrait, donc, jouer le rôle d'une couverture sommitale pour la sous Unité III-2 pourrait assurer l'étanchéité basale pour l'Unité IV.

Les niveaux réservoirs ordoviciens sur le flanc nord du côté Berkine sont : les Grès de Ouargla et Grès de Oued Saret (≈III-3), Quartzites de el Hamra (III-2) et les Grés E1 Atchane (III-1), mais il est très profond et n'est pénétrée que sur son flanc Nord-ouest du môle d'Ahara, ils contiennent du gaz humide (les Champs Brides, E1Gassi).

➤ **Le Siluro- Dévonien**

Il y a le réservoir F6 qui est considéré comme le principal objectif dans toute la région d'étude, et le réservoir F2 comme objectif secondaire. Les réservoirs F3 et F4, ne constituent des objectifs que dans la partie orientale de la région d'étude.

➤ **Le Carbonifère**

Les unités gréseuses du **Carbonifère**, dans la région d'étude, constituent un objectif secondaire, vu qu'aucune découverte en hydrocarbures n'a été enregistrée, néanmoins des indices de gaz ont été détectés dans certains sondages.

Dans la région du môle d'Ahara, le Carbonifère est faiblement structuré et l'extension des corps gréseux est limitée suite à l'érosion hercynienne qui l'a profondément affecté (Attar et Chaouche, 1988). De plus, il est couramment aquifère (Rapport Sonatrach, 1980). La matière organique du Carbonifère est cependant à prédominance humique (Kérogène de type III) (Attar et Chaouche, 1988)

Vu ces raisons, le Carbonifère ne se sera pas ciblé comme objectif dans les prochains chapitres

I-8.3. Les roches couvertures :

Les roches couvertures de type argileux se confondent souvent avec les roches mères. Dans le secteur les principales couvertures sont :

- Les argiles siluriennes forment une bonne couverture pour les réservoirs antérieurs.
- Le réservoir F6 a comme couverture les argiles qui le séparent du réservoir F4, ou également par la série argileuse du Dévonien supérieur lorsque elle repose directement sur ce dernier. -
- Les argiles ordoviciennes (Argiles d'Azzel) et les unités-réservoirs argileuses du F6 peuvent jouer le rôle d'une couverture, si son efficacité est prouvée.
- La puissante série carbonifère (Tournaisien supérieur) constitue la couverture du réservoir F2.

Chapitre II :

Possibilité de piégeage stratigraphique dans le Paléozoïque du môle d'Ahara

II-1. Introduction :

Les évaluations géologiques et géophysiques effectuées par Sonatrach et certaines compagnies étrangères à travers la région du môle d'Ahara ont permis d'identifier de nombreux prospects et pièges dont les réserves potentielles d'hydrocarbures restent inexploitées. En effet, une partie importante de ces réserves sont à rechercher dans les pièges stratigraphiques à mixtes d'où la nécessité de s'orienter de nouveaux concepts et des méthodes adéquates pour la localisation des pièges subtiles.

II-2. Généralités sur les pièges stratigraphiques :

C'est [Levorsen A I](#) en 1936 (in [Levorsen A.I,1954](#)) qui le premier a formulé et défini le concept de piège stratigraphique. D'après-lui le cas est “ *Lorsque une variation dans la stratigraphie est le principal élément de confinement dans le réservoir qui piège le pétrole*”. L'auteur a souligné aussi le rôle des discordances dans sa formation. Par la suite, plusieurs auteurs, [Perrodon, 1985 et autres](#), ont bien établi que le piège est dit stratigraphique lorsque la fermeture est créée par une variation stratigraphique ou lithologique de la roche réservoir ([Fig. II.1](#)). Cela vient soit d' :

- un changement de faciès ;
- une variation locale de perméabilité (barrière) ;
- un arrêt de sédimentation, avec ou sans transgression;
- une discordance (effet de l'érosion) ;
- une constitution de dispositif géométrique lié à l'histoire stratigraphique du bassin (récif, lentilles.etc).

Toutefois, les pièges stratigraphiques sont classés en deux types : primaires et secondaires ([Levorsen, 1954](#)).

-Les pièges stratigraphiques du type primaire sont édifiés par un phénomène stratigraphique contemporain de la sédimentation. Ils sont constitués par un corps poreux et perméable individualisé au milieu d'une série imperméable. Il se fait **par des variations de faciès et / ou d'épaisseur**. C'est le cas de: barrières lithologiques, corps sableux (lentilles gréseuses), édifices récifaux, diapirs, remplissage de paléo-vallées et des biseaux d'érosion de type sur discordance.

-Les pièges stratigraphiques du type secondaire sont formés par des phénomènes géologiques postérieurs à la sédimentation. Ceci dépend des processus paléogéographiques, stratigraphiques, mise en place des discordances et du cycle transgression- régression. Les biseaux d'érosion du type sous discordance, les barrières diagénétiques et hydrodynamiques sont des pièges de ce type.

D'après Halbouty (1976) (in Perrodon, 1985) et si l'on considère une statistique reposant sur les 266 champs géants du monde, on a un avantage très marqué pour les pièges structuraux qui représentent 89% de l'ensemble du nombre des géants contre moins de 10% pour les pièges stratigraphiques. Le Moyen-Orient, qui ne compte pratiquement que des anticlinaux, joue lourdement en faveur des premiers.

Aux Etat Unis, 78% des gisements d'hydrocarbures sont liés aux pièges structuraux ; en comparaison avec ceux qui se rapportent aux pièges stratigraphiques (11%) et aux pièges mixtes ou combinés (11%). Ceci concernant 81 champs géants et majeurs d'huile et du gaz.

Cela ne correspond pas beaucoup aux statistiques de l'Amérique du Nord avec 49% des gisements liés aux pièges structuraux, et 51% attachés aux pièges stratigraphiques et mixtes. La différence entre les deux évaluations est en grande partie liée aux gisements récifaux canadiens.

II-3. Les pièges stratigraphiques en Algérie* :

(*D'après plusieurs sites d'internet <https://www.energy.gov.dz/?rubrique=hydrocarbure;>
<https://www.businessfrance.fr/les-hydrocarbures-en-algerie-et-d'autres>)

Les exemples de pièges stratigraphiques, en Algérie, sont très nombreux: les **biseaux d'érosion** dévoniens de la Voûte d'Allal et d'Oued Namous, les biseaux du Dévonien et du Carbonifère dans le sillon de Benoud, où les **lentilles gréseuses** du Trias servent de principal réservoir à Oued Mya et les **unités gréseuses régressives** dévoniennes autour du môle de Tihemboka.

Pour les **pièges hydrodynamiques**, le réservoir F6 du gisement de Tin Fouyé dans le bassin d'Illizi en est un bon exemple (Alem et al, 1998 ; Echikh, 1998; 2016). Le type « **barrière de perméabilité** » a été identifié dans les réservoirs gréseux de l'Ordovicien des bassins d'Illizi et de l'Ahnet.

Les pièges récifaux sont connus dans les calcaires du bassin de Béchar et du sillon de Benoud et dans l'Albo-Aptien du Sud-Est constantinois. Les récifs du Portlandien et du Kimméridgien de l'Atlas central ou ceux du Lias de l'Atlas occidental sont de cibles potentielles.

Dans le Nord d'Algérie, ils sont souvent liés aux **diapirs**, ils ont de fortes probabilités d'exister dans les hauts plateaux, dans l'Ouest du bassin du Hodna, dans le bassin du Chéelif et d'autres). Néanmoins les exemples de pièges stratigraphiques les plus connus, au Nord, sont les biseaux d'érosion du type sous la discordance : du Barrémien-Sénonien sous la discordance du Miocène du bassin du Hodna, du Crétacé supérieur sur le flanc sud du bassin des Chotts et du Jurassique sur le flanc Nord du sillon de l'Atlas Occidenta

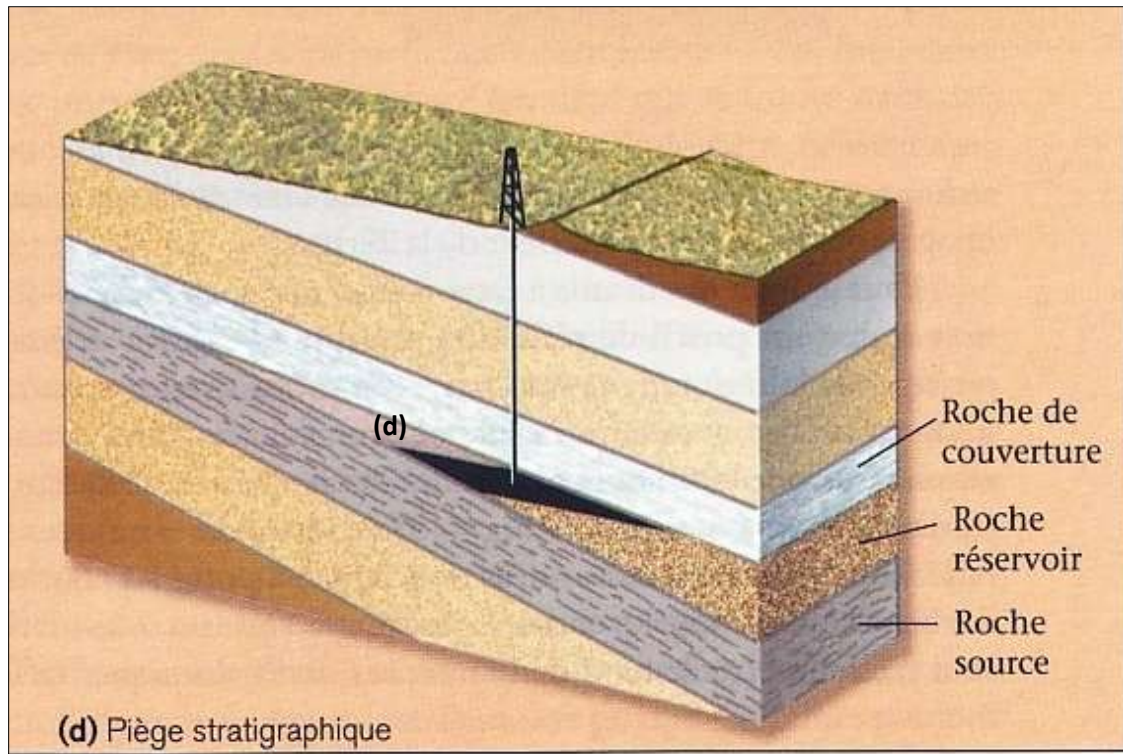


Fig. II.1 : Modèle de piège stratigraphique (Marshak, 2012*)
 (*https://sites.ac-nancy-metz.fr/svt/evaluation/concours/docs/169_12.pdf).

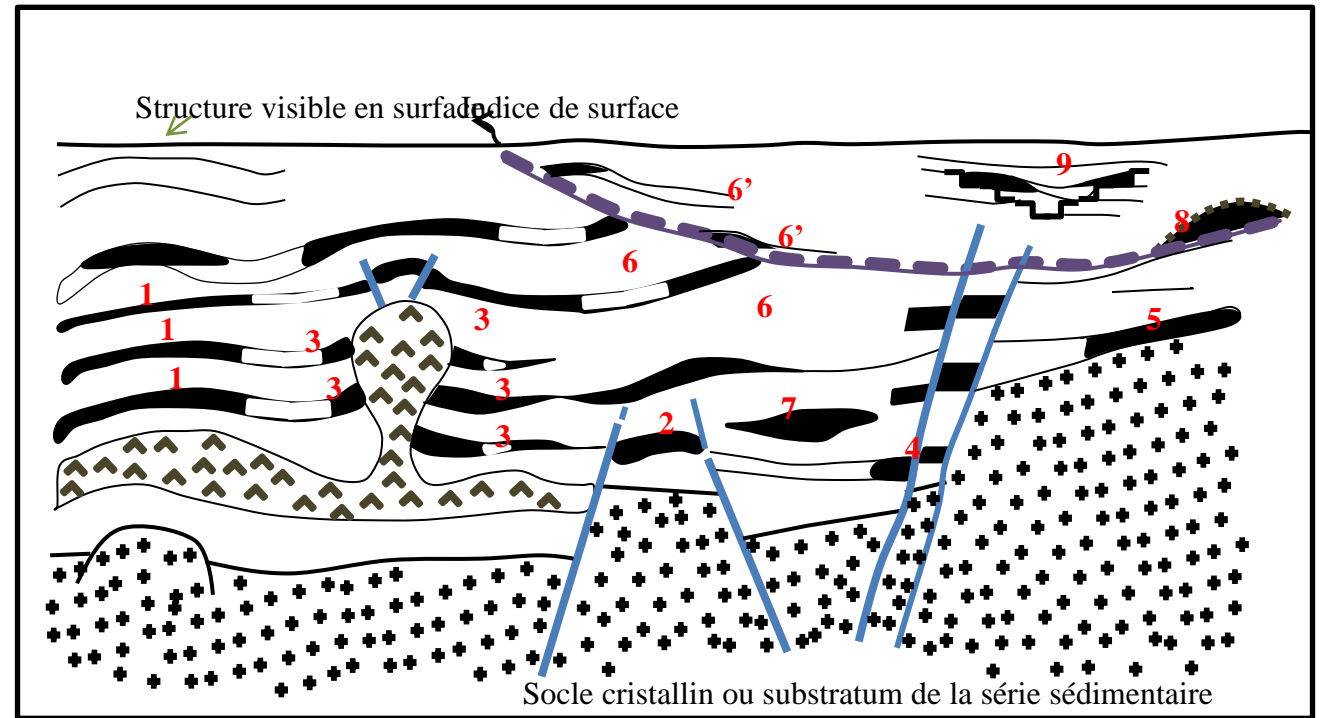


Fig. II.2 : Coupe géologique synthétique montrant les différents types de pièges pétroliers.
 (Gietka, 1985* modifiée).

Légende :

-Pièges structuraux

- 1: anticlinal.
- 2: horst.
- 3: flanc de dôme de sel ou d'argile.
- 4: piège contre faille.

-Pièges stratigraphiques

- 5: biseau lithologique et barrière de perméabilité
- 6: biseau d'érosion sous discordance.
- 6': biseau d'érosion sur discordance.
- 7: lentille (de sable ou grès).
- 8: récif.
- 9: paléo-vallée (?).

* [in site planète-energies.com](http://in.site.planete-energies.com).

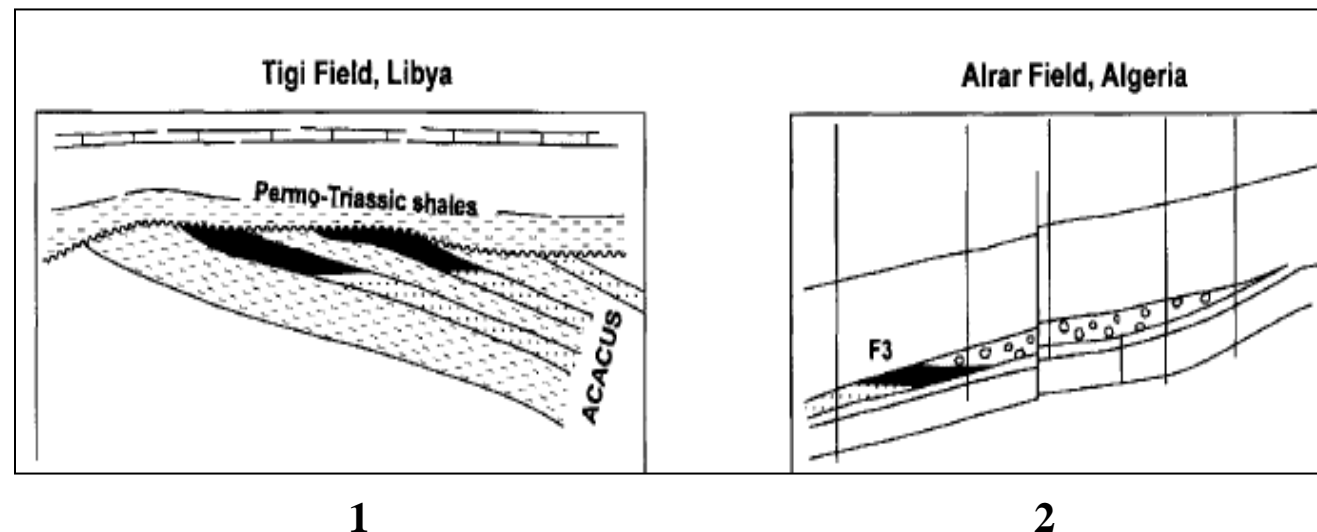


Fig. II.3 : Profils montrant deux exemples différents de pièges stratigraphiques :
 1. Biseaux d'érosion ; 2. Unité régressive (lithologique) (Echikh, 2016)

Citons en fin un piège par **variations latérales de faciès**, exemple du passage carbonate-anhydrite dans le Crétacé des régions de Rass-Toumb et Hassi-Bouras, ou par la variation d'argile à grès dans les réservoirs miocènes du bassin du Cheliff.

II-4. Possibilité de piégeage stratigraphique dans la région d'étude :

Dans notre région d'étude « le môle d'Ahara », l'histoire de l'exploration a démontré que le potentiel pétrolier n'est pas confiné aux seuls aspects structuraux. La composante stratigraphique dans le mécanisme de piégeage s'est révélée au fur et à mesure des découvertes. A la proximité du môle d'Ahara, le champ Alrar est un exemple frappant de cette composante stratigraphique (Aliev et al, 1971 ; Chaouchi et al, 1998 ; Echikh, 2016) (Fig. II. 3). Le champ de Tiguentourine, à Illizi, avec un célèbre exemple de piège diagénétique, par une quartzification qui a féveloppé dans le réservoir Cambrien (l'unité II). En effet, le puits TG-1 renferme une colonne de gaz de 600 m, alors que des puits à seulement quelques kilomètres plus au Sud ou à l'Est de celui-ci sont constitués de quartzites très compact pour le même niveau du réservoir (Echikh, 2016).

A Ghadamès, des pièges stratigraphiques du type biseau d'érosion (sous discordance) montrent une certaine potentialité dans la partie nord-ouest de la Libye. Ce sont des pièges retrouvés dans le Silurien Acacus (l'équivalent des unités A et B du réservoir F6 à Illizi) sous le Trias argileux (Echikh, 2016) (Fig. II. 3).

II-4.1.Méthodologie :

Pour mettre en évidence les pièges stratigraphiques paléozoïques de la région du môle d'Ahara, il est nécessaire d'établir des cartes en isopaques, des schémas structuraux des réservoirs et réaliser des corrélations entre les différents puits de la région et en plusieurs directions. Avec ça, c'était possible d'identifier les zones où ces pièges peuvent être localisés. Cependant, la sismique de haute résolution est nécessaire pour définir l'emplacement exact de prospects.

** Tous les traitements sismiques ont été réalisés par Sonatrach et ses partenaires.*

En fait, nous devons déterminer la terminaison stratigraphique des réservoirs le long des corrélations (Fig. II.4 ; annexe 01,02 et 03). Ces derniers peuvent être liés à des biseaux quand elles ne sont pas limitées par des failles. Ce travail s'est avéré difficile par forages avec la carence de données sismiques qui restent interprétatives.

Les cartes en isopaques et l'écorchée montrent l'extension des réservoirs et des unités-réservoirs. Les limites d'extension sont d'autant plus certaines lorsque le nombre de puits qui les contrôlent est important.

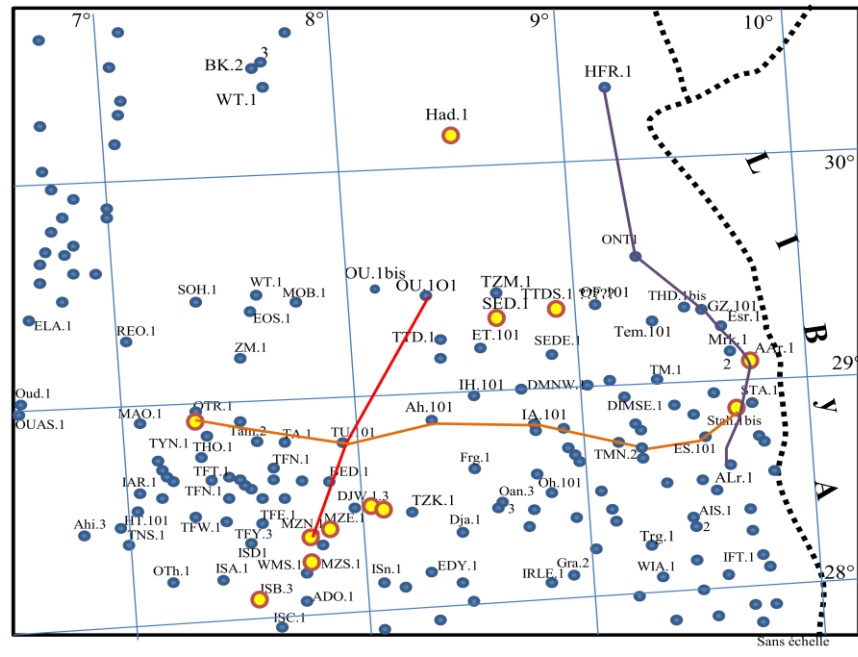


Fig II.4 : Plan de positionnement des puits et les coupes de corrélation.

Légende:

- EDY.1 Puits non étudié,
- Puits étudié lithologiquement, pétrographiquement et diagénétiquement,

II-4.2. Les pièges cambro-ordoviciens

L'amincissement du Cambro-Ordovicien total vers le SE de la région d'étude suppose des pièges stratigraphiques du type biseaux; qui peuvent constituer des principaux objectifs.

La section sismique (Fig. II. 5 B) montre que l'Unité II cambrienne s'est biseauté à la direction sud-est et l'Ordovicien, relativement isopaque, vient ennoyer le môle d'Ahara par la sous- Unité III-3 et l'Unité IV. La sous- Unité III-1 est absente sur le môle et la sous- Unité III-2 est marquée exclusivement sur le flanc Nord-ouest du môle.

Sur le flanc oriental, la sous- Unité III-3 et/ou l'Unité IV recouvrent directement le socle; ceci indique qu'un relief, probablement un paléo-môle, existait à l'emplacement presque de l'actuel du môle d'Ahara (Galeazzi et al 2010; Beicip-Franlab, 2013) (Fig. II. 6).

Le Cambro-Ordovicien au nord-ouest du TFT a subi une érosion partielle mais très profonde. Cette dernière crée un contact anormal entre le Trias et l'Ordovicien. Les dépôts mésozoïques viennent transgressivement du Nord vers le Sud suivant le sens du basculement triasique. L'érosion de la série paléozoïque est très intense au sud; alors que les bassins mésozoïques commencent à se former dans le nord de la région (Beicip-Franlab, 2013).

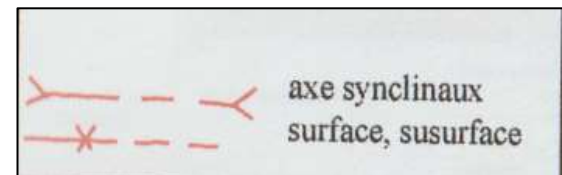
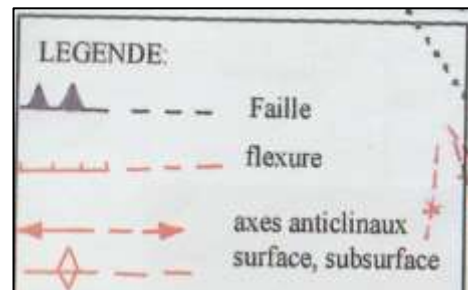
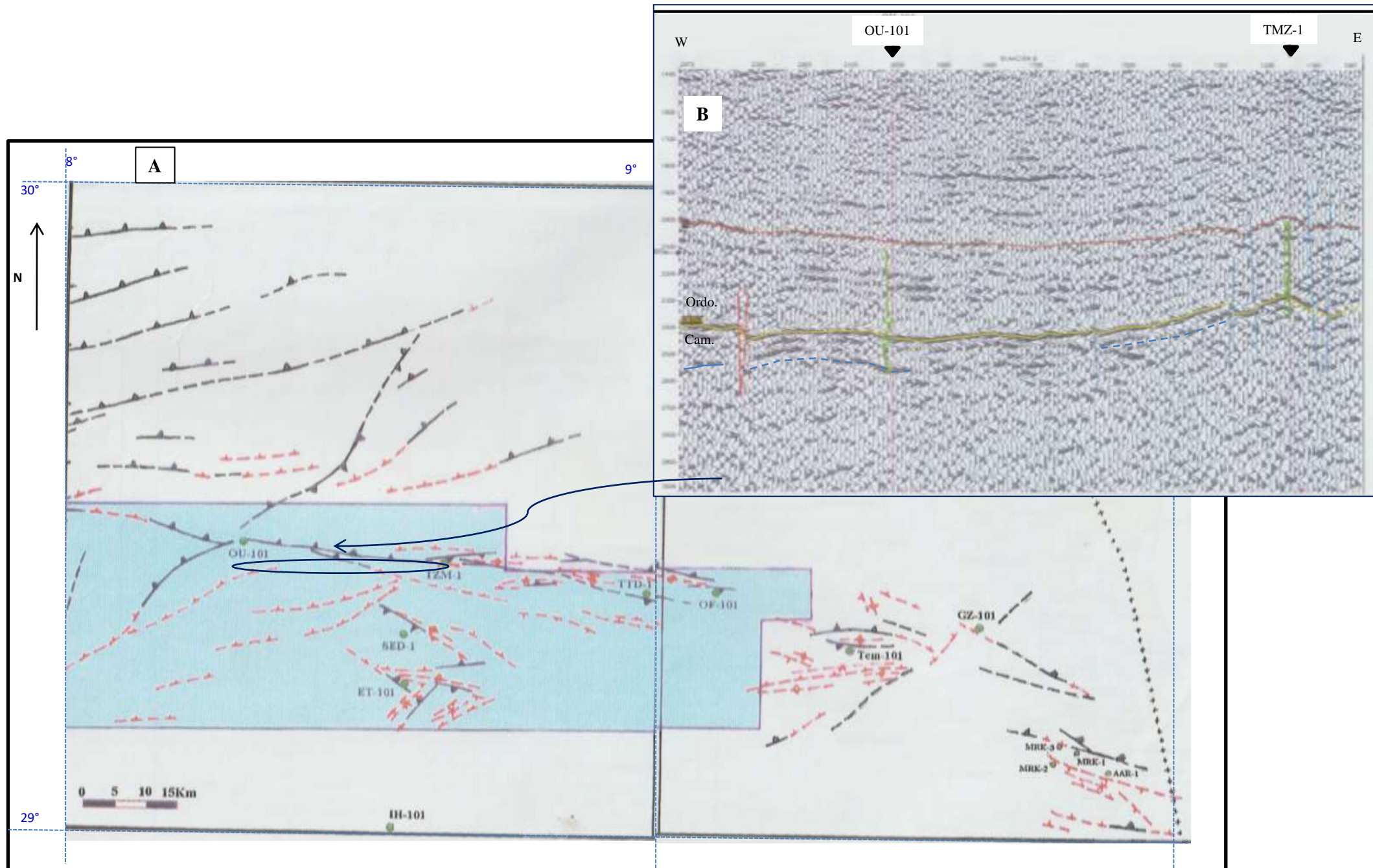


Fig. II.5:A. Carte structurale du môle d'Ahara (Beicip, 1975)

B Section sismique montrant l'Ordovicien plus au moins isopaque et couvrant le Cambrien sur le môle d'Ahara.

-Dans le Cambrien : Comme indiqué précédemment, il est représenté que par l'Unité II ou la « Formation de Hassi Leila » et est située à de grandes profondeurs. Dans notre cas, il n'a été rencontré que par certains puits (OU-101 et TZM-1, ET-101, AH-101, SOH-1, EOS-1 et d'autres).

L'Unité II est limitée à la base par la discordance infra-tassilienne; la limite supérieure correspond sur le log de Gamma-Ray (GR) à un pic majeur. Elle coïncide avec le premier horizon argileux qui couronne les grès moyens à grossiers et mal classés de cette unité (Sonatrach-Robertson, 2000).

L'Unité II disparaît en amont du pendage du paléo-môle d'Ahara, entre les argiles de l'Ordovicien, qui sont une couverture très efficace (atteint 115m d'épaisseur), et le socle précambrien peu fissuré (Beicip, 1975).

Sur la carte en isopaques (Fig. II.7), son épaisseur montre de larges limites en atteignant 248m. Elle se biseaute progressivement dans la direction sud-est. Elle forme un biseau d'érosion contre le Paléo-môle, à la périphérie des zones d'Edjeleh, de Zarzaitine et d'Ohanet où l'Ordovicien repose directement sur le socle.

L'analyse de toutes les données disponible montre que ce biseau stratigraphique cambrien résulte, non seulement, de l'érosion arénigienne, mais, aussi de l'amincissement des dépôts gréseux. Les apports détritiques, provenant du paléo-relief au Sud-Est, se sont déposés au large du bassin à la direction nord-ouest.

Ce piège est tronqué sous la discordance arénigienne, et se trouve dans une zone faiblement structurée subséquentement ne montre pas des structures anticlinales (Fig. II.7).

Ce biseau mérite une attention particulière car, il peut constituer un objectif pétrolier sur le môle d'Ahara. Néanmoins, il est alimenté difficilement à partir des roches mères siluriennes et possibles ordoviciennes (les argiles d'Azzel), qui peuvent jouer aussi le rôle d'une couverture étanche, sachant que l'épaisseur atteint 151m environ (à TZM-1).

Sur la zone bordière du bassin de Berkine, à la limite des bourrelets de Tin Zemane (TZM) et de Sedoukane (SED), les accumulations d'hydrocarbures cambriens peuvent être liées aussi bien à des structures faillées qu'au biseautage stratigraphique.

-dans l'Ordovicien :

l'Ordovicien repose en discordance soit sur le Cambrien soit sur le socle (Fig. II.8). L'absence de la Sous Unité III-1 dans la région est annoncée dès la zone de Tin Fouyé sur la proximité occidentale et réapparaît timidement sur l'angle Sud-est du champ Alrar (Fig. II. 9). Ceci est interprété par le non dépôts de l'unité qui est due probablement à la chute rapide

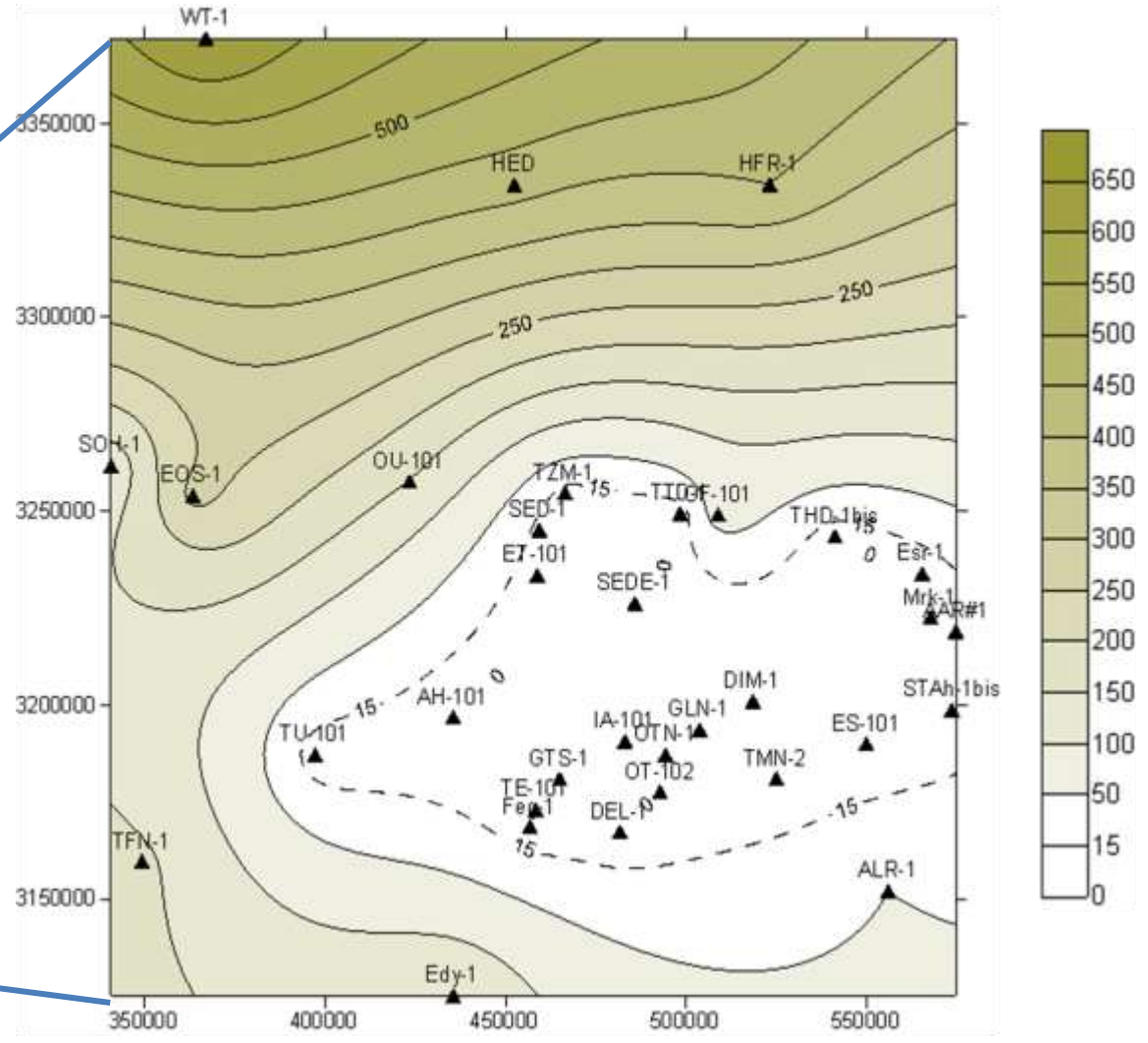
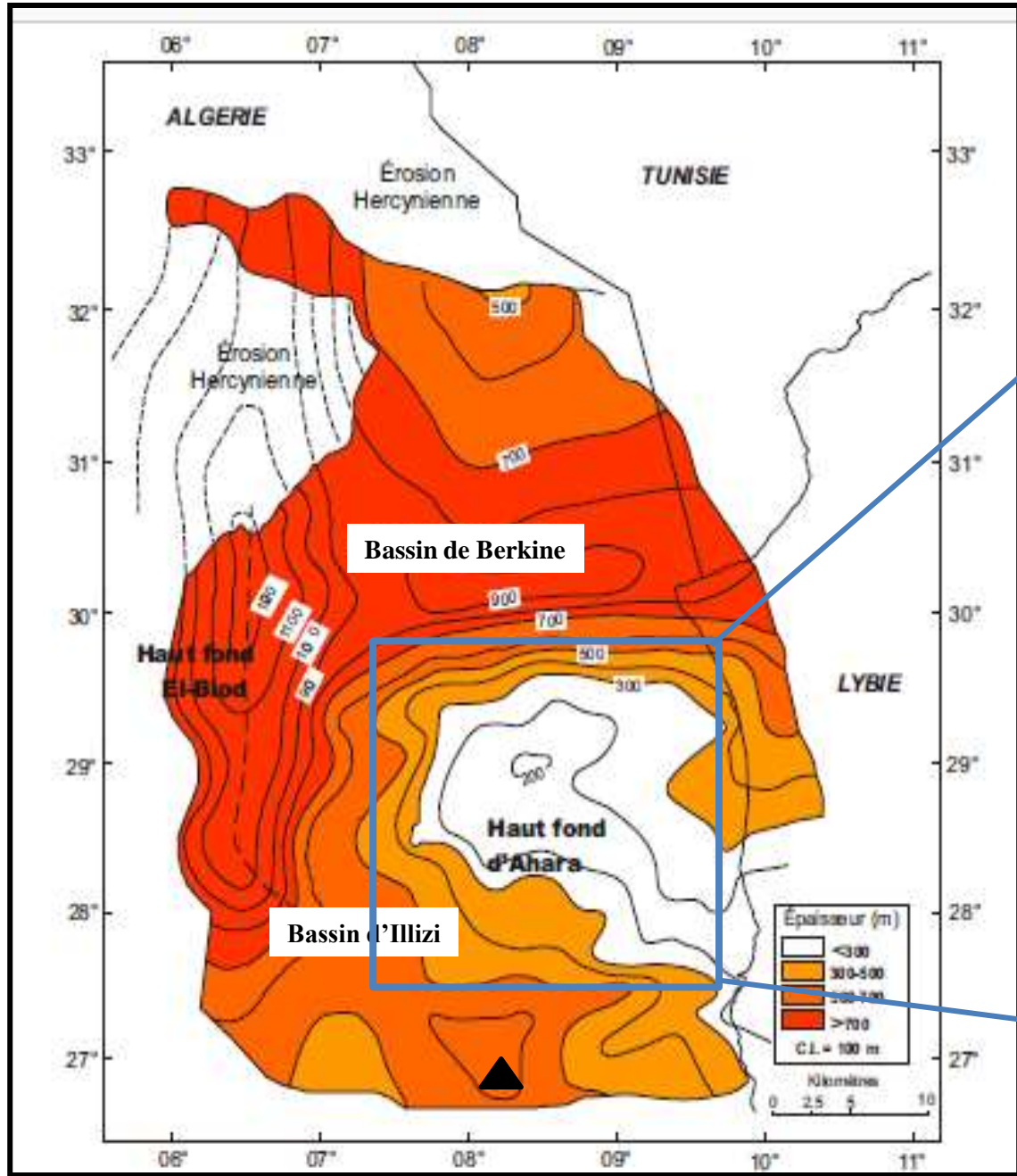


Fig. II.7: Carte en Isopaches de l'Unité II (d'âge Cambrien).

Fig. II.6: Carte en isopaque du Cambro-Ordovicien définissant les grands dépoctrés et les hauts fonds régionaux (Galeazzi et al 2010).

du niveau marin. Cette Sous-Unité est constituée par des grés fins à ciment siliceux localement quartzeux. Son épaisseur varie de 87m SOH-1, 18m à EOS-1et 0m AH-101(Annexe 04 et 05).

Les données structurales montrent que les zones d'épaississement de cette sous unité sont contrôlées souvent par des failles, donc la présence d'un piège stratigraphique du type biseau d'érosion est loin d'être supposée. En plus, la terminaison de la Sous Unité se trouve en position contre pendages. L'existence des barrières lithologiques très locales peut se proposer ultérieurement.

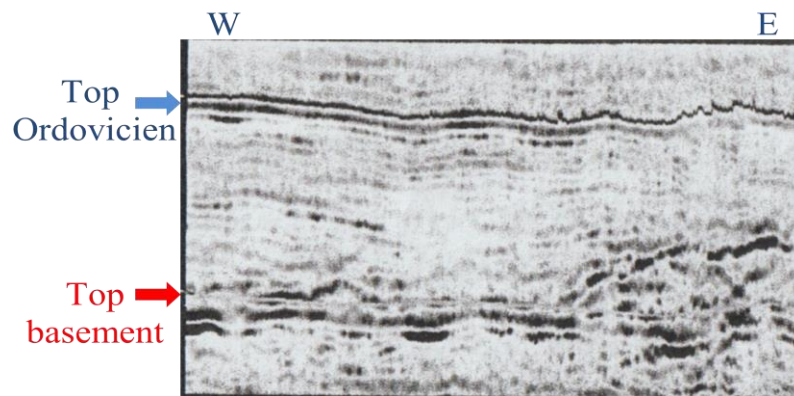


Fig. II.8 : Section sismique montrant le biseautage de l'Ordovicien vers l'Est de la région d'étude; l'Ordovicien se trouve sur le socle (*Rapport interne/ Sonatrach, 2001*).

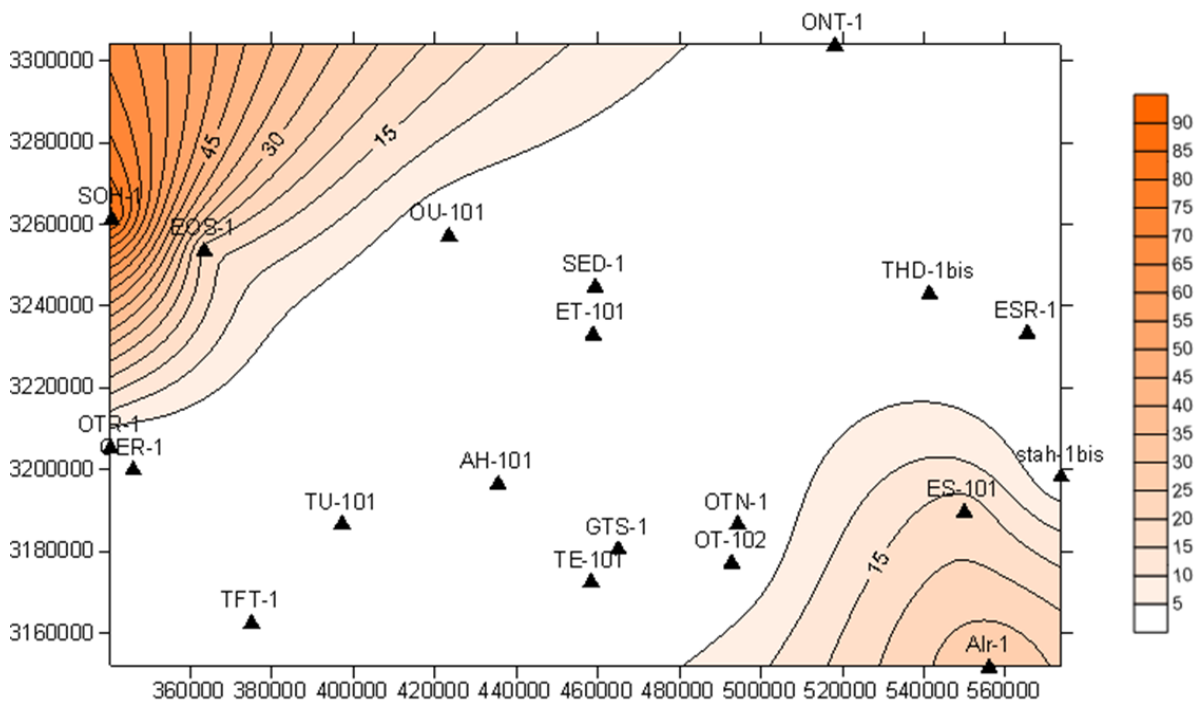


Fig. II.9 : Carte en iso-épaisseur de la sous Unité III-1.

La Sous Unité III-2 couvre la partie centrale et occidentale de cette zone d'étude (Fig. II.10) et est constituée d'intercalations de quartzites, de grès et d'argiles. L'épaisseur des grès atteint 112 m et décroît vers le Nord-est. Son absence totale sur la partie orientale de la région est expliquée soit par le non dépôt, soit par le changement latéral du facies. En effet, la Sous Unité s'enrichit progressivement en argiles en allant vers l'Est et parfois, elle est confondue avec les dépôts de la partie inférieure de la Sous-Unité III-3.

En examinant la carte structurale au toit de l'Ordovicien sur flanc occidental, un réseau de failles très dense, le biseautage des corps gréseux dans les argiles à la direction Est reste inattendu et peu probable.

La Sous Unité III-3 est argileuse à la base et devient gréseuse au sommet. Elle est plus développée que les deux autres sous unités. Elle est localement absente ou de très faible épaisseur sur les parties SW (0m à TU-101) et SE (0m à ESR-1). Ceci est probablement lié au grand axe de Fadnoun (Fig. II.11 et 12) et/ou aux fissures des vallées glaciaires de l'Ordovicien supérieur TFT. La Sous Unité se dépose sur le Cambrien sur l'angle Nord-est, sur la Sous Unité III-1 sur l'angle Sud-est et directement sur le socle sur le flanc oriental. De ce fait, la série cambro-ordovicienne est plus complète sur le côté Nord-ouest.

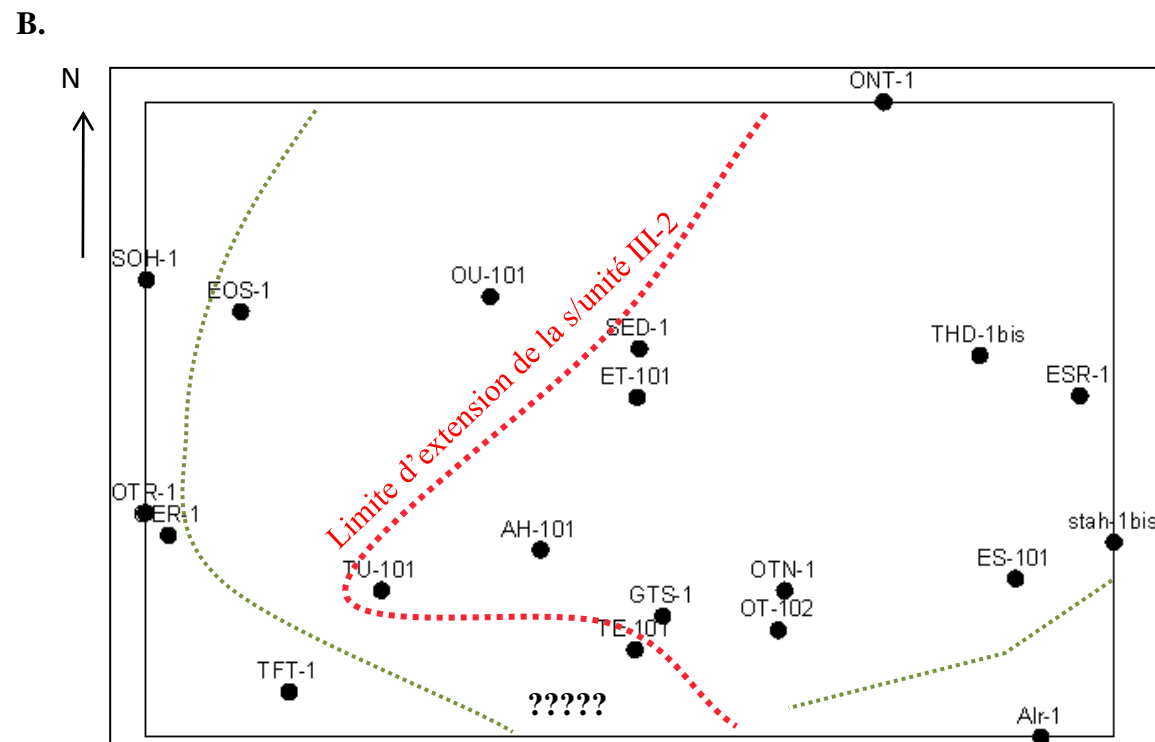
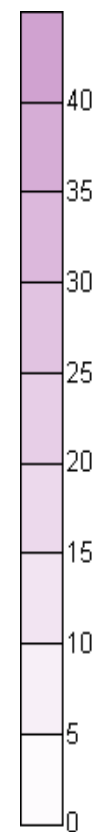
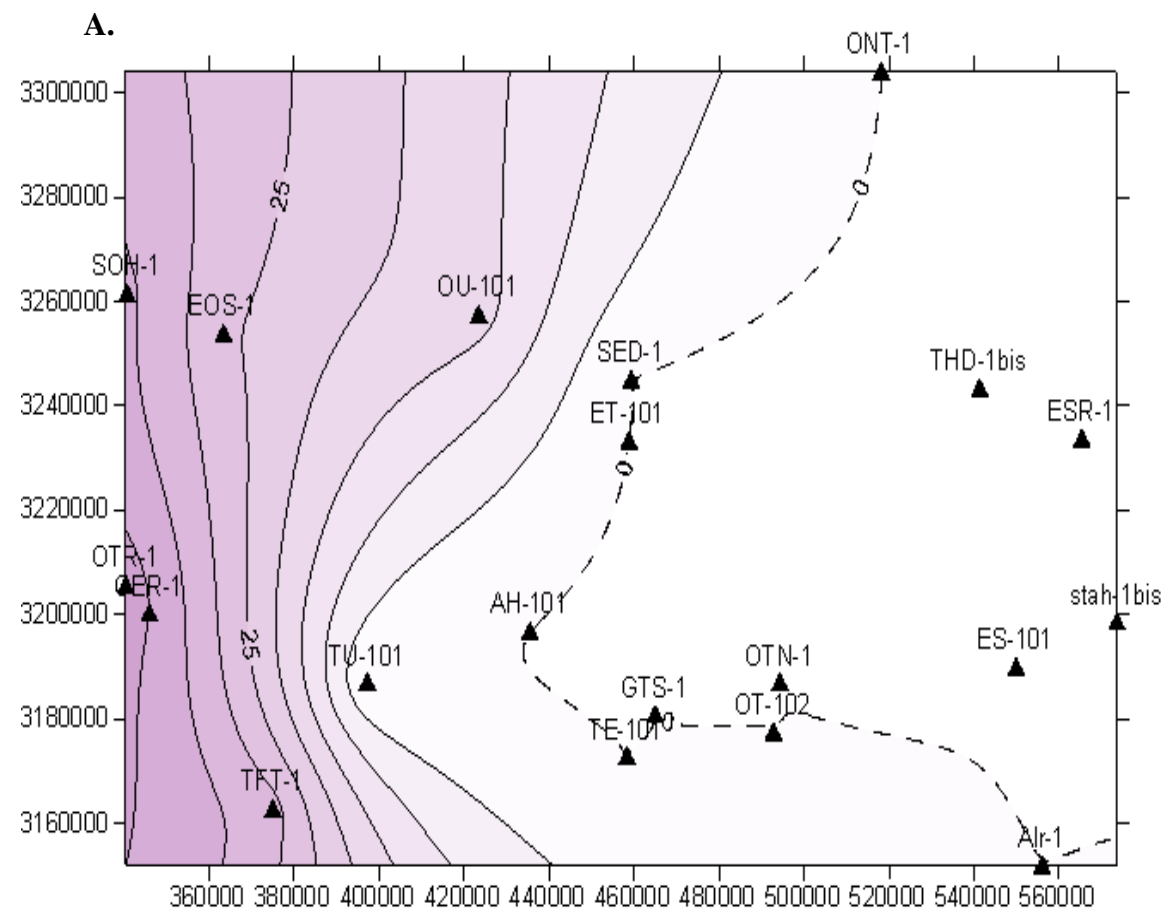
D'après la carte de la Fig. II.11, le piégeage stratigraphique est plus possible sur la partie orientale qui est moins accidentée. Autour des axes et points d'absence de cette Sous-Unité se forment des biseaux d'érosion sous la discordance taconique.

Nous pouvons supposer, sur le même flanc, des biseaux lithologiques, mais leur mise en évidence demande plus d'analyses sédimentologiques (voir le chapitre III).

L'efficacité du piège stratigraphique est liée à sa position par rapport au pendage régional et dans une zone favorable à la génération d'hydrocarbures.

Toutes les divisions de l'Unité IV sont représentées dans la région d'étude. Néanmoins, sa grande variation d'épaisseurs est due au remplissage des zones de creusement. La partie inférieure de l'Unité occupe les dépressions qui sont décrites comme des paléo-vallées et qui sont contrôlées par des événements taconiques (Fig. II.13 à 16). Ainsi :

Les Sous unités IV-1 (les Grés de Taredert) et IV-2 (Argiles microconglomératiques) ne sont pas toujours séparés pour tous les puits de la région, faute de la non-conservation par l'érosion, ou par la difficulté de les distinguer les unes des autres à cause de la complexité des facies sédimentaires. De plus, nous utiliserons parfois



 Limite d'extension de la s/unité III-2
  Limite d'extension de la s/unité III-1

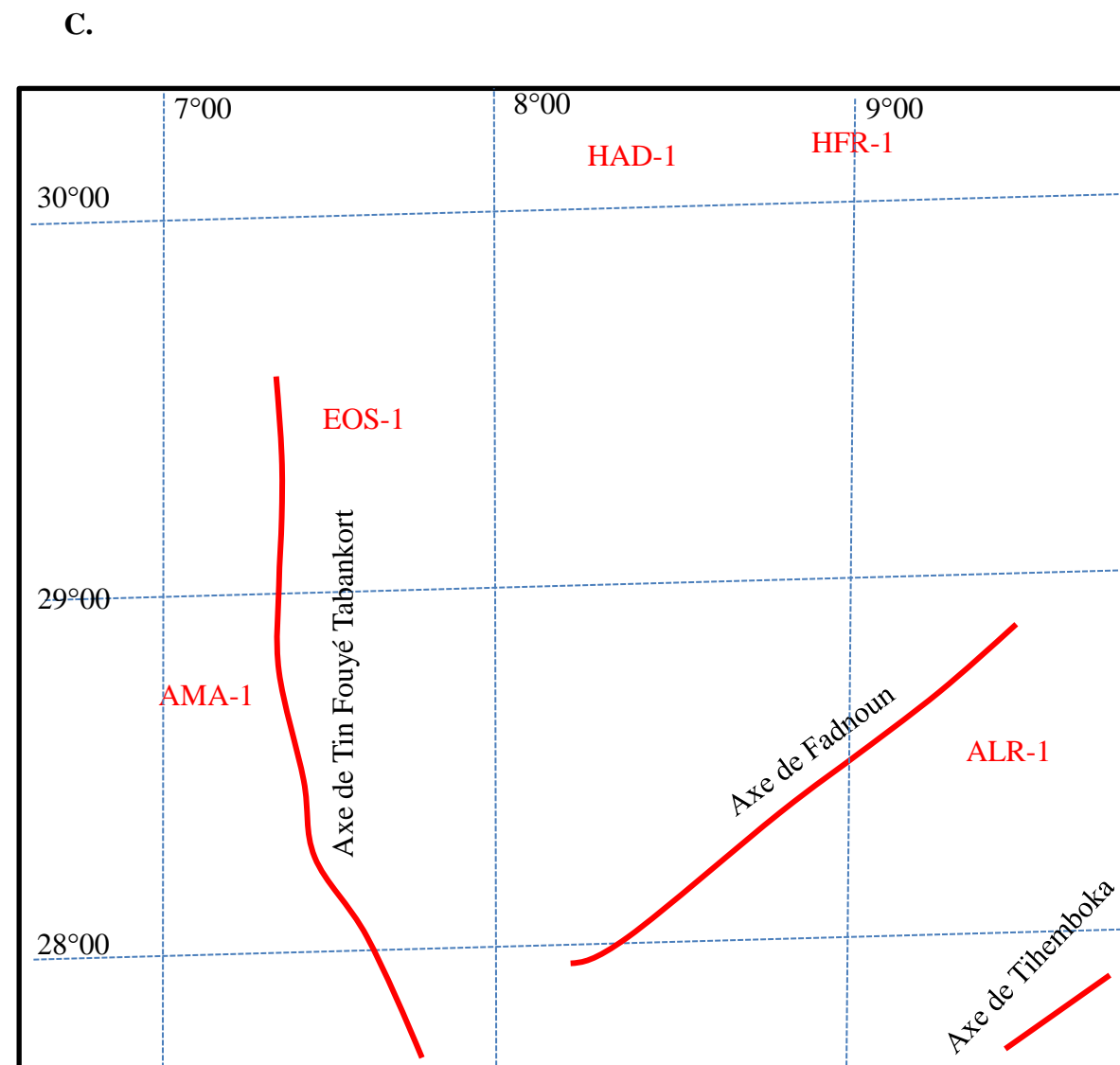
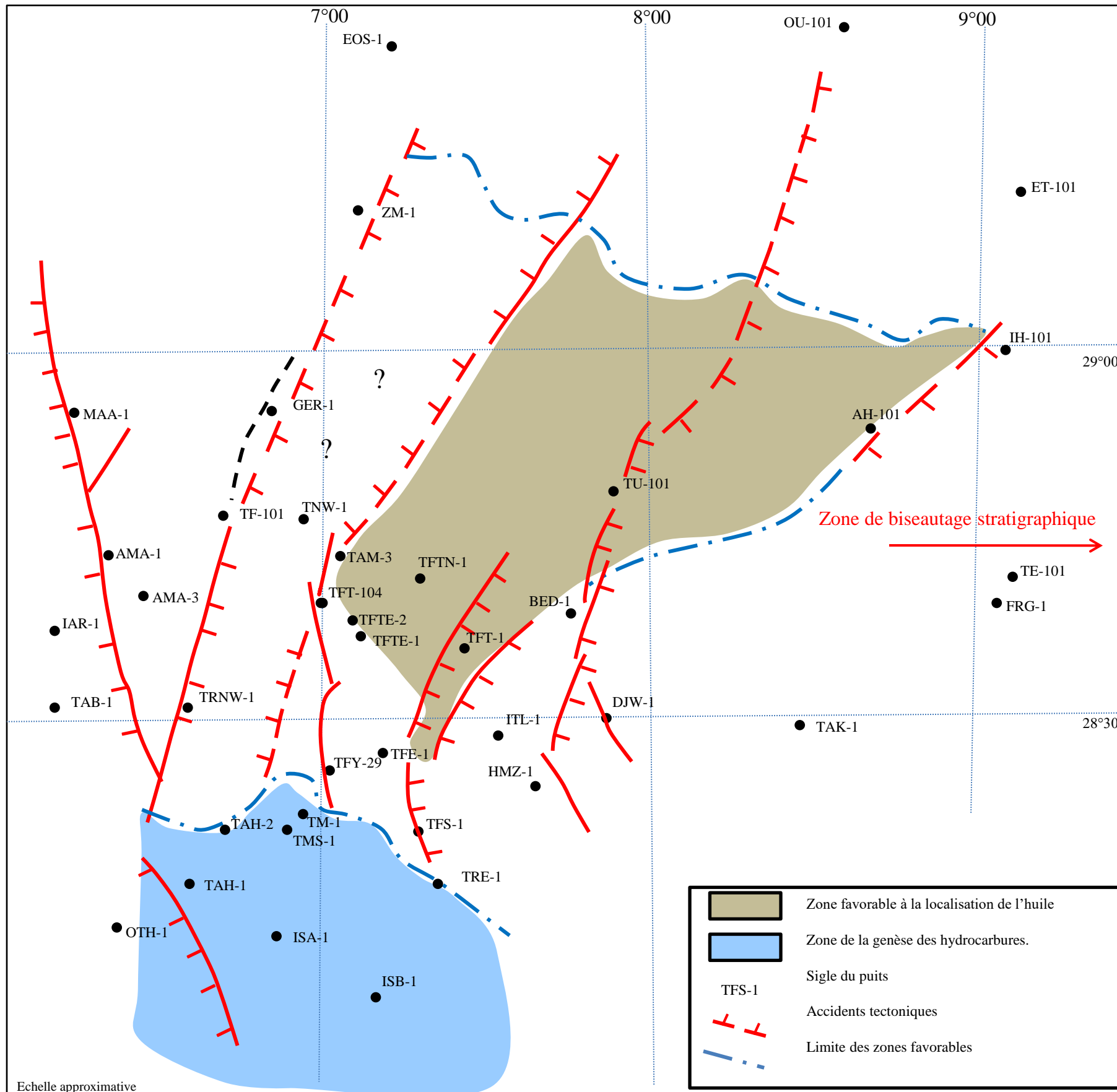


Fig. II.10 : *A. Carte en isopaques de la sous Unité III-2.*
B. La limite d'extension des sous Unités III-1 et III-2
C. Carte structurale montre les grands axes structuraux à travers la région d'étude.



*Fig. II.11: Carte structurale simplifiée au toit d'Ordovicien de la partie sud-occidentale de la région d'étude.
(Rapport interne de Sonatrach, 1977)*

la nomenclature de Sous- Unité IV-1/2, pour décrire des dépôts argileux à passées de grès très fins caractéristiques de la partie inférieure de l'Unité IV. Les cartes et les profils réalisés sont fondés sur des estimations diagraphiques de puits bien sélectionnés mais nécessitant encore des ajustements.

La comparaison des deux cartes de répartition de la Sous Unité III-3 et de la Sous Unité IV-1 (Fig. II.12 et 13), met en évidence que la Sous Unité IV-1 comble les creux qui sont créés par l'incision tectonique. Par contre l'extension de la sous- Unité IV-2 est presque régionale; elle peut être même corrélable dans toute la région (Fig. II.14).

Bien que des pièges stratigraphiques du type paléo-vallée puissent être retrouvés dans la région, les données et les moyens disponibles ne sont pas suffisants pour situer ce genre de piège; par exemple, sur la section sismique (Fig. II.17 A), nous constatons que l'ensemble des Sous Unités IV-1/IV-2 forme un piège de paléo-valée (?).

Pour évaluer ce type de piège, il est nécessaire de distinguer les deux sous-unités, qui doit se confirmer par les données bio-stratigraphiques. Nous pensons que la Sous Unité IV -1 et la partie supérieure de la Sous Unité IV-2 qui montrent plus de potentiel pétrolier par son faciès gréseux. Cela a été prouvé en plusieurs objectifs pétroliers dans la région.

La sous-Unité IV-3 (Grès de Ramade) est constituée par des grès propres moyens à fins, parfois grossiers et localement quartzitiques. Elle est un objectif dans la région et en contact direct avec les argiles siluriennes. Son extension est presque régionale (Fig. II.15); et s'épaissit sur l'angle Sud-est. Son biseautage est marqué sur le flanc oriental (plus à l'est du puits Stah-1bis); où la Sous Unité se dépose directement sur la Sous Unité III-3. Ainsi, les sous-unités IV-1 et IV-2 sont :

- soit non déposée car le relief est déjà apparu, le paléo-môle d'Ahara;
- soit ils ont été érodés au moment de leur déposition par les événements tectoniques.

Les mêmes conditions peuvent engendrer le biseautage de cette Sous unité sur le flanc oriental. Le changement de faciès pourrait être aussi à l'origine de l'apparition de formes de biseau (cas de la Fig. II.17 B).

Sous-Unité IV-4, aussi appelée « Série argileuse ou les Grés de Mazoula », n'est pas très épaisse et ne se retrouve pas toujours dans la série. Son aire de répartition n'est pas uniforme dans la zone d'étude (Fig. II.16). Cela est probablement lié au remaniement qu'elle a subi pendant le rebond isostatique (Saifi, 2015). La Sous- Unité IV-4 couvrant.

Type your text

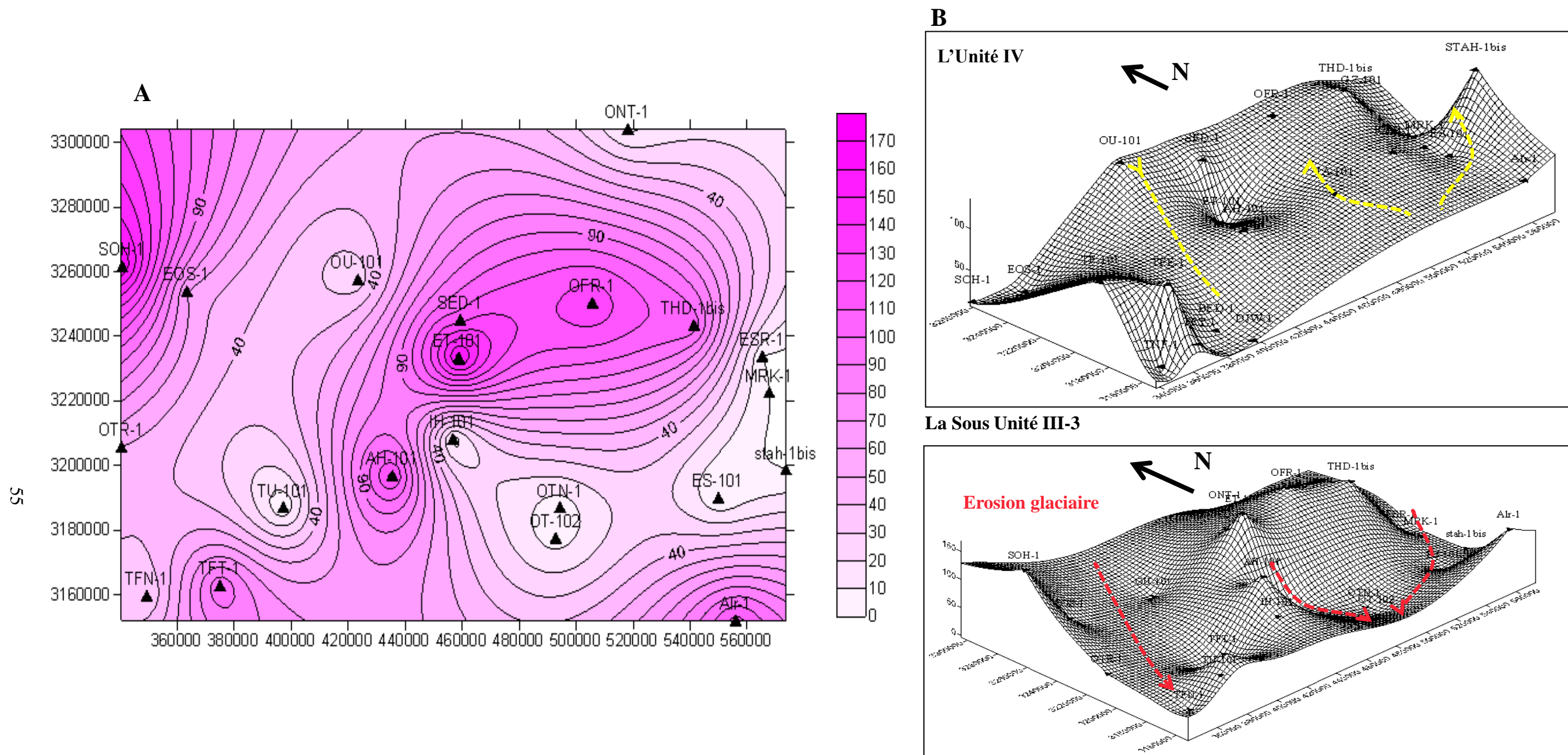


Fig. II.12, A: Carte en iso-épaisseurs de l'Unité III-3.

B: Plans topographiques en 3D à la surface de l'Unité IV et la Sous Unité III-3.

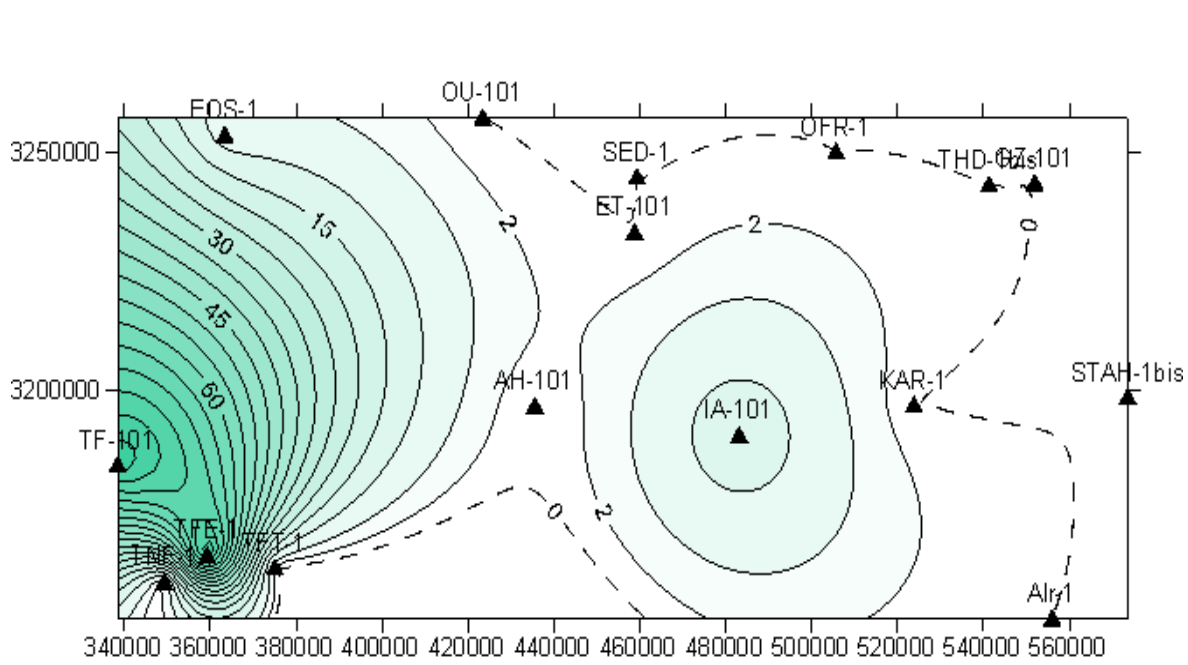


Fig. II.13: Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-1.

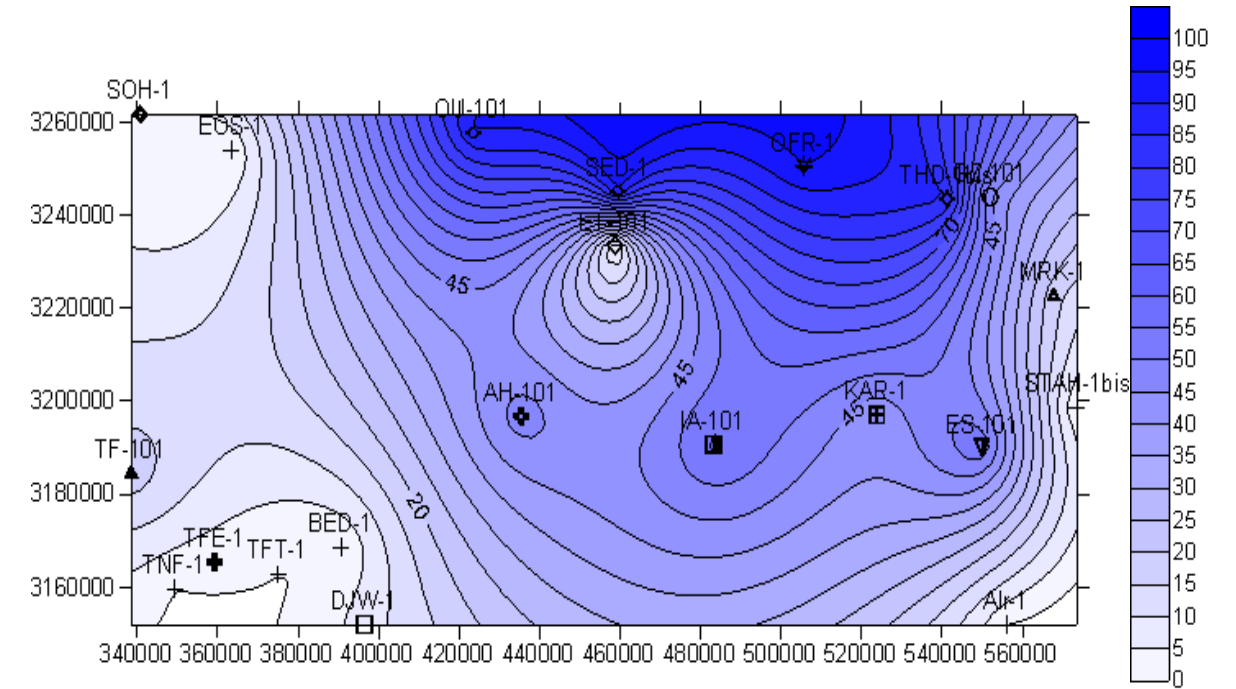


Fig. II.14: Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-2.

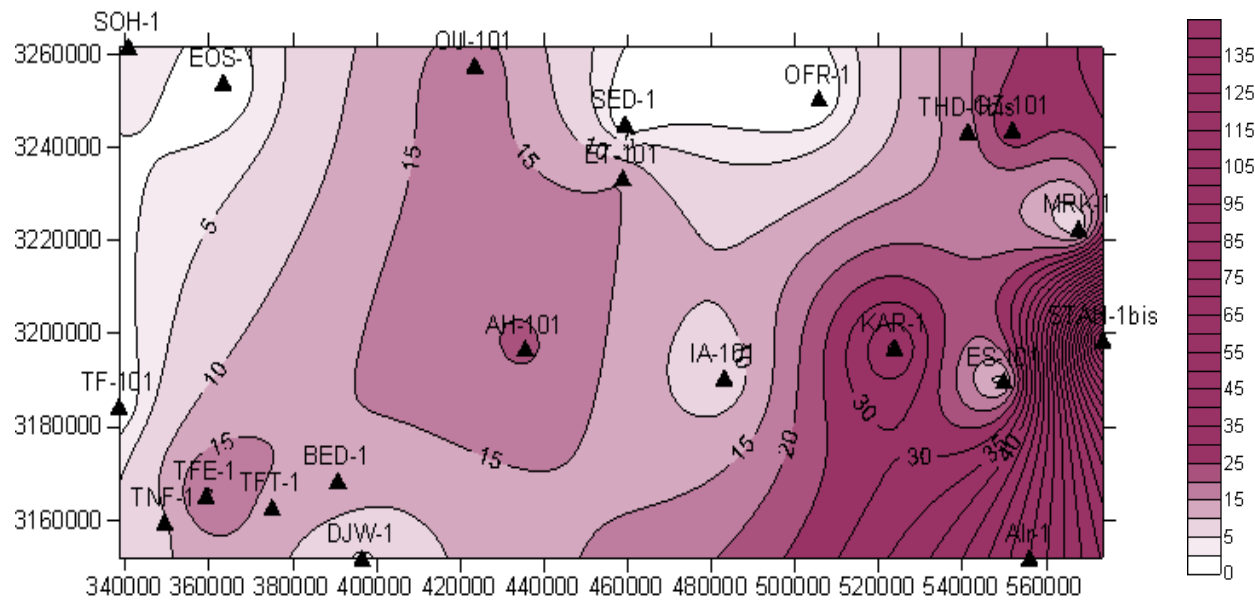


Fig. II.15: Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-3.

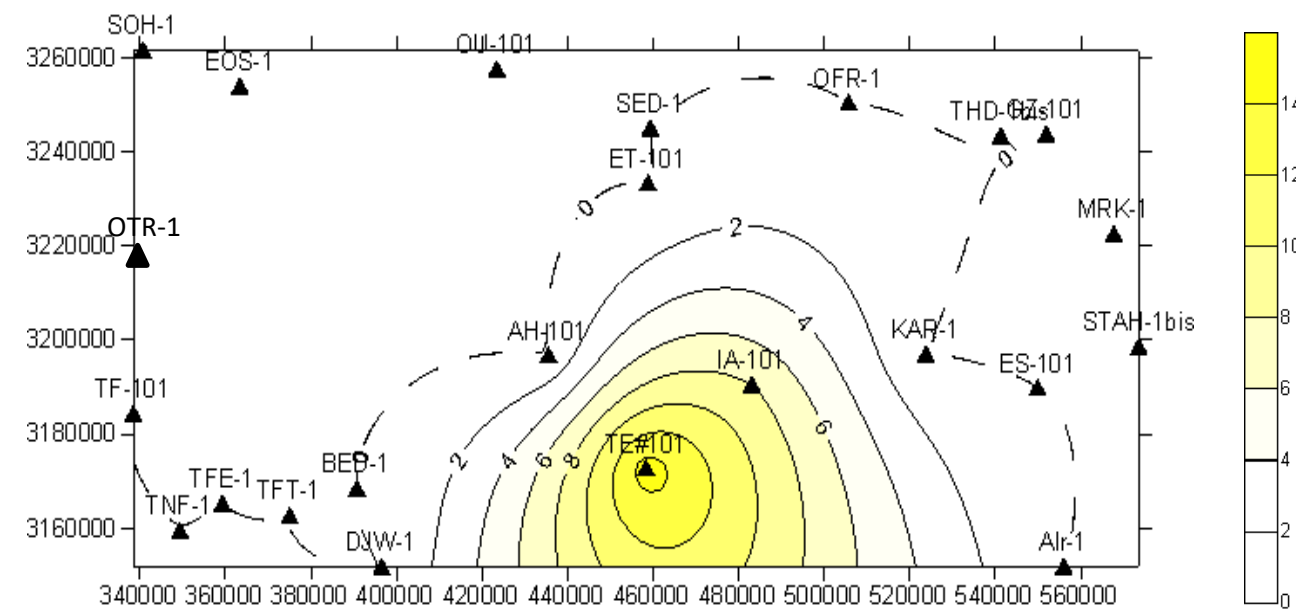


Fig. II.16: Carte en iso-épaisseurs de la Sous Unité IV-4.

brusquement la IV-3 est surmontée par les argiles radioactives du Silurien (Fig. II. 18).

La répartition discontinue de la IV-4 sur la IV-3 et sans discontinuité est liée à des processus structuraux qui sont bien marqués sur les données sismiques de la région. La sous unité superpose brusquement la formation des Argiles à Graptolites,

II.4. 3. Les pièges siluro-dévonien

La période du Silurien supérieur a été marquée par la reprise des mouvements calédoniens qui ont provoqué l'émersion de vastes étendues (Beuf et al, 1971) dont le môle d'Ahara. Le môle a servi de source en éléments détritiques pendant le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur (Beicip, 1975). Par contre la période dévonienne est relativement calme.

La série sédimentaire est débute par les argiles à graptolites d'âge Silurien inférieur, est surmontée par des formations détritiques surtout continentales du Silurien supérieur-Dévonien inférieur. Elle se poursuit par une sédimentation argilo-gréseuse, argileuse et calcaire franchement marine et se termine par le retour de la sédimentation sableuse.

Néanmoins, ces facies montrent des variations d'une région à une autre car certaines sont subsidentes et persistent en milieu marin; d'autres stables ou ayant tendance à s'élever montrent des facies littoraux ou continentaux (Fabre, 1976). Ce sont ces formations détritiques qui constituent, selon les endroits, de bons ou de mauvais réservoirs pétroliers.

-Dans le Silurien supérieur- Dévonien inférieur :

L'analyse des données structurales de la région montre que l'effet des mouvements calédoniens sur la répartition des unités du Silurien argilo-gréseux (série inférieur du F6) est important sur le flanc méridional du môle. Ces mouvements non négligeables sur le môle d'Ahara, où il faut ajouter l'effet des mouvements frasniens qui ont directement conditionné le développement des unités C. Ceci est bien visible sur l'écorché sous la discordance frasnienne des unités du réservoir F6 (Silurien supérieur- Dévonien inférieur) (Fig. II.19). Cette fig. a été établie par la superposition des cartes en iso-épaisseurs de toutes les unités mais, il est à noter qu'il y a une grande incertitude dans la répartition de ces unités sur le flanc nord du môle où la densité des forages est très faible.

Après l'examen de l'écorché, les coupes de corrélation (Annexe 01, 02 et 03 et Fig. 20 (A, B) et des données structurales disponibles de la région, Nous pouvons déterminer les limites d'extension de chaque unité. Sachant que les données sismiques sont plus fiables dans le cas de ce projet malgré que sa couverture actuelle soit limitée.

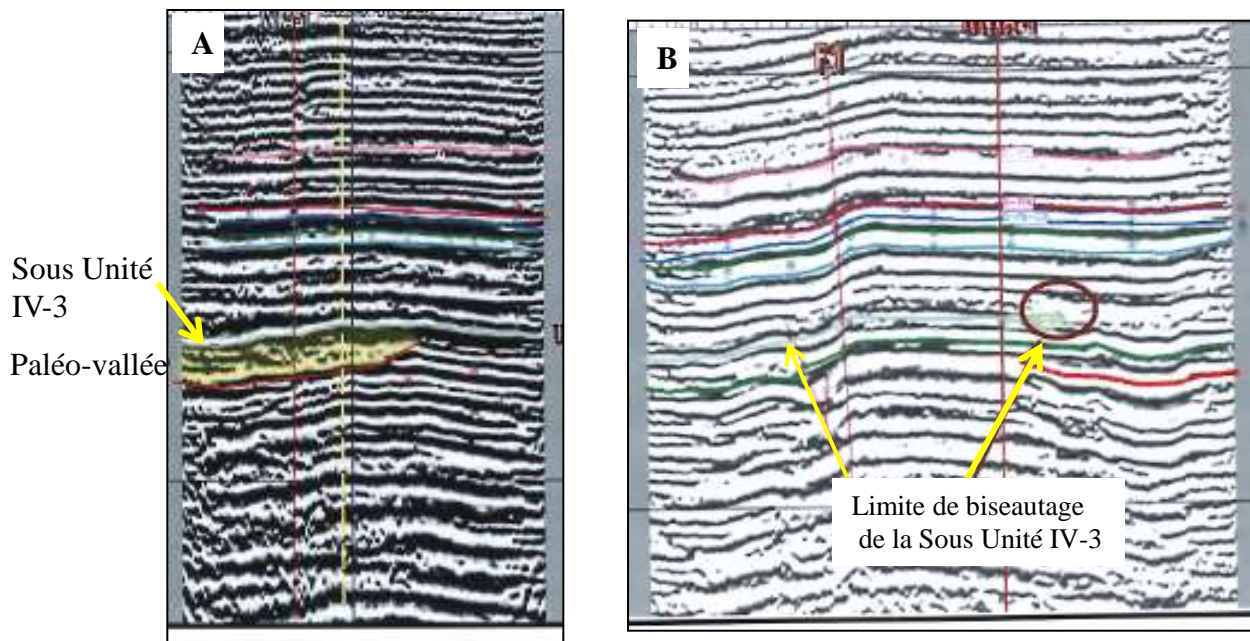


Fig. II.17: Deux sections sismiques montrent un piège du type paléo-vallée de la sous unité IV-1/2 (A) et de biseautage de la sous unité IV-3 (B) (Rapport interne confidentiel Sonatrach, 2007)

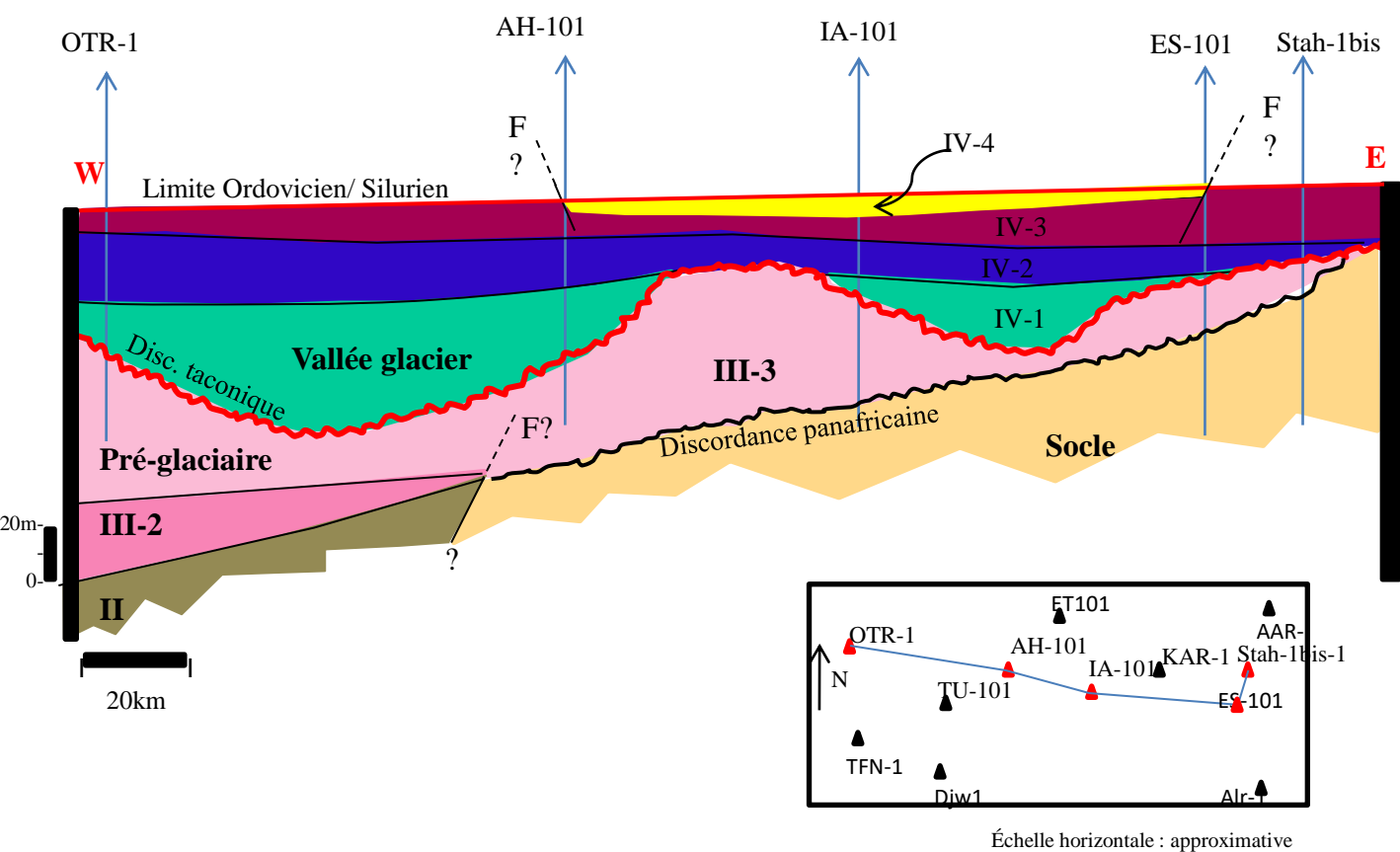


Fig. II.18: Profil structural E-W sous la limite Silurien/Ordovicien à travers la région d'étude.

Pour Cet intervalle (Silurien supérieur- Dévonien inférieur), nous pouvons le résumer comme suit :

- Les pièges stratigraphiques dans le réservoir F6 sont essentiellement des **biseaux d'érosion**, leurs formation est directement liés aux différents mouvements tectoniques (calédoniens et frasniens) qui ont affecté la région. Le piégeage lithologique reste très probable.
- Les **unités M** ont été épargnées par érosion sur le môle d'Ahara mais ne disparaissent complètement que dans la partie occidentale de la région d'étude, au niveau du môle de Maouar avec tous le reste du Paléozoïque.

Les grés de l'**unité M1**, sur le flanc méridional, constituent de bons réservoirs. Ces grés sont devenu très immature en allant vers Sud. Si l'on suppose que les deux cas se trouvent sur le même bloc structural, les grés non perméable peuvent constituer une barrière lithologique (cas des puits DJW-3 vers MZN-1). Ceci est favorisé soit par un disposition lenticulaire du grés propre dans un facies plus argileux, soit par l'intensité des modifications diagénétiques qui varient d'une zone à l'autre.

Sur le môle, il n'existe que les unités de la série silurienne; et selon une direction NW-SE, on retrouve l'unité B2 puis respectivement les Unités B1 et A.

- Le biseautage de l'**unité A**, n'est connu que sur le môle au niveau de In Adaoui (autour du puits IA-1) sous les discordances calédonienne et frasnienne (confondues). Il occupe une position favorable pour le piégeage d'hydrocarbures. En outre, de bonnes capacités de réservoir sont déterminées pour les grés de cette unité sur ce secteur; mais son extension reste hypothétique du fait que la densité des forages demeure très faible.
- Le biseautage des **Unités B** est également connu sous les discordances calédonienne / frasnienne dans la partie centrale du môle (entre les puits Tu-101 et AH-101); le cas du B2 autour du puits ET-101 reste intéressant (**Fig. II.21**).

L'unité B1, par son hétérogénéité (argilo-gréseuse et ferrugineuse), forme un réservoir de mauvaise qualité, donc seul le biseau de l'unité B2 sera pris en compte (**Fig. II.22**). Néanmoins, celui-ci étant ouvert vers le Sud, donc ne présente aucun intérêt pétrolier. Il ne sera favorable au piégeage des hydrocarbures que si sa fermeture est assurée soit par une faille, soit par l'hydrodynamisme, ou bien par une éventuelle barrière de perméabilité.

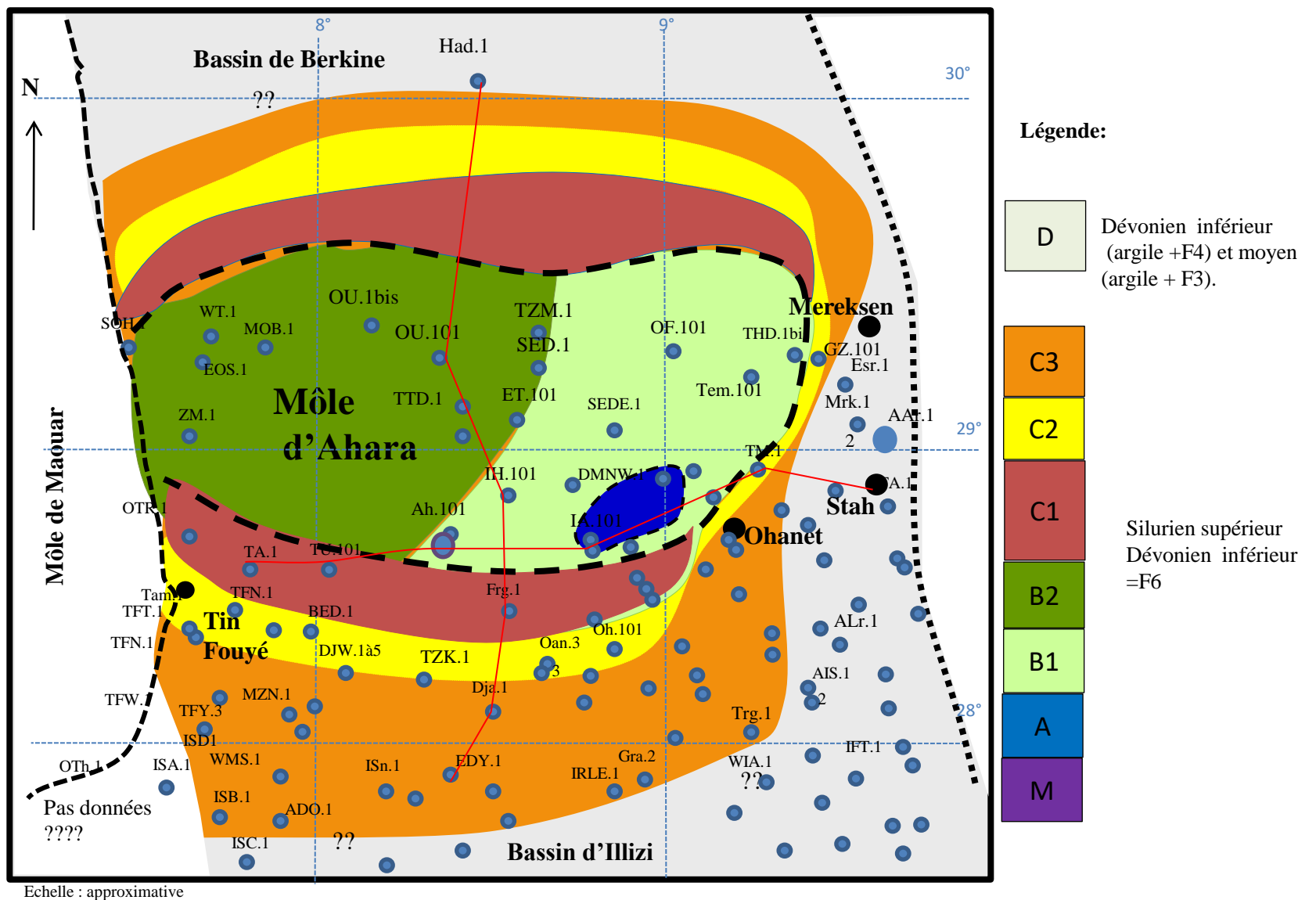


Fig. II. 19: Écorché sous la discordance frasnienne da la région du môle d'Ahara (la région du môle d'Ahara).

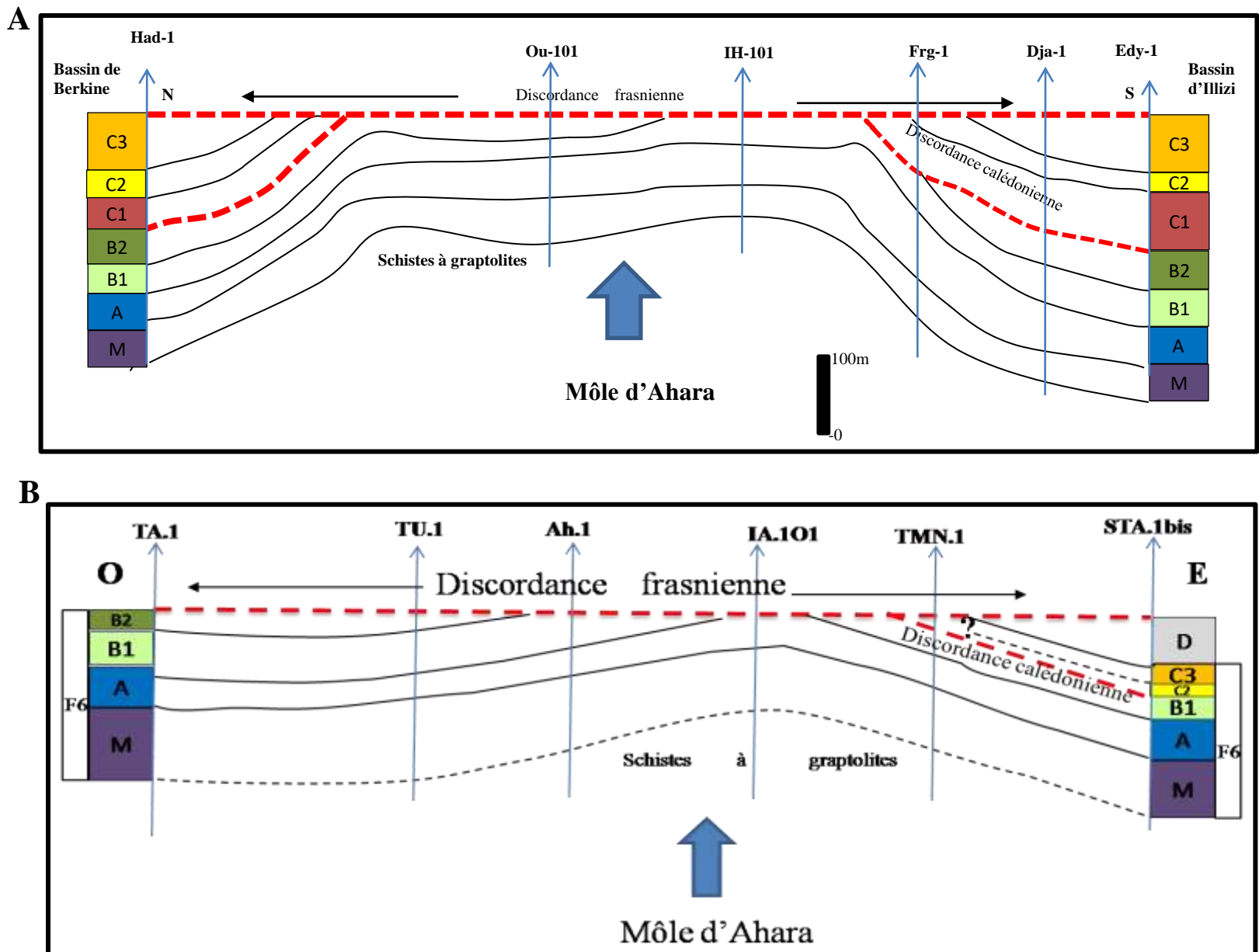


Fig. II.20 : Profils de corrélation N-S (A) et E-O (B) du réservoir F6 (la région du môle d'Ahara) (l'orientation des profils est sur la figure II.24)

Sur le flanc N où il se trouve en position inverse par rapport au pendage régional (Fig. II.23); il peut avoir un intérêt pétrolier particulier, notamment dans le secteur NE (autour du puits HFR-1) (Fig. II.24 et 25). Par ailleurs, il faut s'attendre également à une éventuelle migration des fluides dans l'unité B1 qui se trouve en amont pendage par rapport au biseau de l'unité B2.

- Les biseaux d'érosion des unités A , B1 et B2 sont du type sous discordance.
- Sur le flanc ouest, les événements frasniens disparaissent sous la discordance hercynienne où le Trias se dépose directement sur les unités **B** (au niveau du puits EOS-2).
- Sur les flancs nord et sud, les **unités C** se répartissent d'une façon concentrique par rapport au môle d'Ahara, dans l'ordre suivant : **C1, C2 et C3** en partant de la zone centrale. Les grès des unités C1 et C3 possèdent de meilleures qualités réservoir.
- L'unité C1 est absente sur les périphéries orientales du môle.
- L'unité C1 disparaît au niveau du puits Tem-101 sur le flanc Nord Est et autour du Frg-1 sur le flanc SE.
- L'unité C1 se biseaute soit par lacune de sédimentation soit par érosion. Pour le premier cas, est par l'effet de surrection du môle d'Ahara, notamment pendant le dépôt de l'unité C (sur les flancs Nord-est et Sud-est); Par conséquent, l'unité C2 est transgressive sur l'ensemble antérieur; au niveau du puits Stah-bis, l'unité C2 se trouve sur l'unité B1.

Pour le deuxième cas est marqué sur les flancs Nord et Sud du môle d'Ahara, où l'unité C1 forme un biseau par érosion et sous la discordance frasnienne. Cependant, l'intérêt pétrolier de ce biseautage est meilleur sur le flanc septentrional où il se trouve en position inverse par rapport au pendage régional (vers le Nord) (Fig. II.23). Par ailleurs, sur le flanc méridional, les biseaux sont ouverts vers le Sud. Ils ne présentent aucun intérêt pétrolier **que** si la fermeture est assurée: par une faille, barrières de perméabilité ou autre, cas du piège mixte.

- La disparition de l'unité C2 est remarquée dans des endroits éloignés sur l'angle Sud-est (Fig. II.26).

Le biseau de l'unité C3 entoure le môle sauf sur le flanc occidental.

Cette unité a une position favorable sur les flancs septentrional et oriental . Ce biseau est du type sous discordance frasnienne (Fig. II.27 et 28).

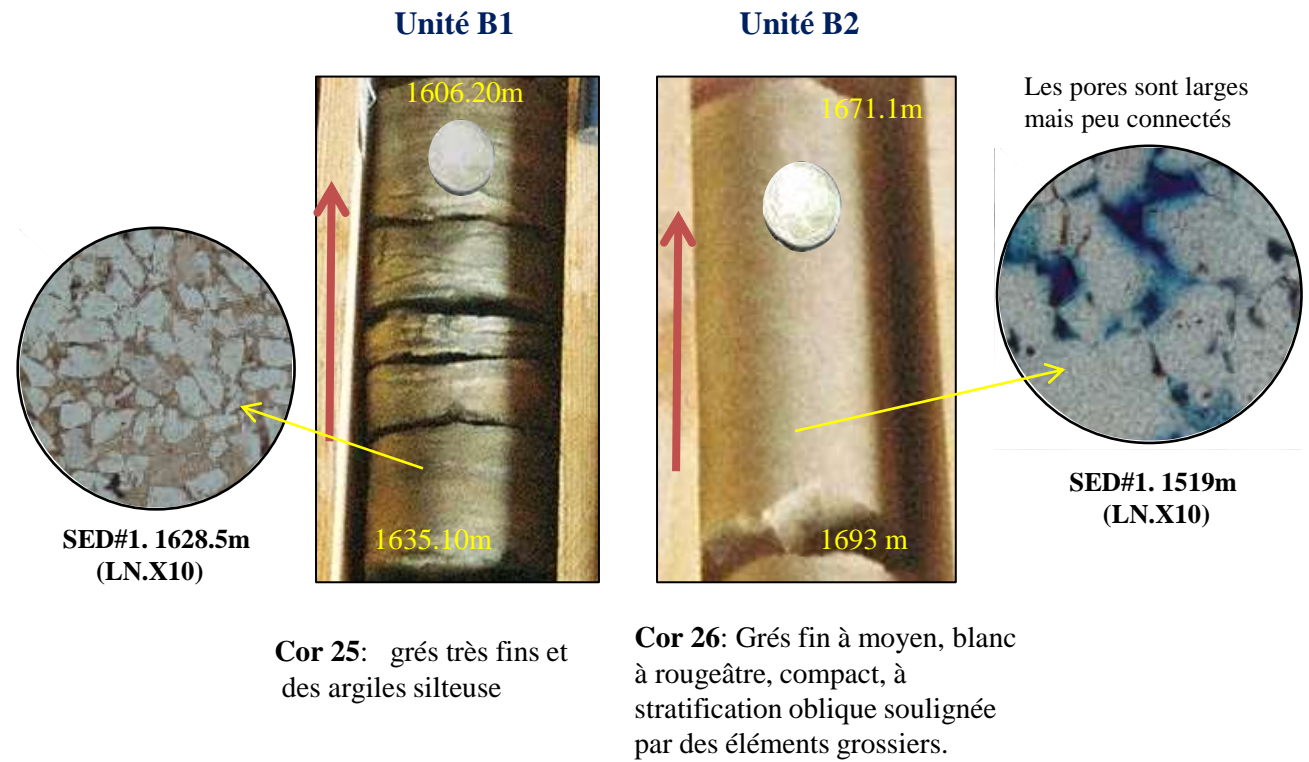
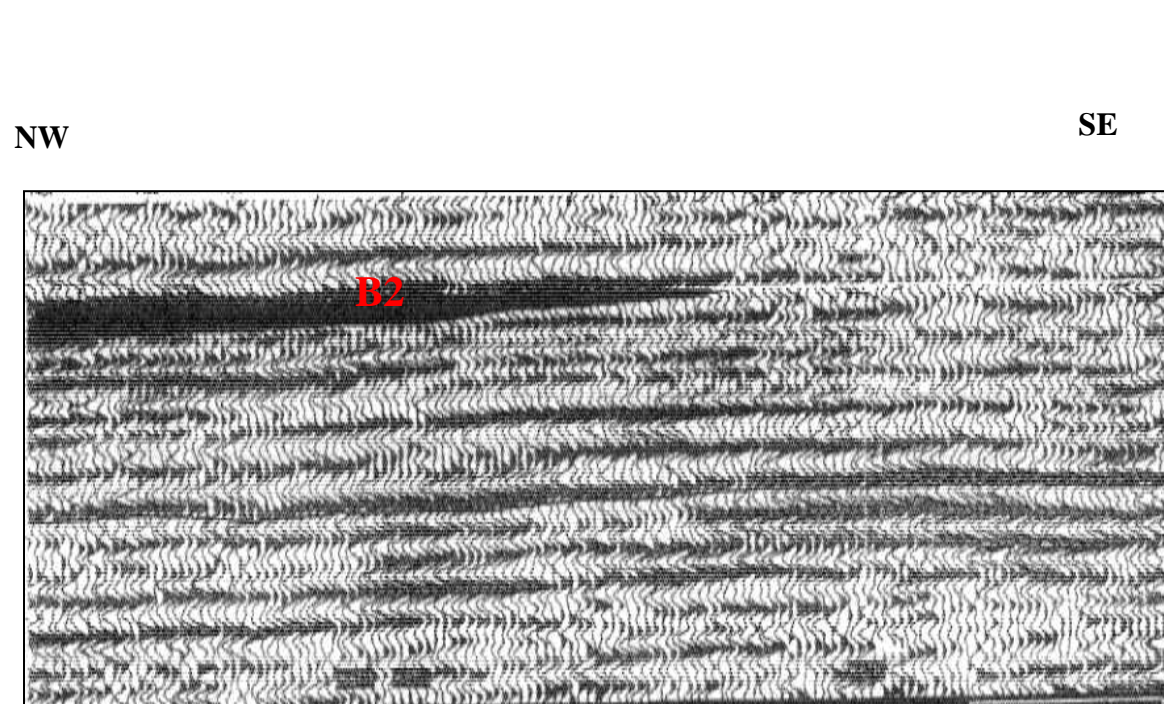


Fig. II.21: Section sismique montre le biseutage de l'Unité B2 sur le môle d'Ahara (autour du puits ET-101) (*Rapport interne Sonatrach, 1999*).

Fig. II.22: Comparaison de facies de l'Unité B1 et de l'Unité B2.

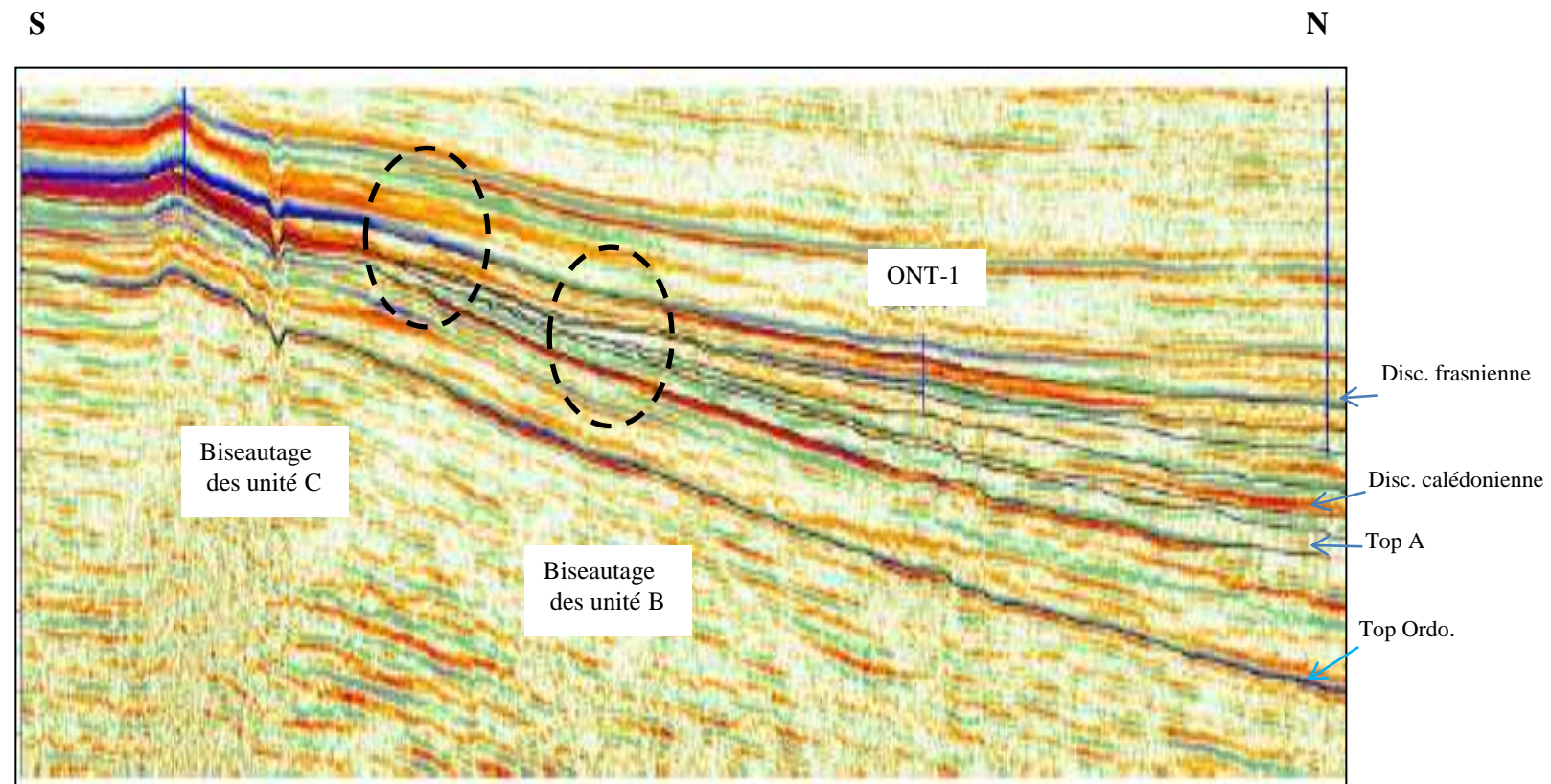


Fig. II.23: Section sismique montre le biseutage des Unité B et C sur le flanc Nord du môle (*Sonatrach- Beicip -Franlab, 2013*).

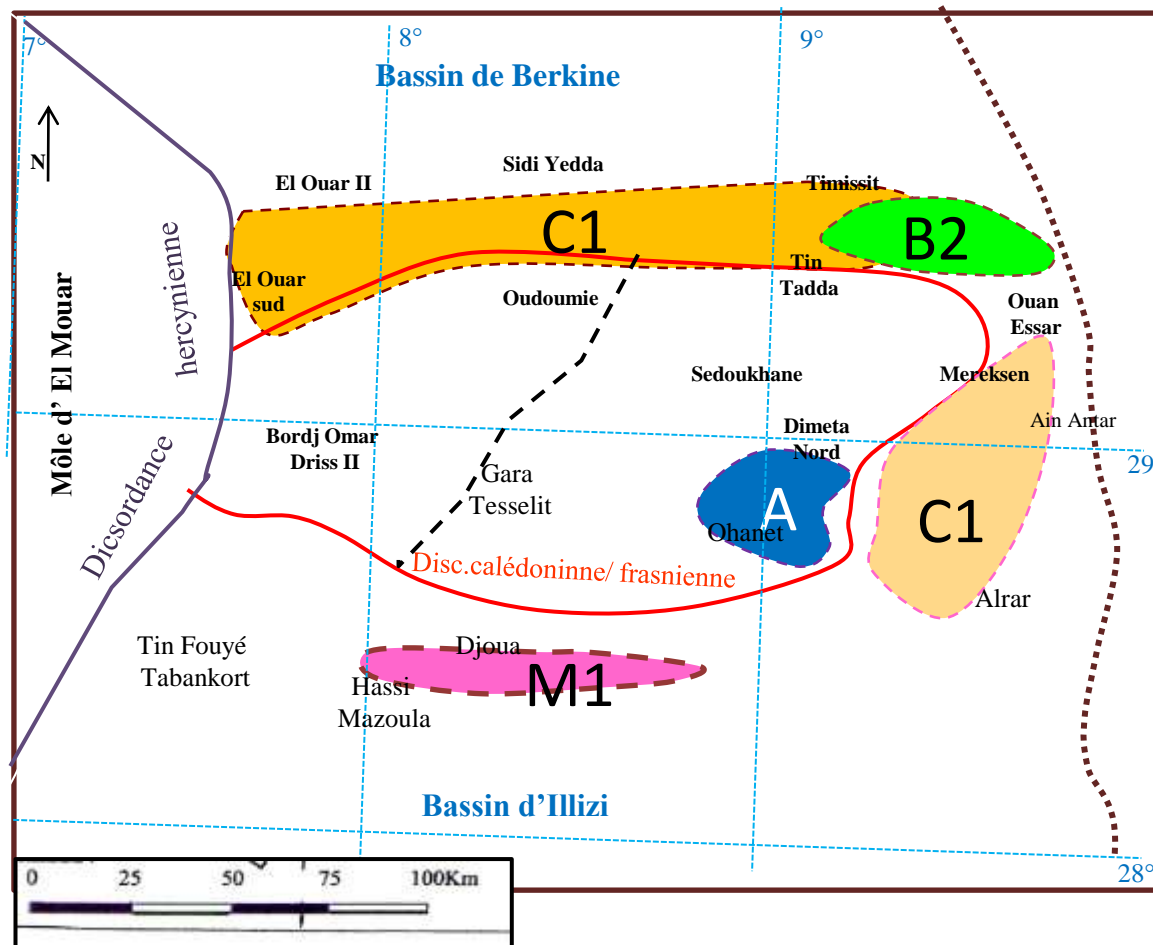


Fig. II. 24: Les zones de biseutage subtiles des unités du réservoir F6 (à la région d'étude)

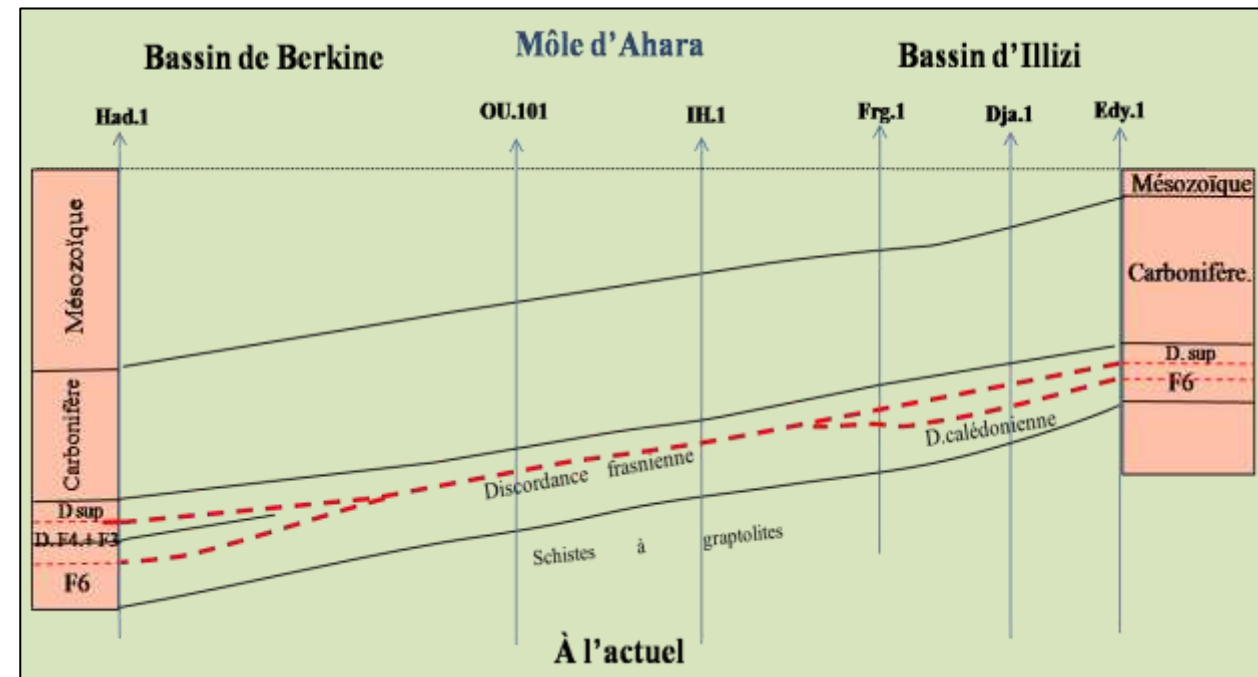


Fig. II. 25: Coupe N-S montre la disposition actuelle du Silurien supérieur –Dévonien à travers le môle d'Ahara .

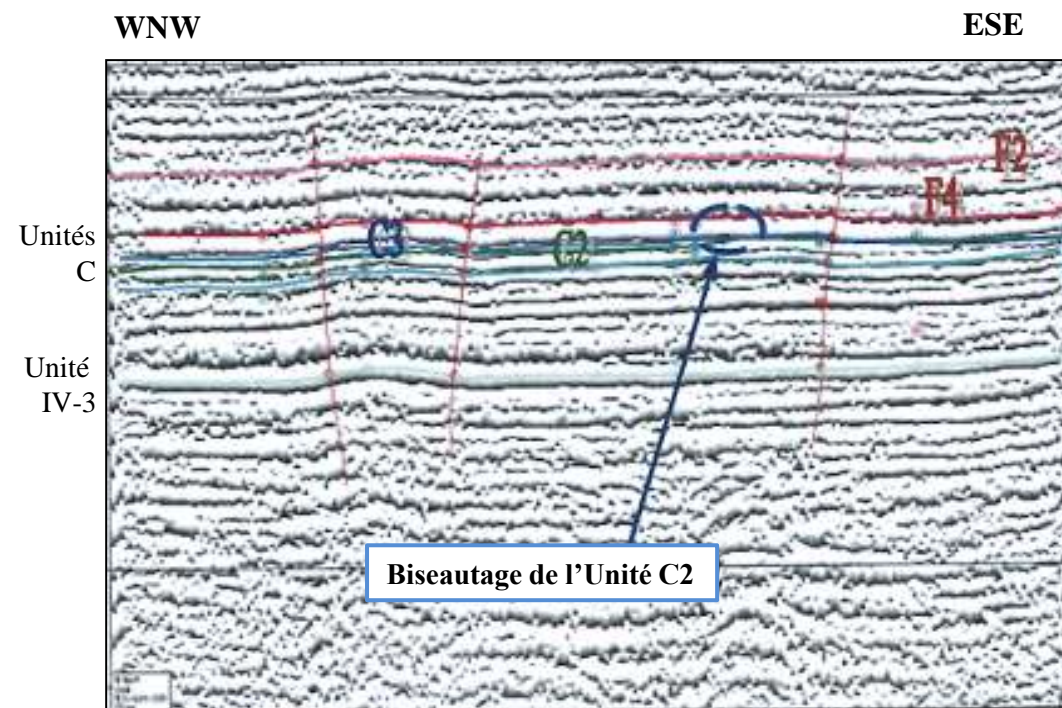


Fig. II.26: Section sismique montre le biseutage de l'Unité C2 sur le flanc sud Est du môle (Rapport interne Sonatrach, 2007).

En générale, la possibilité de piégeage stratigraphique d'hydrocarbures dans cette région n'est pas convaincante, car les biseaux des unités de la série inférieure sous la discordance calédonienne sont directement recouverts par une des unités de la série supérieure (les unités C). Donc même s'il y aurait eu des accumulations d'hydrocarbures dans l'un des biseaux siluriens, ils ont dû nécessairement se déplacer vers la série supérieure, puisqu'il n'y a aucune couverture efficace séparant les deux séries.

- Les dépôts du réservoir F4, d'âge **Siegénien- Emsien**, sont localisés autour du môle Ahara à l'exception du côté ouest. D'après les données paléogéographiques de la région, le môle existait avant cette période, juxtaposé avec le haut fond du Maouar. Cette répartition est perceptible sur la carte en iso-épaisseurs du ce réservoir (Fig. II.29).

Le réservoir F4 est constitué d'argile, d'argile-carbonatée et de grès, l'ensemble peut atteindre plus de 70m à la frontière algéro-lybienne. Il est situé entre deux formations argileuses importantes: «les argiles sous F4 d'âge Siegénien-Emsien » et «des argiles sous F3 d'âge Eifélien supérieur- début de Givétien sur le flanc septentrional». Toutes les données sismiques disponibles montrent que sa limite d'extension n'est pas liée aux fractures (Fig. II.27 et 28). Dans ce cas, il peut former:

- un biseau lithologique où les corps gréseux se terminent progressivement dans les argiles. C'est un cas possible détecté sur le flanc nord-est.
- un biseau d'érosion sous la discordance post-emsienne (pas l'Eifélien inférieur dans la région, voir le chapitre I). C'est une situation possible sur le flanc Sud-est. Mais l'importance de ce biseau se marque sur le bord Est du môle d'Ahara, où il s'épaissit rapidement sur une court distance.

-Dans le Dévonien moyen :

Le réservoir F3 s'est formé durant l'Eifélien- Givétien. Nous pensons que ce réservoir a été développé dans les mêmes conditions que le réservoir précédent (F4) Sa répartition géographique est très limitée par rapport à toutes les unités dévoniennes (Fig.

II.30). Il se trouve seulement sur les bords orientaux loin du môle (Fig. II.27).

Ce réservoir est absent dans le bassin d'Ilizi, et le Dévonien moyen se représente que par des grès calcaires et des argilites à passées de silts et de calcaires. Ces facies constituent un horizon constant à l'échelle du bassin.

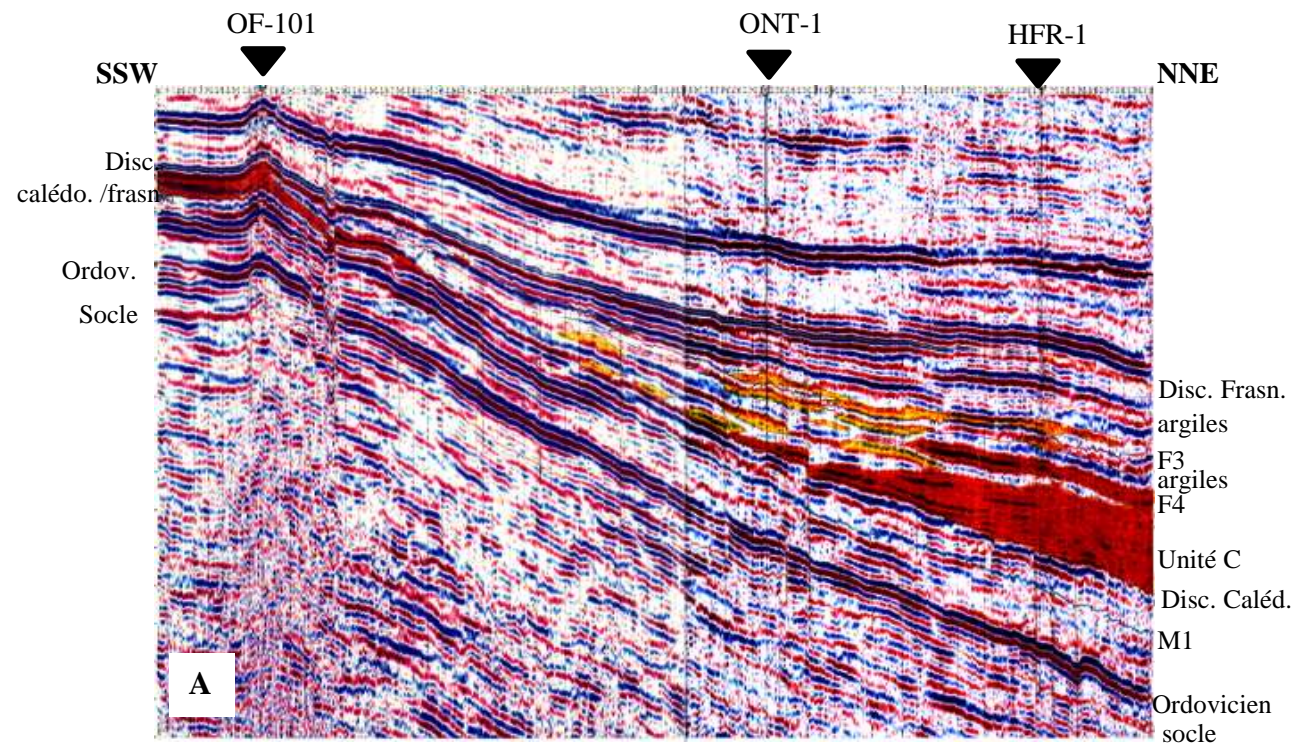


Fig. II.27: Profil sismique NNE-SSW montre la répartition des subdivisions siluro-dévonniennes sur le flanc nord de la région d'étude (Rapport de fin de sondage du puits ONT-1).

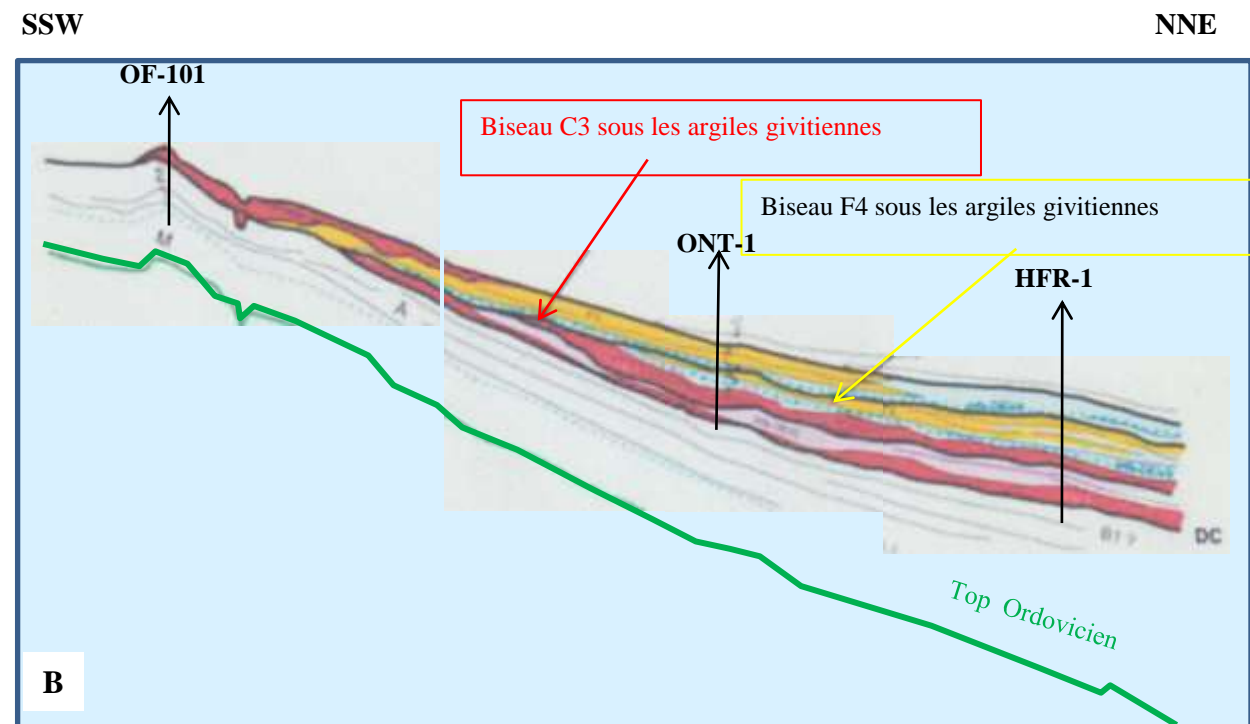


Fig. II.28: Profil NNE-SSW montre la disposition des biseau C3 et du F4 sur le flanc septentrional (Sonatrach-Beicip-Franlab, 2013).

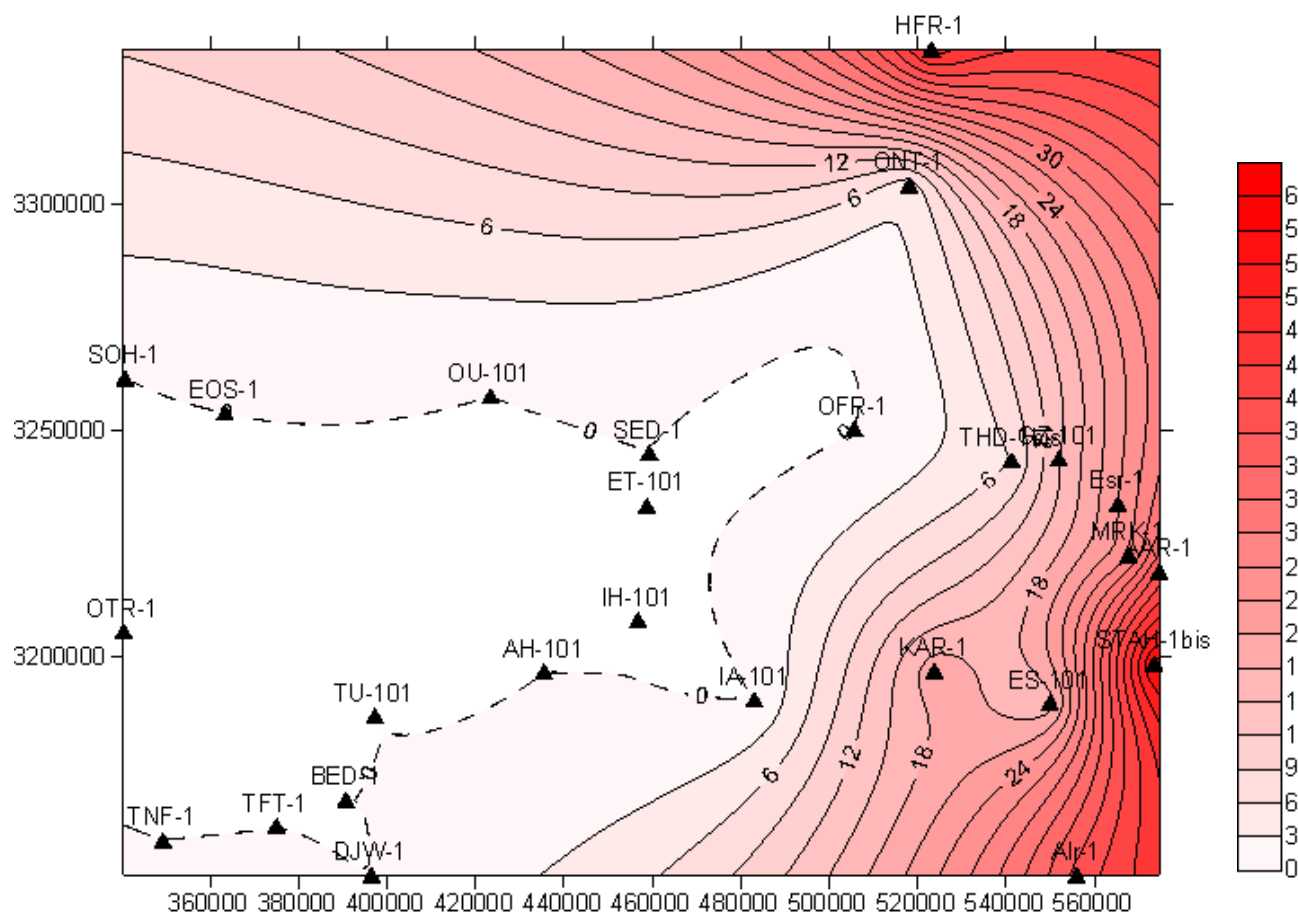


Fig. II.29 : Carte en iso-épaisseurs du réservoir F4.

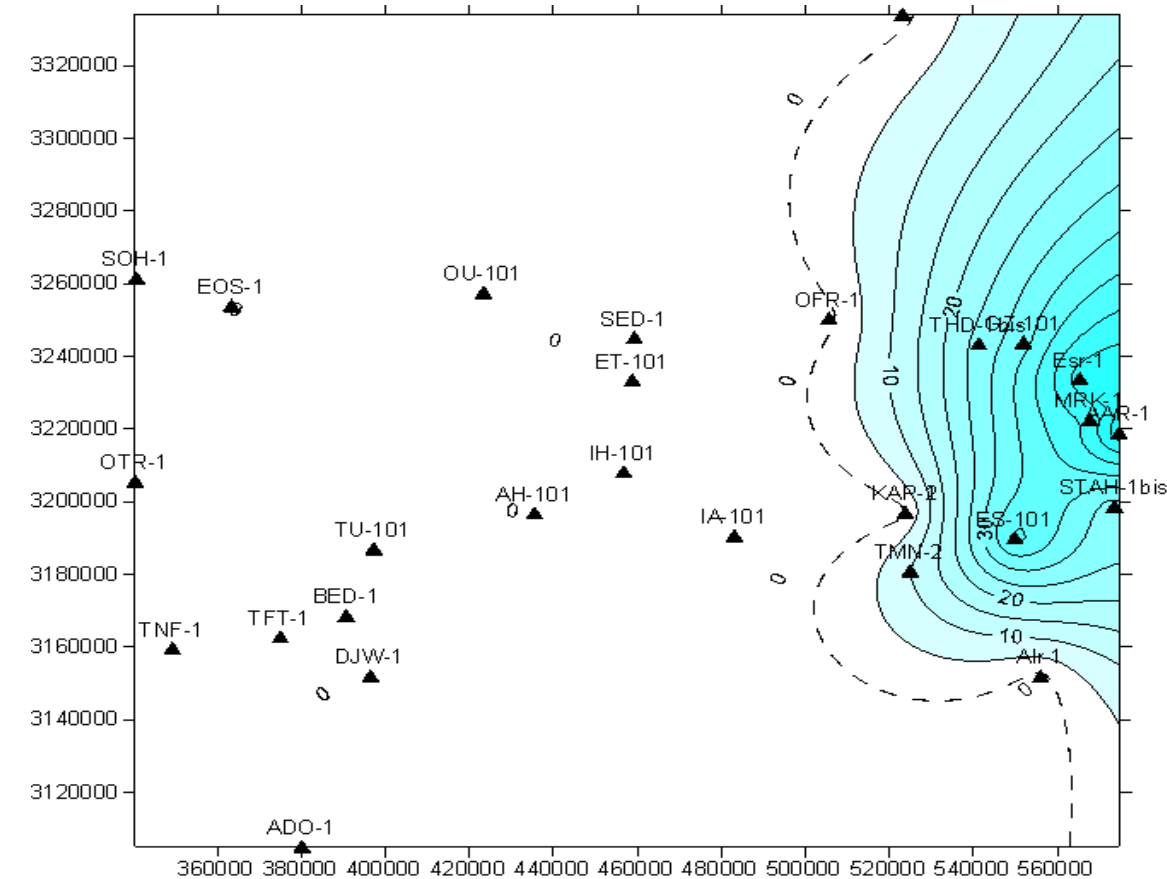


Fig. II.30: Carte en iso-épaisseurs du réservoir F3.

A partir de la région d'Alrar vers le bassin de Berkine, apparaît le réservoir F3 de nature gréseuse (Fig. II.30).

Les grés constituant cet horizon sont fins à la base, moyens à grossiers et quartzeux au sommet. Il est recouvert par un membre d'alternance d'argilites noires et de calcaires, qui le séparent de la discordance frasnienne. Un éventuel piégeage stratigraphique du réservoir est lié à la discordance givétienne et /ou frasnienne (Beicip Franlab- Sonatrach, 2013). Il s'agit surtout d'un biseau d'érosion sous cette discordance; ou les grés se terminent progressivement vers l'Ouest dans les argiles. Cette situation est liée probablement à des facteurs eustatiques. D'après la carte en iso-épaisseurs (Fig.II.30) et à partir de point de biseautage de ce réservoir, la croissance d'épaisseurs est très rapide vers l'Est. Ce paramètre est très positif dans la zone Stah- Mereksen et atteint environ 50m.

-Dans le Dévonien supérieur :

Le Dévonien supérieur (**Frasnien–Famennien/ Strunien**) est représenté par des argiles gris noir à rares passées des calcaires argileux cristallins. Il peut apparaître comme un ensemble uniquement argileux. Des masses gréseuses coiffent le sommet du Dévonien dans le bassin d'Illizi, c'est ce qu'on appelle « le réservoir F2 », d'âge Strunien ? (Famennien supérieur). Il est d'extension régionale, ses changements d'épaisseurs ne sont pas très remarquables. Ce réservoir tend à disparaître complètement vers la partie occidentale sous la discordance hercynienne.

Nous pouvons supposer que l'absence des dépôts du Tournaisien inférieur et du Strunien supérieur sur le môle d'Ahara est conditionnée par l'érosion due à surélévation générale de la région au cours de cette phase. Un hiatus stratigraphique de Tournaisien inférieur détermine la limite supérieure de réservoir.

Après analyse de toutes les données disponibles, nous avons obtenu les résultats suivants :

-Sur le môle d'Ahara les argiles du Dévonien supérieur reposent sur les dépôts siluriens ; (Fig. II. 31). Alors que sur les périphéries du môle, ces argiles reposent en discordance sur le Dévonien inférieur.

-La corrélation, Nord-Sud, détaillée du réservoir F2 de la périphérie vers le môle d'Ahara montre sa discontinuité ce qui témoigne d'un arrêt de la sédimentation à partir du Strunien supérieur; la sédimentation argilo-silteuse se poursuit dans le bassin d'Illizi jusqu'au Tournaisien.

- d'après la carte en iso-épaisseurs (Fig. II. 32) malgré la répartition constante du réservoir F2 sont sur l'ensemble de la région, au niveau du puits AH-101le Trias repose sur le Dévonien inférieur

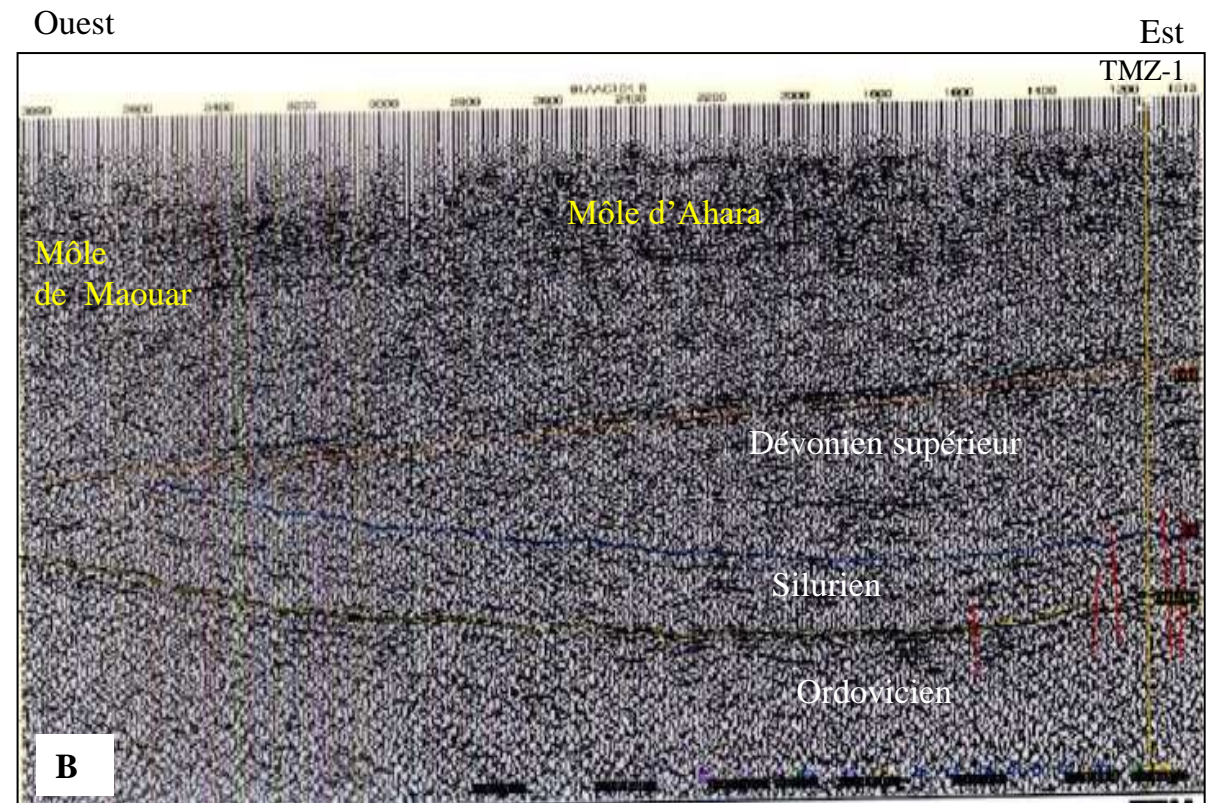
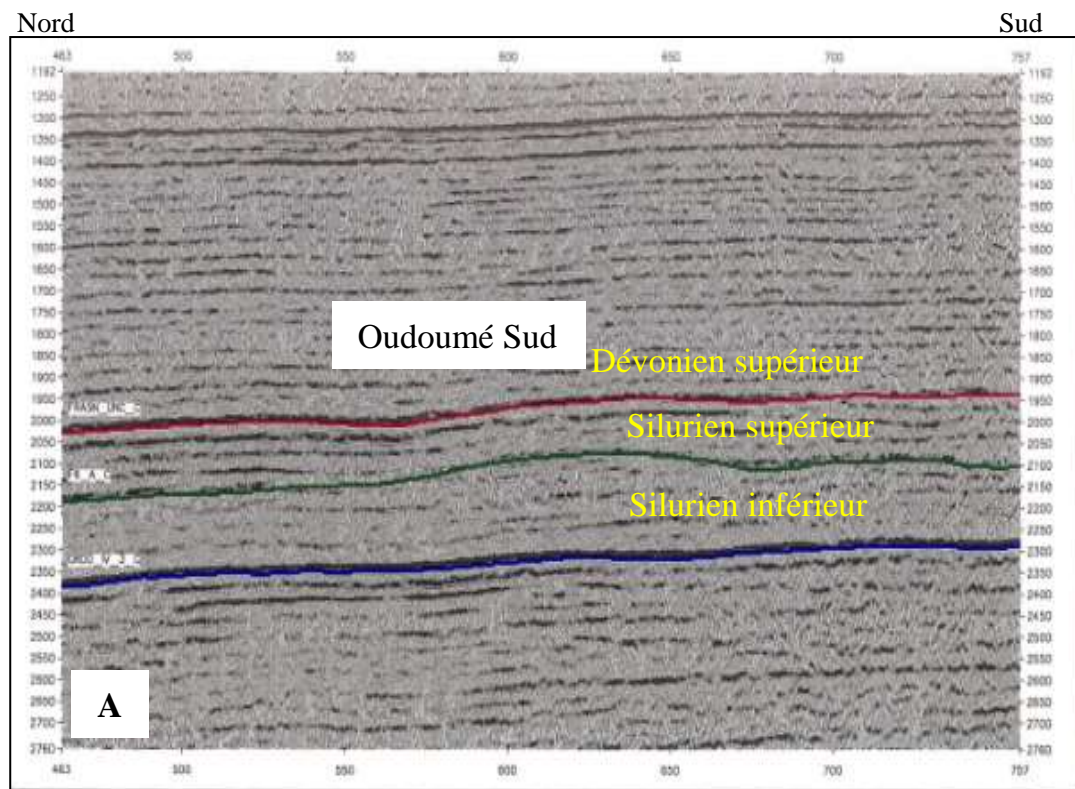


Fig. II. 31: Sections sismiques Nord-Sud (A) et Est-Ouest (B) montrant la disposition du Dévonien supérieur sur le Silurien supérieur (Unité A) sur le môle d'Ahara. (Rapport interne Sonatrach, 2001)

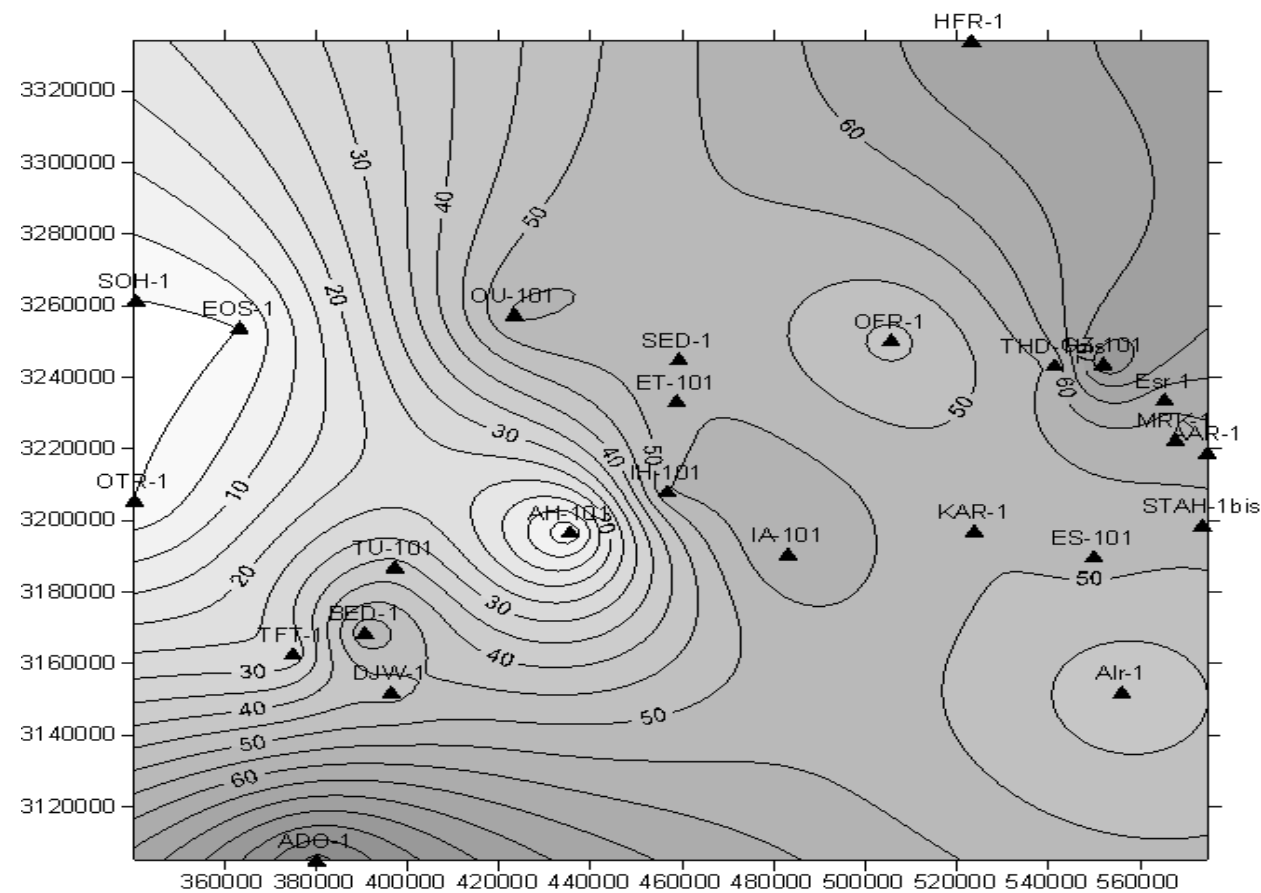


Fig. II.32: Carte en iso-épaisseurs du réservoir F2.

ce qui marque une particularité; le F2 disparaît brutalement sur cette petite structure. Ceci est dû éventuellement à plus d'événements structuraux que stratigraphiques, car la zone est très structurée.

- Des zones d'épaisseurs élevées de réservoir F2 sont marquées au Sud-ouest et au Nord-est. Elles sont interprétées par l'existence des zones très affaissées par rapport à la structure principale du môle d'Ahara.

- Des zones d'épaisseur plus ou moins constante se rencontrent sur les structures hautes (sur môle d'Ahara proprement dit) (Fig. II. 32). On note que cette stabilité se rapporte à la série grés-argileuse (équivalente au réservoir F2) et la série argileuse (sous réservoir F2) ensemble. Ils ont également la même évolution d'épaisseur à l'échelle de la région d'étude.

- Des anomalies d'épaisseur sont liées probablement aux zones mobiles d'Ahara (sur le flanc oriental, d'Ohanet et d'Alrar. Elles ont exercé une grande influence sur les processus d'accumulation et de la répartition des sédiments du Dévonien supérieur. Dans ces zones, il s'est produit un mouvement de grands blocs du socle le long des failles de direction NW-SE ; le matériel produit va se déposer sur les périphéries de ces structures (Beicip, 1971).

- Du point de vue lithologique, les dépôts de F2 sont très hétérogènes. Ce sont des alternances très complexes d'argiles, de marnes, de silts et de grès. La répartition des faciès est très variable d'un côté à l'autre. Une étude ultérieure sédimentologique du réservoir peut aboutir à la présence de barrières de perméabilité. Sachant que la présence d'un très bon réservoir et sur une grande surface est totalement inattendue.

D'autre part, les dépôts de formation d'Illérène (où se localise F2) ont des structures lenticulaires : des ensembles argilo-silteux à lentilles de grès ou de silts ; ceci peut offrir des pièges du type lenticulaire. Il est difficile de prouver le cas avec des données de subsurface. Pour une petite surface, deux puits adjacents qui ont le même niveau structural montrent des résultats pétroliers différents peuvent argumenter cette situation.

La figure suivante (Fig. II. 33) représente un modèle structural probable et la répartition des dépôts siluro-dévonien et du Carbonifère à la fin du Paléozoïque début du Mésozoïque sur l'axe E-W.

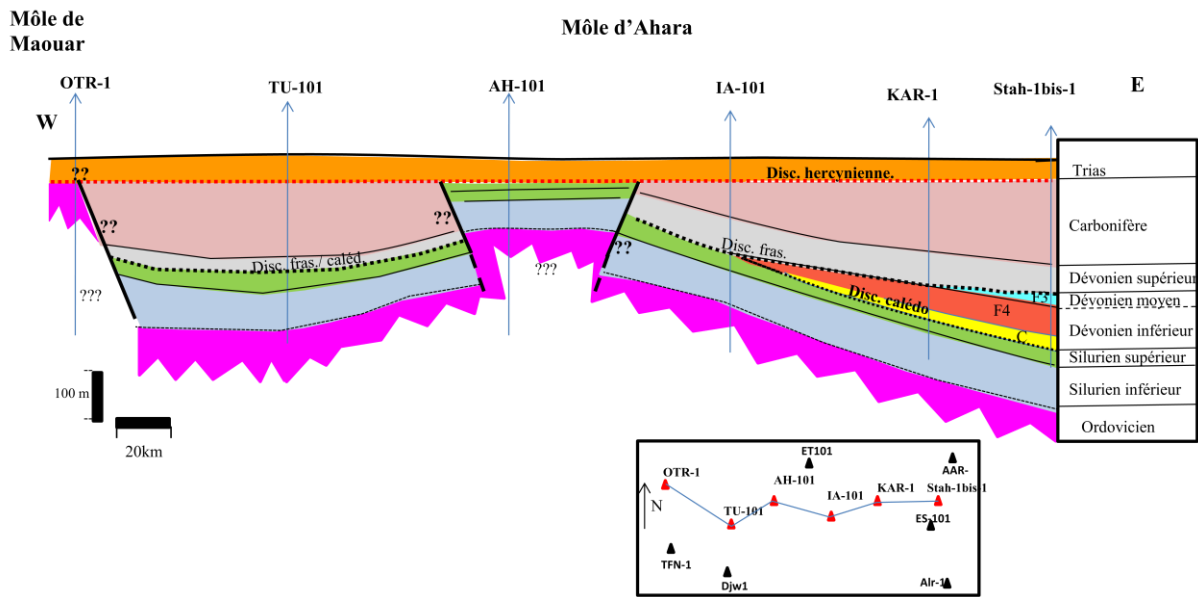


Fig. II.33: Profil structural E-W sous les dépôts du Trias (la région de môle d'Ahara).

Chapitre III :

Découpage séquentiel

III.1.Introduction et méthodologie :

Dans ce chapitre, nous tentons d'appliquer les concepts de la stratigraphiques séquentielle, à partir des données sédimentologiques et diagraphiques et appuyés sur des repères bio-stratigraphiques disponibles ; afin d'établir un découpage séquentiel des formations, du Cambrien jusqu'au Dévonien, et des corrélations litho-stratigraphiques.

L'importance de cette démarche est de nous permettre de déterminer l'ordre séquentiel des formations et son extension latérale, mais également la perspective de recherche pétrolière. Les résultats nous permettront de:

- Localiser les éventuelles zones qui pourraient constituer des bons réservoirs dans les édifices du type "pièges stratigraphiques"*¹. Il soulève aujourd'hui une question majeure concernant la géométrie et la répartition spatiale des différents facies dans les pièges surtout du type biseau d'érosion.
- Mettre en évidence les pièges lithologiques s'ils existent. Il faut cerner les zones de changements de facies, puis déterminer les zones de terminaison des corps gréseux dans les argiles le long des corrélations, enfin de délimiter les lieux perspectifs.

Positionner ces pièges stratigraphiques dans le contexte géodynamique.

Le facies silico-clastique est caractérisé par des variations de facies brutales et de rare faune. Il arrive parfois que l'application de cette méthode ne donne pas des résultats très fiables.

III.2. Les données disponibles :

La description lithologique de la série, allant du Cambrien jusqu'au Dévonien*², de la région, a été faite sur les carottes des puits suivants : AAR-1, SED-1, TTDS-1, DIMSE-1, MZN-1 et DJW-1 (voir le plan de positionnement : **Figure II.4**). Cet examen lithologique est quelque peu partiel car la plupart des sondages n'ont pas atteint le Cambrien. A cet effet, l'étude inclut les puits OTR-1, ODNW-1 et GRSW-1 qui sont situés en dehors de la zone d'étude (bloc 221b, le périmètre de recherche Bordj Omar Driss).

.....

*¹ Les pièges stratigraphiques du type primaire sont édifiés par un phénomène stratigraphique contemporain de la sédimentation. Ils sont constitués par un corps poreux et perméable individualisé au milieu d'une série imperméable ; il se fait par des variations de facies et / ou d'épaisseur. C'est le cas de: barrières lithologiques, corps sableux (lentilles gréseuses), édifices récifaux, diapirs, du remplissage de paléo-vallées et des biseaux d'érosion de type sur discordance (Benabdelkrim M, 2015).

*² La corrélation des dépôts du Carbonifère ne sont pas représentées dans cette étude puisque les perspectives en hydrocarbures de ces dépôts n'ont pas été prises en compte.

Des rapports internes préparés par Sonatrach, seule ou avec des partenaires étrangers (voir la bibliographie), ont servi de support de données dans des endroits qui n'avaient pas fait l'objet de description des carottes.

III.3. Découpage séquentiel :

D'abord, Il serait souhaitable de parler des travaux de [Boote et al \(1998\)](#). Ils définissent la notion de « Super-cycle du Gondwana » entre la Discordance infra-cambrienne (panafricaine) et la Discordance hercynienne. Ce Super-cycle majeur a été divisé en 2 Super-cycles d'ordre inférieur : un du Gondwana inférieur et l'autre du Gondwana supérieur. Cette nomenclature qui est définie à l'échelle de l'Afrique du Nord s'applique également en Amérique du Sud ([Souza Cruz et al., 2000 in AAPG, 2003](#)) et en Arabie Saoudite ([Sharland et al., 2001, Davidson et al. 2000](#)), même si une légère diachronie peut exister entre ces zones ([Fekirine, B et Abdallah, H., 1998](#)) :

- Supercycle du Gondwana inférieur (Discordance infracambrienne à discordance calédonienne) : est un mégacycle transgressif-régressif majeur de second ordre^{*3}, au sens de [Vail et al. \(1977\)](#)
- Supercycle du Gondwana supérieur (de la discordance calédonienne à la discordance hercynienne).

Chaque super-cycle du Gondwana est divisé en plusieurs cycles majeurs, les cycles majeurs sont divisés en cycles d'ordre 3. _____

Après analyse de toutes les données disponibles, nous pensons que la succession paléozoïque s'organise en 4 séquences de 2^{ème} ordre ou des cycles majeurs transgressif/régressif ^{*4}. Ce sont : le cycle Cambrien-Ordovicien inférieur et moyen, le cycle Ordovicien supérieur – Silurien, le cycle Dévonien inférieur et moyen, le cycle Dévonien supérieur –Carbonifère (?). Les limites supérieure et inférieure de ces séquences/ cycles majeurs sont généralement des discontinuités tectono-sédimentaires d'impact régional (discordance majeures) ([Catuneanu et al, 2009; Allen, 1990](#)), attribuées à des phénomènes tectoniques et/ou eustatiques ([Helland-Hansen, 1995; Allen, 1990; Bekkouche, 1992](#)). Ces séquences sont corrélables à l'échelle du Sahara ([Sady et Doussas /Rapport de Sonatrach, 2004](#)) et probablement à l'échelle globale (Selon l'équipe Exxon ([Vail et al, 1978 ; Haq et al, 1988 in Cojan et Renard, 2003](#)) (**Figure III-1**))

L'intervalle Cambrien- Dévonien, a été découpé encore en 10 séquences de 3^{ème} ordre ([Cross, 1988; Cross et Lessenger, 1998](#))^{*5} ou séquence de dépôt ([Vail et al.1977](#)), chacune d'une durée estimée entre 5 et 18 millions d'années ; elles sont corrélables dans l'ensemble de la région d'étude. Il y en a 2 au cycle Cambrien –Ordovicien inférieur et moyen, 3 au cycle Ordovicien

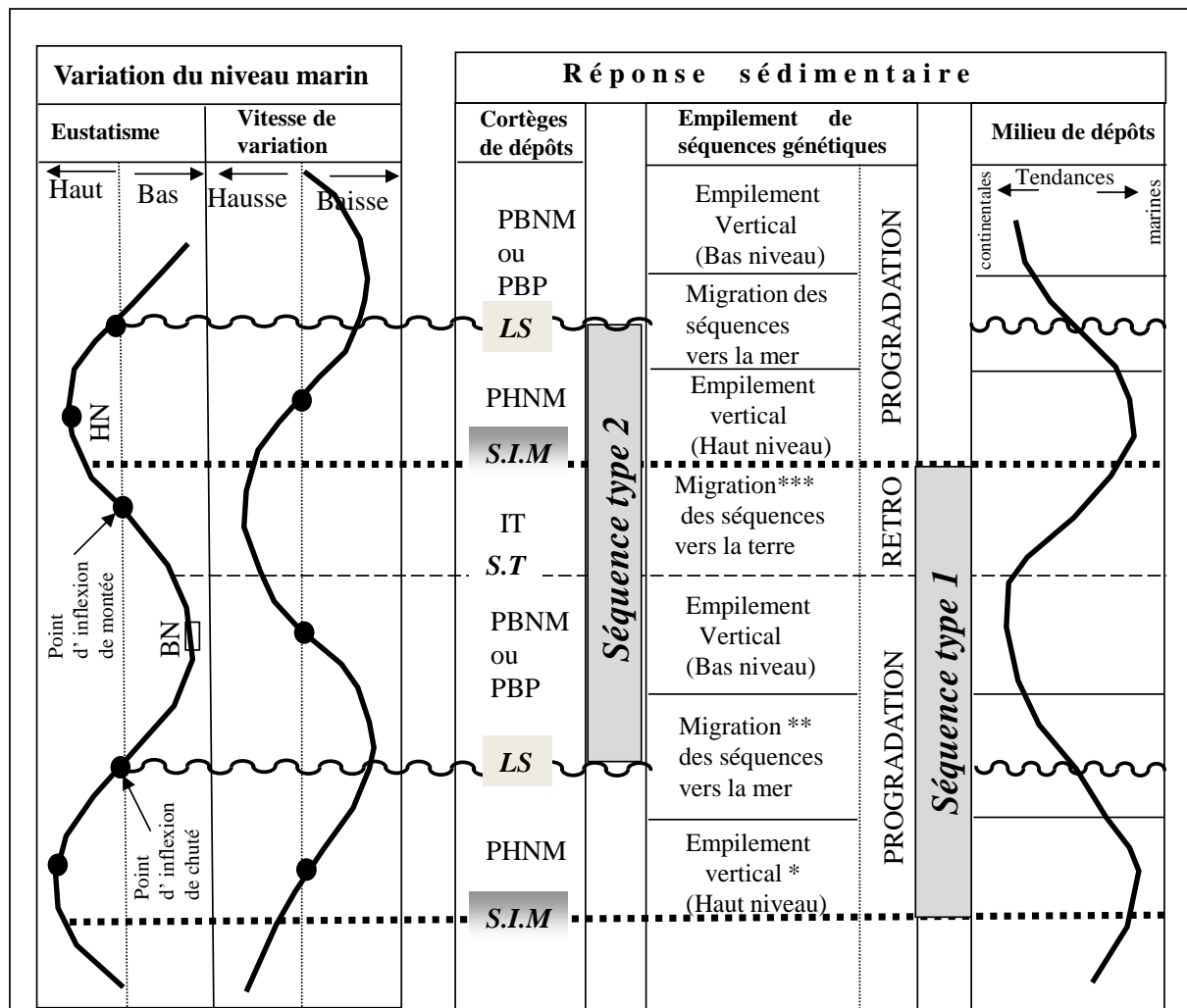


Fig. III-1: Comparaison du découpage séquentiel en cortèges (séquence) de dépôts (System-Tracts) et du découpage en empilement des séquences génétiques (stacking pattern) (d'après VAIL, 1991 (partie non publié) et HOMEWOOD et al, 1992) (in COJAN et RENARD, 1999).

On notera le découplage existant entre la séquence de troisième ordre au sens VAIL/Exxon (séquence de dépôts) dont les limites correspondent aux baisses rapides du niveau marin (type 2), et au sens CROSS, 1988 et GALLOAY, 1989 dont les limites correspondent aux surfaces d'inondation maximale (monté rapide du niveau marin) (type 2).

Légende:

- HNM: Haut niveau marin;
- BN: Bas niveau;
- PBN: Prisme de bas niveau;
- PBP: Prisme de bordure de plate-forme;
- IT : Intervalle transgressif;
- PHN: Prisme de haut niveau marin;
- ST : Surface transgressive;
- SIM : Surface d'inondation maximale;
- LS : Limite séquence;
- RETRO: Rétrogradation;
- * Vertical stacking;
- ** Seaward stacking;
- *** Landward stacking.

supérieur- Silurien, 4 au cycle Dévonien inférieur et moyen et une séquence au Dévonien supérieur (Figure III.2; 3). Elles sont séparées par des surfaces de discordances ou de discontinuités sédimentaires (du type paléosol, lacune sédimentaire, surface d'érosion etc*⁶).

En effet, chaque séquence est divisée en 3 cortèges sédimentaires (Posamentier, 1993, Allen, 1990) : un PBNM, un IT et un PHNM. Ils sont séparés respectivement par une surface transgressive (ST) et une surface d'inondation maximale (SIM).

La PHNM peut se subdiviser en deux parties : une partie précoce et l'autre tardive ; les deux parties sont séparés par une surface transgressive (Miall, 1990).

III-3.1.Le cycle Cambrien-Ordovicien inférieur et moyen

Le découpage séquentiel de cet intervalle montre 2 séquences de dépôt sont : Cam-1 et Ord-1. Ainsi, Beuf et al (1971) a démontré que pendant le Cambrien, probablement moyen et supérieur, la surface infra-tassilienne est recouverte par des épandages sableux déposés par des systèmes fluviaux en tresses de haute énergie. Les faciès marins sont plus jeunes et couvrent les dépôts fluviaux.

La séquence Cam-1 est la première séquence du Paléozoïque et l'équivalent de l'Unité II et de la sous Unité III-1. Elle est d'âge Cambrien moyen (?) et supérieur jusqu'au le début de l'Ordovicien inférieur : Trémadocien et Arénigien inférieur (Fabre, 2005 ; English, 2016).

.....

*3 Les cycles de Vail, 1987 : -cycle de 1er ordre : 200 à 300 Ma.

-mégacycle: 40 à 60 Ma, équivalent d'un système

-super-cycle de 2ème ordre : 15 à 20 Ma, équivalent d'un sous- système

-cycle de 3ème ordre 4 à 7 Ma.

*4 Les cycles de 2ème ordre ont normalement des durées entre 15 et 20 Ma et les cycles de 3ème ordre= les séquences de dépôt (Christie-Blick et Neal Driscoll, 1995) ont une durée de 5 à 18 Ma.

*5 la séquence de dépôt= méga-formation= 6 à 8 biozones=1 à 2 étages (Vail, 1987 ; Guillocheau, 1989 in Allen, 1990; Homewood et al, 1992; Christie-Blick et Neal Driscoll, 1995).

- Les séquences génétiques ont des durées entre 5 et 7 Ma (Cross, 1992; Cross et Lessenger, 1998 ; Cojan et Renard, 2003).

D'après les témoignages de subdivision, il paraît que la nomenclature conciliable, dans ce cas d'étude, est la suivante : -les cycles d'ordre 2 majeurs (de transgression/régression) ont une durée de 35 à 75 Ma.

-les séquences de dépôts ont une durée de 8 à 35 Ma.

*6 La limite de séquence de type 2 est due à l'exondation partielle de la plateforme. C'est une discordance typiquement subaérienne sur la partie proximale de la plateforme. Elle est liée à la chute lente du niveau marin.

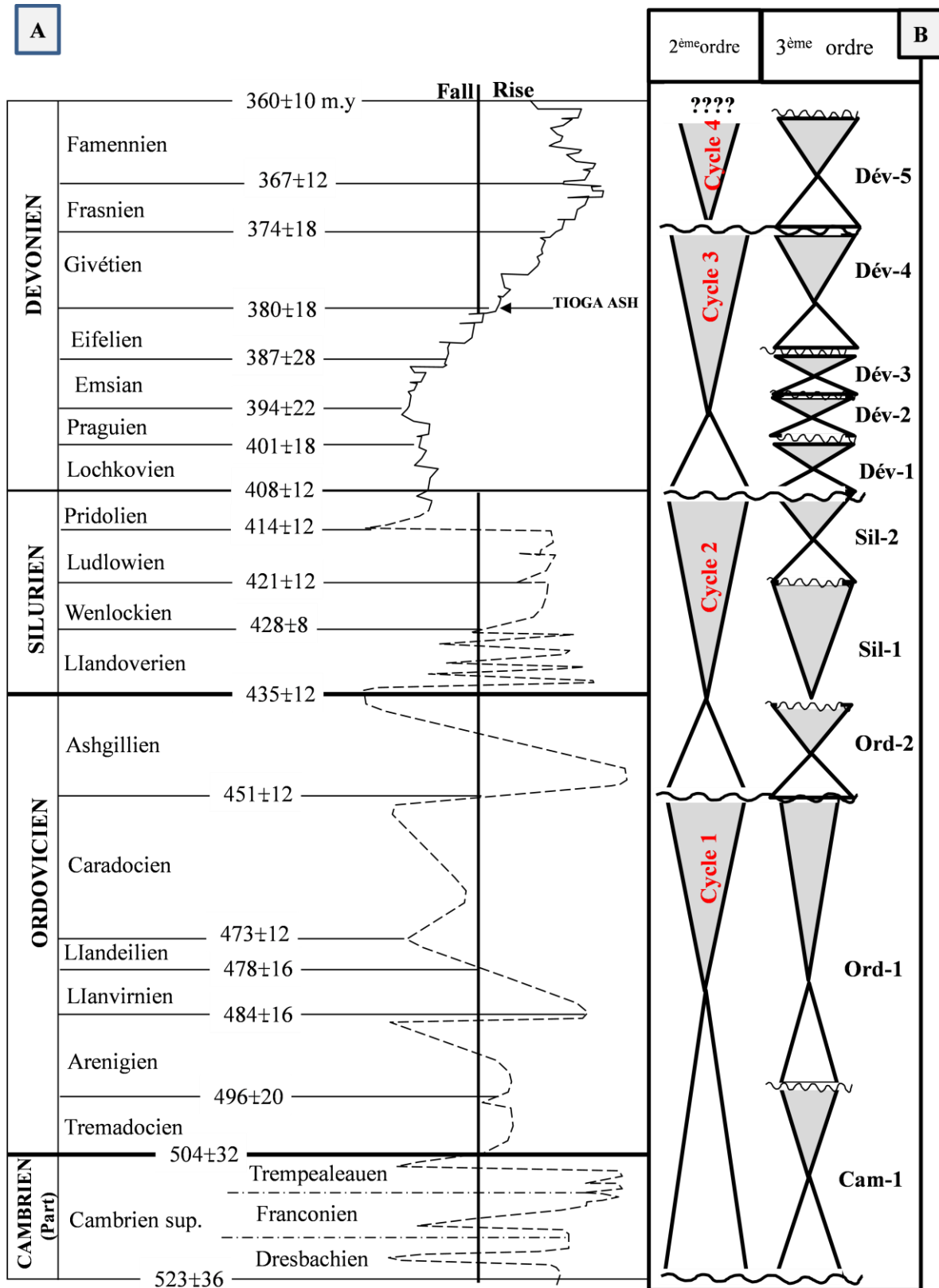


Fig. III.2 : A, Chrono-stratigraphie et diagramme eustatique du Paléozoïque (ROSS, 1988, in KAZI TANI, 1992).

B, Le découpage séquentiel type de l'intervalle Cambrien-Dévonien de la région d'étude,

Cette séquence n'est pas complète dans la région du môle d'Ahara. Elle est constituée d'un PBNM et une partie d'un IT; ceci est bien marqué le long de l'axe du puits OU-101 vers le puits OTR-1. Le PHNM se développe uniquement sur les bordures occidentales du môle (Figure III.4). La séquence est totalement absente sur l'angle Sud-est du môle.

La limite inférieure de cette séquence coïncide avec la discordance panafricaine connue à l'échelle régionale (English, 2016). Des lits, à la base, comprennent localement des conglomérats (Beuf et al, 1971) peuvent confirmer cette limite (Figure III. 4, 5).

Au niveau des Tassili N'Ajjer, la Formation de la Vire du Mouflon est l'équivalent de la sous Unité III-1(?). Elle est d'âge Trémadocien (Abdesselam Ruighi, 1989). Cette dernière est réduite (40m) et repose en discordance sur l'Unité II (IFP de 1961- 1962 in Beuf, 1968), nommée la discordance arenigienne ; elle est de faible amplitude mais l'extension intéressera tout le Maghreb depuis l'Anti-Atlas occidental jusqu'à la Libye. L'absence totale de la sous Unité III-1 sur le môle d'Ahara peut l'argumenter. Ceci est contrôlé aussi par une régression probablement forcée (une chute rapide du niveau marin). Cette discordance marque la fin de premier cycle (implique une LS).

L'examen des fiches de carottes établies par Beicip-Franlab en 2006 des puits OU-101 et ET-101, les rapports de fin sondage des puits OTR-1, SOH-1 ET-101, SED-1 et l'étude pétrographique de ce dernier puits (de l'intervalle 3633 et 3642 m) fait par DTD- Sonatrach – Boumerdès en 2007, Nous informons que : (Figure III. 6, 7 et annexe III.1)

Le **PBNM** de **Cam-1** est constitué d'une succession de grés grossiers à passées conglomératiques à la base, devenant fin et grossier à stratification oblique à ciment argileux (kaoliniques) et siliceux; par suite viennent des grés blancs, moyens à grossiers parfois fins, mal classés, à grains sub-anguleux. Ils sont localement quartzitiques au sommet.

Le **cortège transgressif** de la séquence est fortement condensé et représenté parfois par des joints argileux verts à la périphérie du paléo-môle d'Ahara.

Sur l'actuel môle d'Ahara, ce cortège est mieux développé cas du puits ET-101 (Figure 4); il est constitué par des grés gris clair à blanchâtre, à grains fins à grossiers et ciments argileux et siliceux. Des bancs de grés grossiers à stratifications obliques sont observés parfois. Plus haut, les grés sont traversés par des passées d'argilites compactes, gris-foncés et noires, micacées, ainsi que des bancs de conglomérats. La succession se termine par des grés à stratifications en auge, sont traversés en abondance

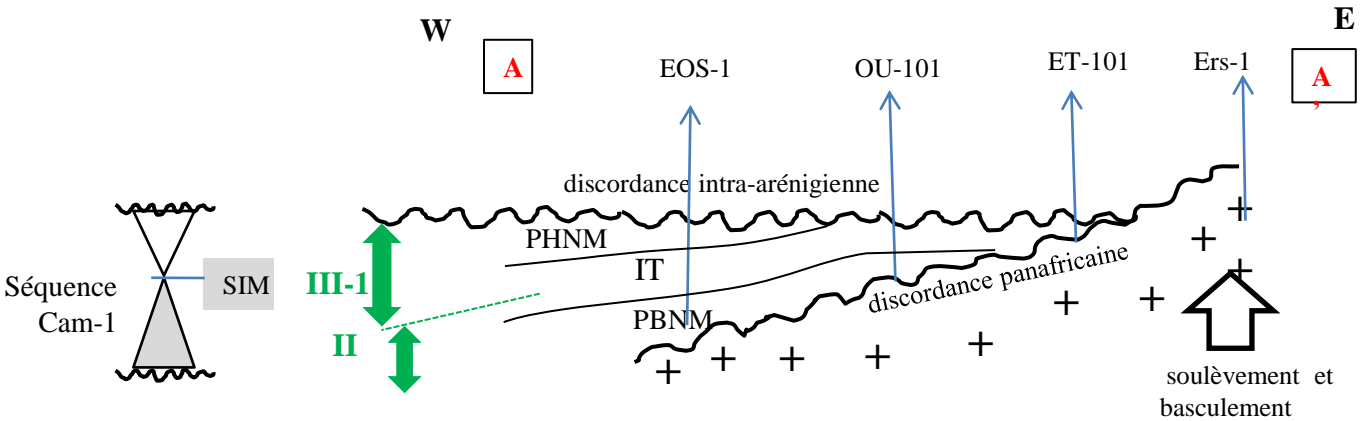
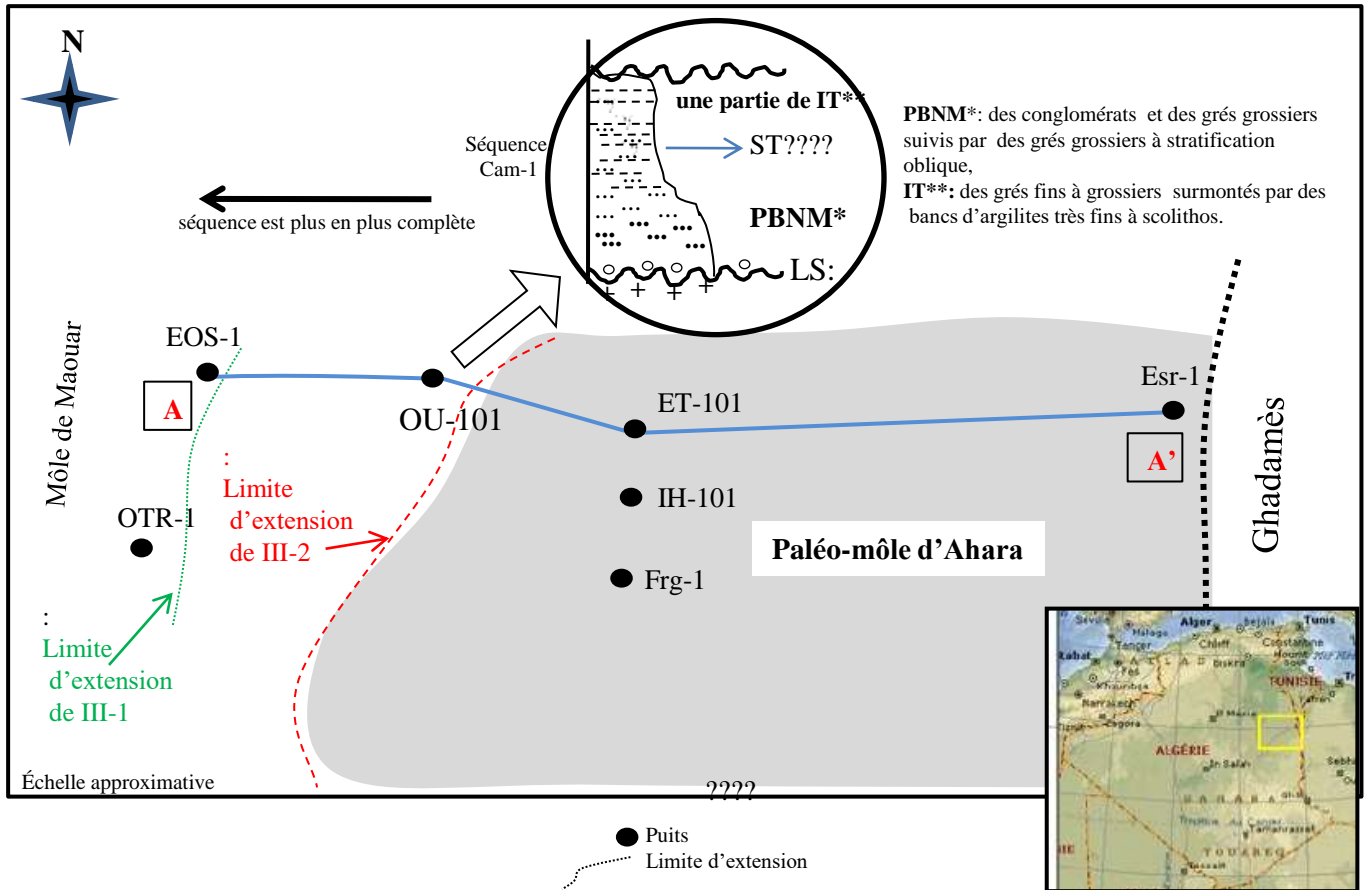


Fig. III.4: Répartition de la séquence Cam-1 sur la région du môle d'Ahara

par des terriers du type scolithos. L'étude pétrographique montre qu'il s'agit essentiellement d'arkose (plus de 25% de feldspaths) ; ceci indique probablement une proximité de la zone nourricière (Le paléo-môle d'Ahara).

Le **PHNM**, comme mentionné précédemment, n'est pas trouvé dans cette région d'étude. Il n'est représenté que sur les bordures occidentales. Ce prisme équivaut à la sous unité III-1et peut se subdiviser en deux parties (Miall, 1990):

-Un **PHNM** *précoce*, équivalant à la formation des « Argiles d'El Gassi »; il est formé d'argiles noires carbonatées, glauconieuses, avec une faune planctonique, d'âge Trémadoc supérieur (Abdesselam Ruighi, 1989)

-Un **PHNM** *tardif*, équivalant à la formation de Grés d'El Atchane ; il est composé du grés feldspathiques, localement conglomératiques et glauconieux, à faune micro-planctonique et des Graptolites d'âge Trémadoc supérieur (Abdesselam Ruighi, 1989).

Il convient de noter que les données ne sont pas suffisantes pour déterminer avec certitude l'environnement de dépôts. Il s'agit éventuellement d'un environnement fluviatile puis marin peu profond de haute énergie.

La phase arenigienne, est une phase d'extension, orientée Est-Ouest. Elle est responsable de la variation d'épaisseur du Cambrien de part et d'autre des failles Nord-sud (réactivation du gain panafricain). Cette phase provoque aussi le basculement de la plateforme saharienne (Boudjema A, 1983). Cependant, la région d'étude a subi une exondation probablement antérieure. Elle a provoqué également, la formation de l'anti-môle d'Ahara (Figure III. 4). La partie Est, de cette structure, est plus élevée donc est plus érodée. Sur l'axe Sud Est –Nord Ouest, la surface d'érosion est de moins en moins profonde .

Cette surface est soulignée par un horizon détritique détermine une LS et une SIM en même temps dans cette région d'étude (Annexe 06). Elle est tracée par des grains du quartz grossiers et des feldspaths en voie d'altération en ciment argileux (d'après plusieurs rapports internes de Sonatrach). C'est probablement un faciès de remaniement des sédiments de la séquence Cam-1 enrobés dans les premiers sédiments de la séquence suivante (Figure III.7).

Après l'extension - basculement arenigienne de la région, la partie Est de l'anti-môle d'Ahara reste émergé et constitue pendant cette période une source du matériel détritique qui se dépose dans le bassin (Galeazzi et al. 2010).

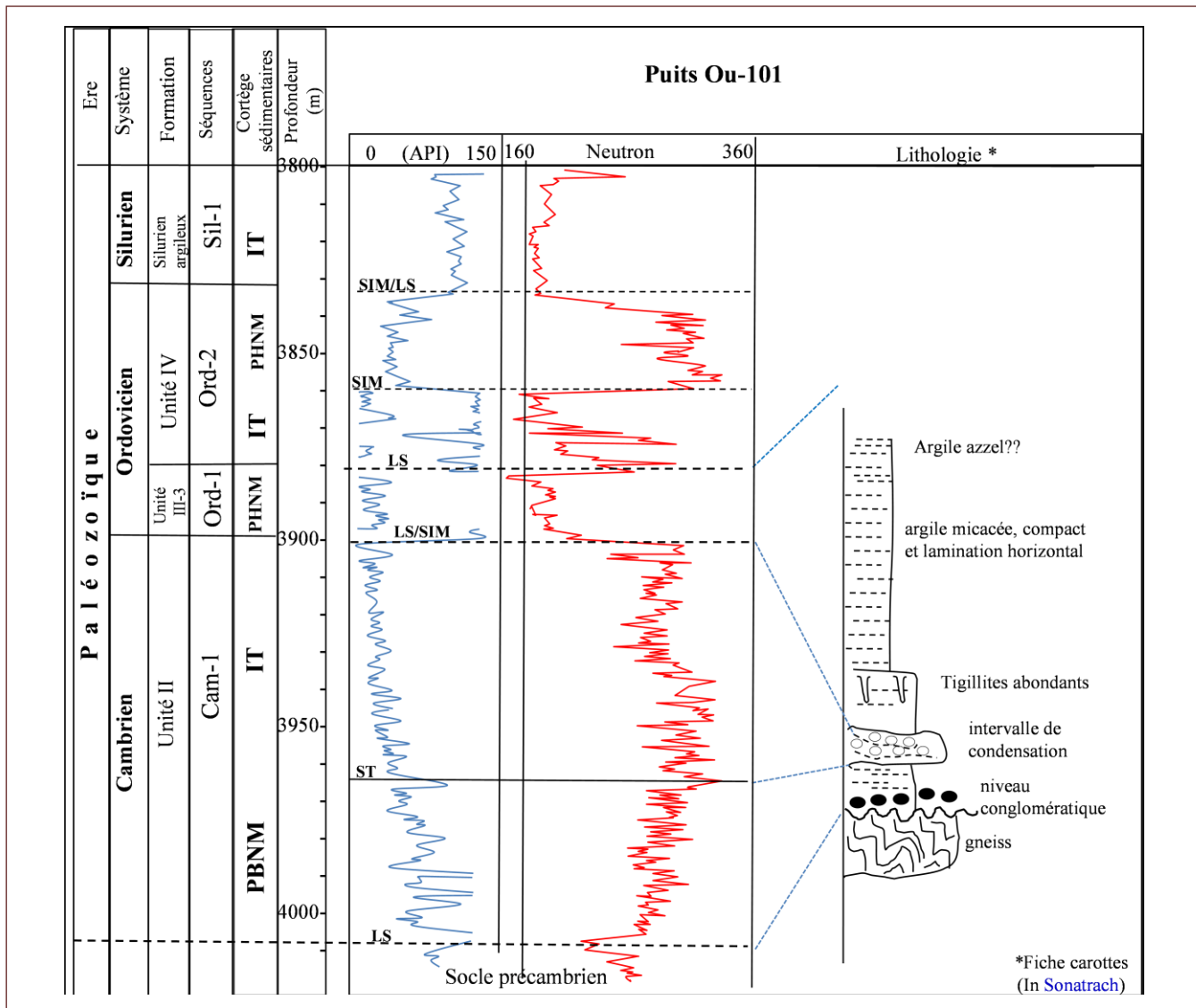


Fig.III-5: Description lithologique de la séquence Cam-1 (puits OU-101).

-La séquence Ord-1: Elle est d'âge Ordovicien moyen et l'équivalent des sous Unités III-2 et III-3 (Figure III-8). Elle est complète sur le flanc occidental de la région du môle d'Ahara. La séquence a décrit sur les carottes des puits DMSE-1, OTR-1 et SED-1.

D'après plusieurs rapports de Sonatrach, le PBNM, de la Ord-1, est bien décrit plus à l'Ouest du méridien 7°E dans le bassin de Berkine où il est constitué par des quartzites fortement indurés, massifs et par des grés quartzeux à ciment essentiellement siliceux à base (équivalent de la formation de Quartzites de Hamra).

Le prisme est constitué par des grés fins à moyens à tigillites, régionalement quartzitiques à rares passées d'argiles silteuses sur le flanc occidental du môle. Les grés sont devenus fin et très argileux sur la partie centrale du môle. L'ensemble des facies sont typique du milieu marin peu profond (équivalent de la sous Unité III-2).

Âge	Formation	Description lithologique
Ordovicien	Argiles d'Azzel	
Cambrien	Grès de Hassi Leila	Grès, gris jaunâtre, très fin à grain fin, compact. Structures mince tubulaire subvertical (terriers?). Aspect tacheté.
		Grès gris moyen, à grain très fin, massif, compact; couches mince intermédiaires d'argiles. Petit structures cylindriques en haut. Aucune porosité visible.
Précambrien	Socle	Conglomérat, y compris des galets du quartz (taille cm), angulaire cimentés par une matrice. Gneiss, grisâtre et blanc, présentant un feuillage. Comprend la muscovite, le quartz et les feldspaths roses.

Fig. III.6 : Description du Cambrien du puits ET-101.

(D'après les fiches carottes de Sonatrach et Beicip-Franlab, 2006).

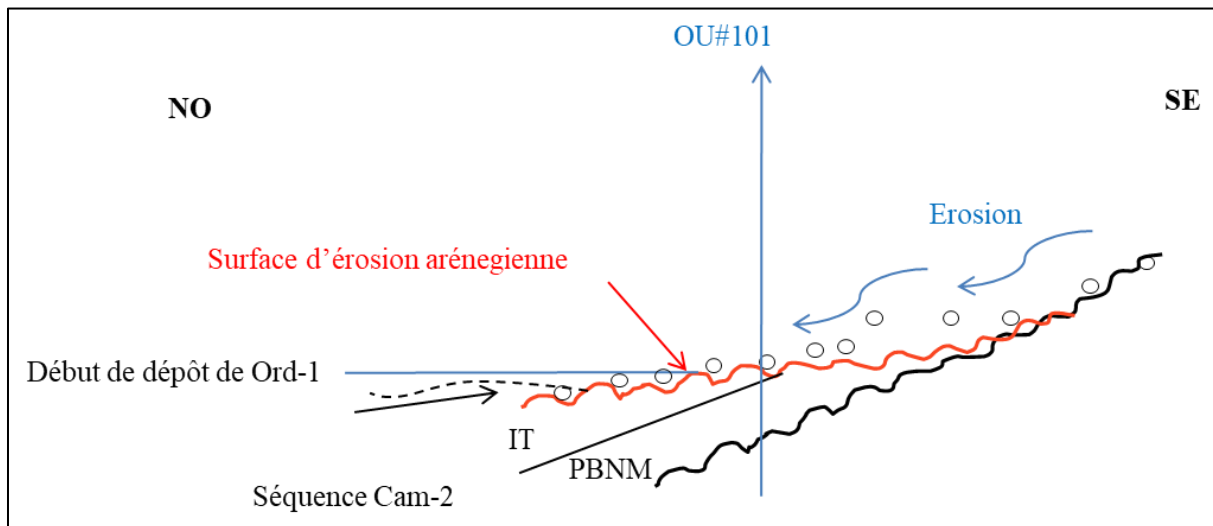


Fig. III.7: Le passage de la séquence Cam-1 vers Ord-1

La partie supérieure de ce dernier, renferme quelques intercalations d'argiles compactes noires qui marquent le passage à un intervalle transgressif (IT) . Ce dernier est l'équivalent des membres d'Argiles et Grès de « Oued Ahara » et l'Argilites de « Oued Ohanet » (partie

inférieure de la sous Unité III-3). L'ensemble est constitué par des dépôts argilo-gréseux et totalement argileux en haut. Les argiles noires peuvent attester un environnement marin profond (Figure III.9).

Cette séquence se termine par un **PHNM**, qui se trouve dans la partie supérieure de la sous Unité III-3. Il est réparti sur toute la région d'étude. Le faciès est gréseux mais riche en argiles sur le flanc ouest (Les grès de Oued Saret à Berkine= les grès et argilites d'Anagua à Tinhert) (Figure III-9). Il est constitué par une alternance des argiles noires compactes, de grès fins quartzeux et de silts sur le môle. Ce dépôt est très bioturbé (des tigillites jusqu'à 20cm de longueur), et peut se subdiviser en deux parties: précoce et tardive. Elles sont séparées par une surface transgressive qui se matérialise par un niveau conglomératique riche en galets mous. La partie tardive est s'enrichi progressivement en grés (Figure III.10).

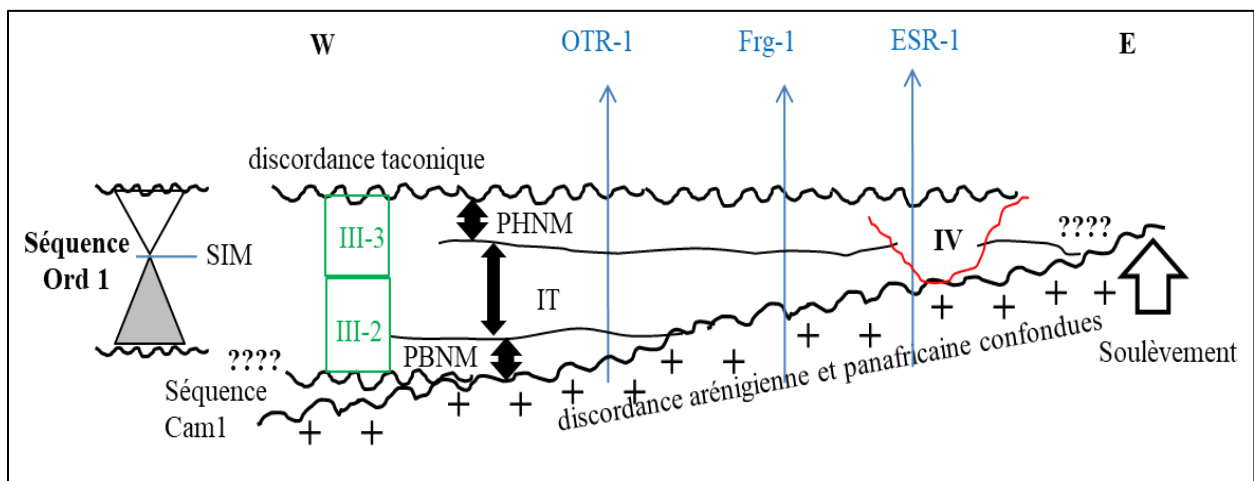


Fig. III-8 : Découpage de la séquence Ord-1 dans la région d'étude.

III-3.2. Le cycle d'Ordovicien supérieur -Silurien:

Ce cycle a commencé par une glaciation qui est étendue à travers l'Afrique du Nord au cours de l'Ordovicien supérieur a entraîné l'établissement de conditions glaciaires-péglaciaires dans le bassin d'Illizi et sur les marges sud de le bassin de Ghadamès, alors que les conditions marines ont continué à persister plus au Nord (Van de Weerd et Ware, 1994 ; English, 2016).

Ensuite, le Silurien précoce comprenait un épisode transgressif post glaciaire majeur qui a culminé au cours de la période wenlockienne, avec dépôt d'argiles marines épaisses et continues latéralement. Une régression ultérieure de la mer au Silurien moyen (?) à supérieur a entraîné le dépôt de grès et d'argiles marins du Silurien supérieur (Klitzsch, 1981 in English, 2016). Nous pensons que cette histoire s'est déroulée en 3 séquences de dépôts : Ord-1, Sil-1 et Sil-2 :

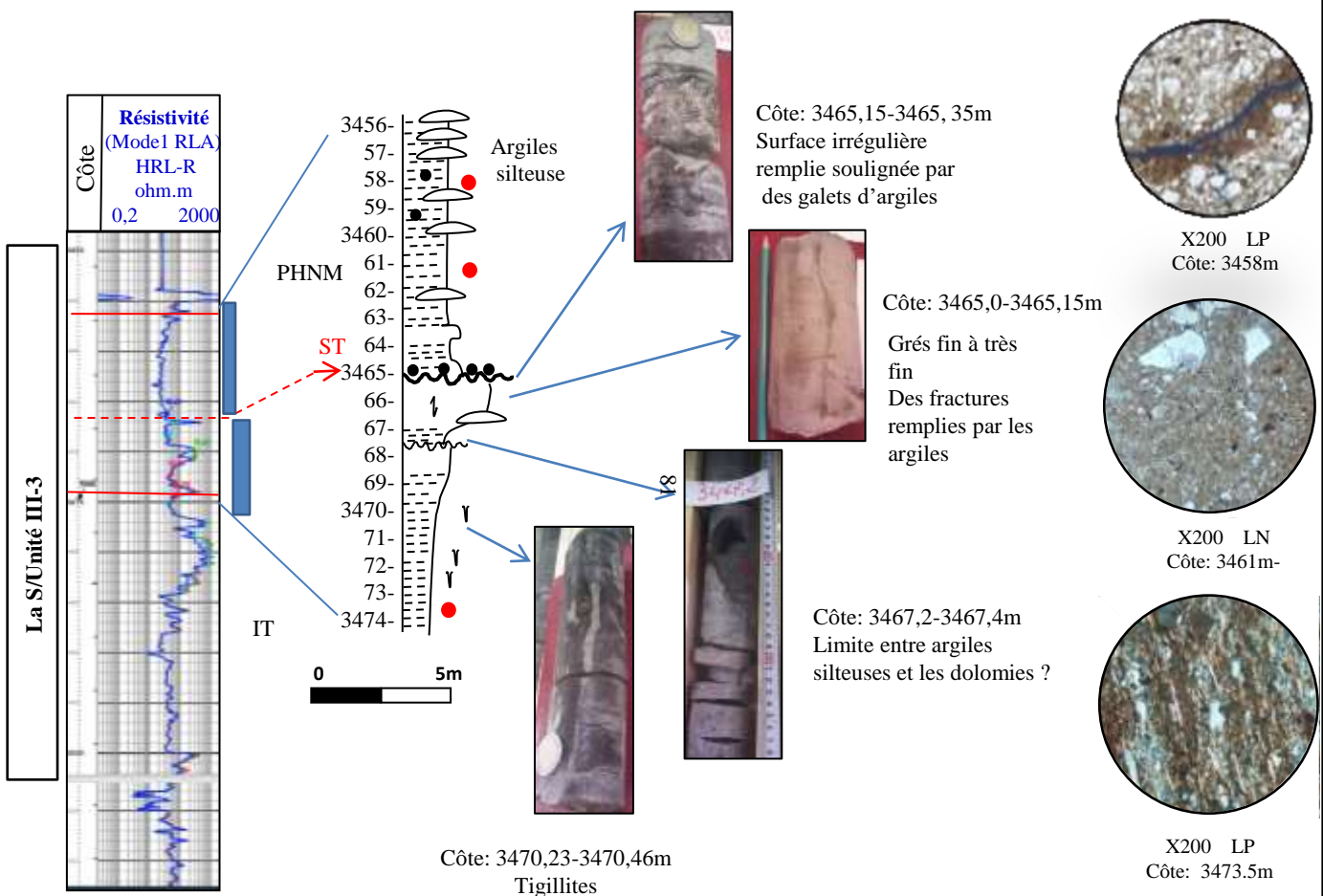


Fig. III-9: Facies de l'IT et du PHNM: séquence Ord-1 (puits DIMSE-1)

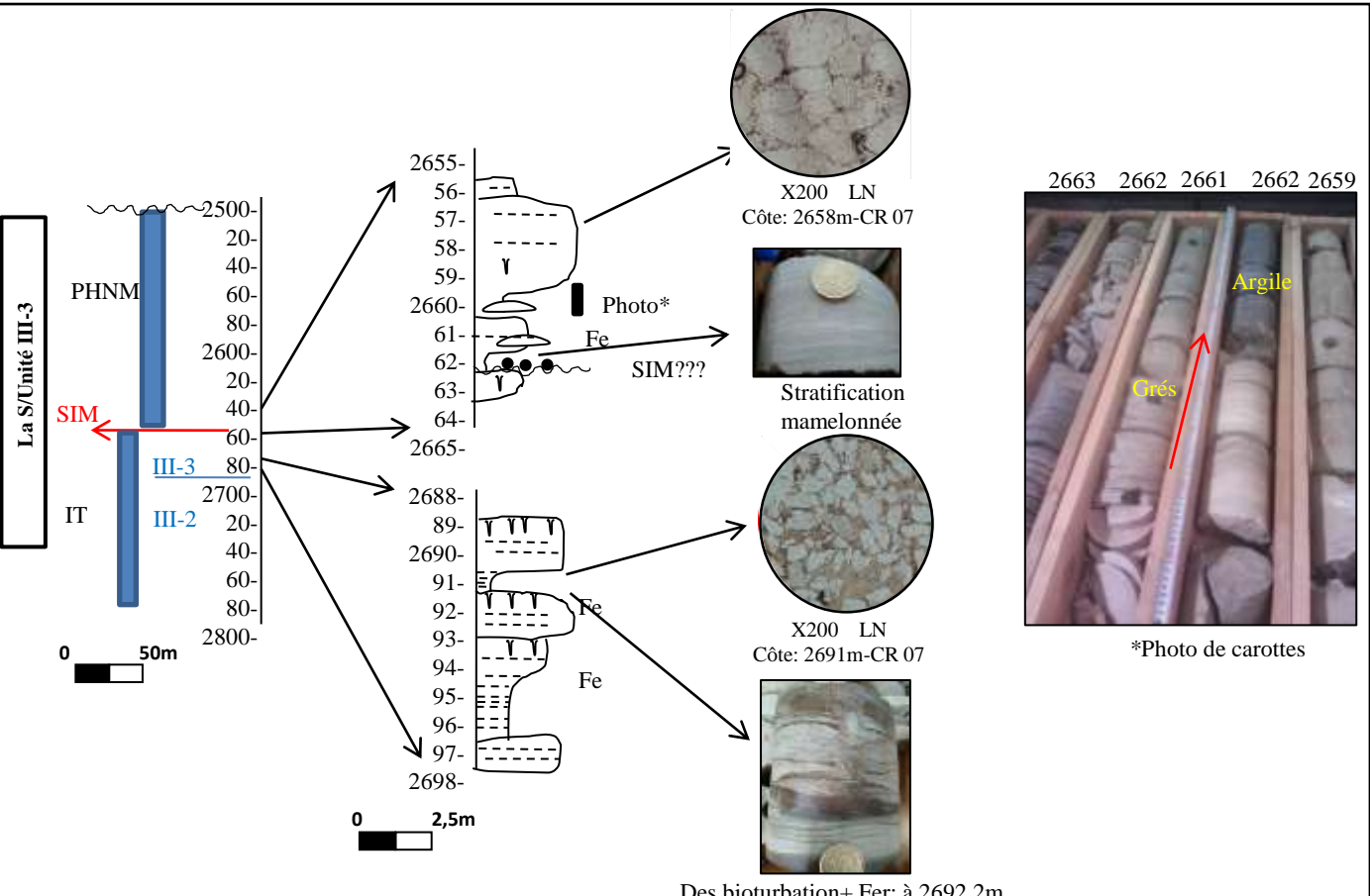


Fig. III-10: Facies de l'IT et du PHNM de la séquence Ord-1 (puits OTR-1).

-La séquence Ord-2, elle est d'âge Ashgillien - début de Llandoveryien. Elle est l'équivalent de l'Unité IV. Cette séquence est nommée aussi « la séquence glaciaire ». À l'échelle de la région d'étude, la Ord-2 est complète mais, sur le môle n'est composée que par un **IT** et un **PHNM**. Ils sont identifiés aux puits OTR-1, DIMSE-1 et SED-1.

La base de cette séquence est soulignée par une surface érosive, d'ampleur régional, est désignée par la discordance « taconique ». La chute rapide du niveau marin provoque cette érosion; en même temps, un environnement fluviatile du type en tresse vient se mettre en place lors du **PBNM**, mais ceci ne s'exprime pas bien dans la région d'étude. Nous pensons qu'il est l'équivalent de la formation de Grés de Tadrert et/ou la partie inférieure des Argiles micro-conglomératiques.

Une remontée du niveau eustatique est ressentie par les grés argileux, au dessus du facies hétérolytiques, qui est typique des Argiles Micro-conglomératiques. Ce sont des sédiments liés à l'influence glaciaire et marquent la remontée du niveau marin. Ils se répètent de façon rythmique avec probablement des stratifications mamelonnées et rides de courant. Il s'agit de dépôts d'un **IT**.

Sur le môle, les sédiments de l'**IT** ne sont représentés que par des argiles noires silteuses à nombreuses dragées de quartz. Ils sont déposés dans un milieu marin lors de fonte Iceberg associées à un matériel silico-argileux apporté par les eaux continentales (Beuf et al 1971 in Boudjemaa, 1983 ; Abdsselam Rouighi, 1989) (Figure III.11 ; 12)

Le **PHNM** est l'équivalent de Grés de Ghamadès et de Grés de de Mazoula (Beuf et al 1971) (les sous Unités IV-3 et IV-4 ensemble). Ce sont des grés quartzitiques à fines intercalations d'argiles.

Le PHNM est divisé en 2 parties : une partie inférieure précoce et une partie supérieure tardive. Le **PHNM**_{précoce} est composé surtout par des grés bioturbés, localement à des rides de courant (à OTR-1, Figure III-11). Ces dépôts marque le début de la régression marine, le retirement a subit une large surface de la région. Par conséquence le **PHNM**_{tardif} (équivalent de sous unité IV-4) est discontinue dans sa distribution et varié dans sa nature. D'autre part, et selon Echikh, 2016, l'activité tectonique importante qui s'est produite pendant le Llandeilien; en particulier sur le bord sud du bassin de Ghadamès, a créé des blocs basculés. Les mouvements entre ces blocs, qui sont séparés par de failles, ont provoqué une érosion qui alimente les creux. Ils ont ensuite été remplis de façon discontinu.

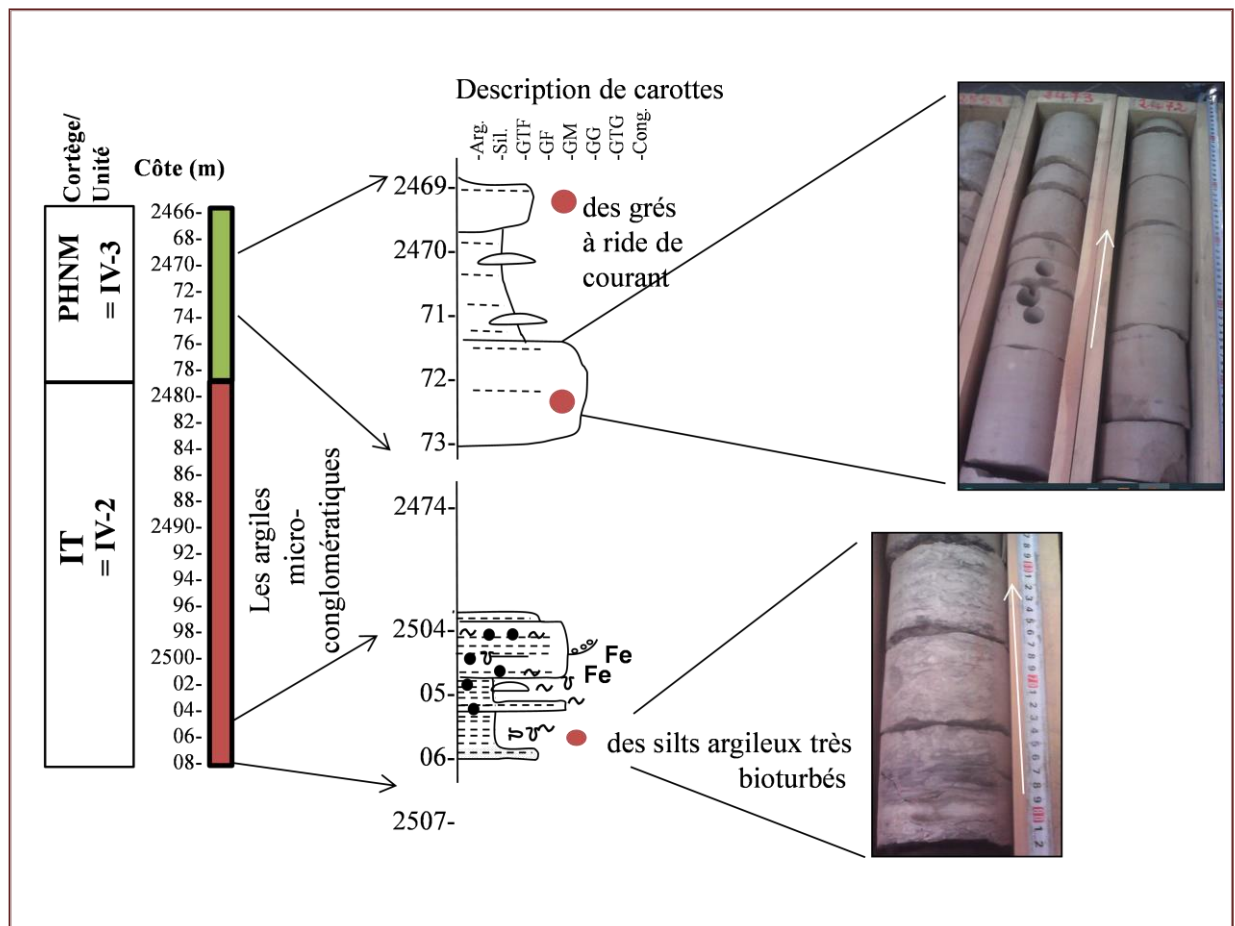


Fig. III.11: Facies de l'IT et du PHNM de la séquence Ord-2 (puits OTR-1).

La séquence est surmontée par la puissante formation des Argiles du Silurien inférieur (500m à Illizi et 1000m à Berkine). Ce changement brusque de facies détermine une limite de séquence (LS).

Ces argiles sont déposés lors d'une immense transgression qui a recouvert tout le domaine saharien dès la Llandoveryen moyen, débordant probablement vers le Sud jusqu' en Guinée. La fin du Silurien voit s'établir un régime franchement littoral (Freulon, 1964).

Dans le même temps, une reprise des mouvements calédoniens (correspondant à la phase ardennaise) amenait l'émersion de vastes régions dont l'érosion alimentera les puissantes séries du Dévonien inférieur (Freulon, 1964 ; Beuf et al, 1971).

Dans la région du môle d'Ahara et selon les données disponibles, le Silurien est divisé en 2 ou en 3 séquences de dépôt : Sil-1 et Sil-2/ Sil-3 ? (Figure III-13) :

La séquence « Sil-1 » est d'âge Llandoveryen, Wenlockien/ Ludlowien inférieur (?). Elle est équivalente des Formations d'Oued Imirhou et de Mederba (des Argiles à Graptolites et les Unités M). Elle n'est pas complète, et est constituée par des dépôts de cortège transgressif, suivie de PHNM, avec une partie précoce (PHNMP) et d'autre tardive (PHNMt.).

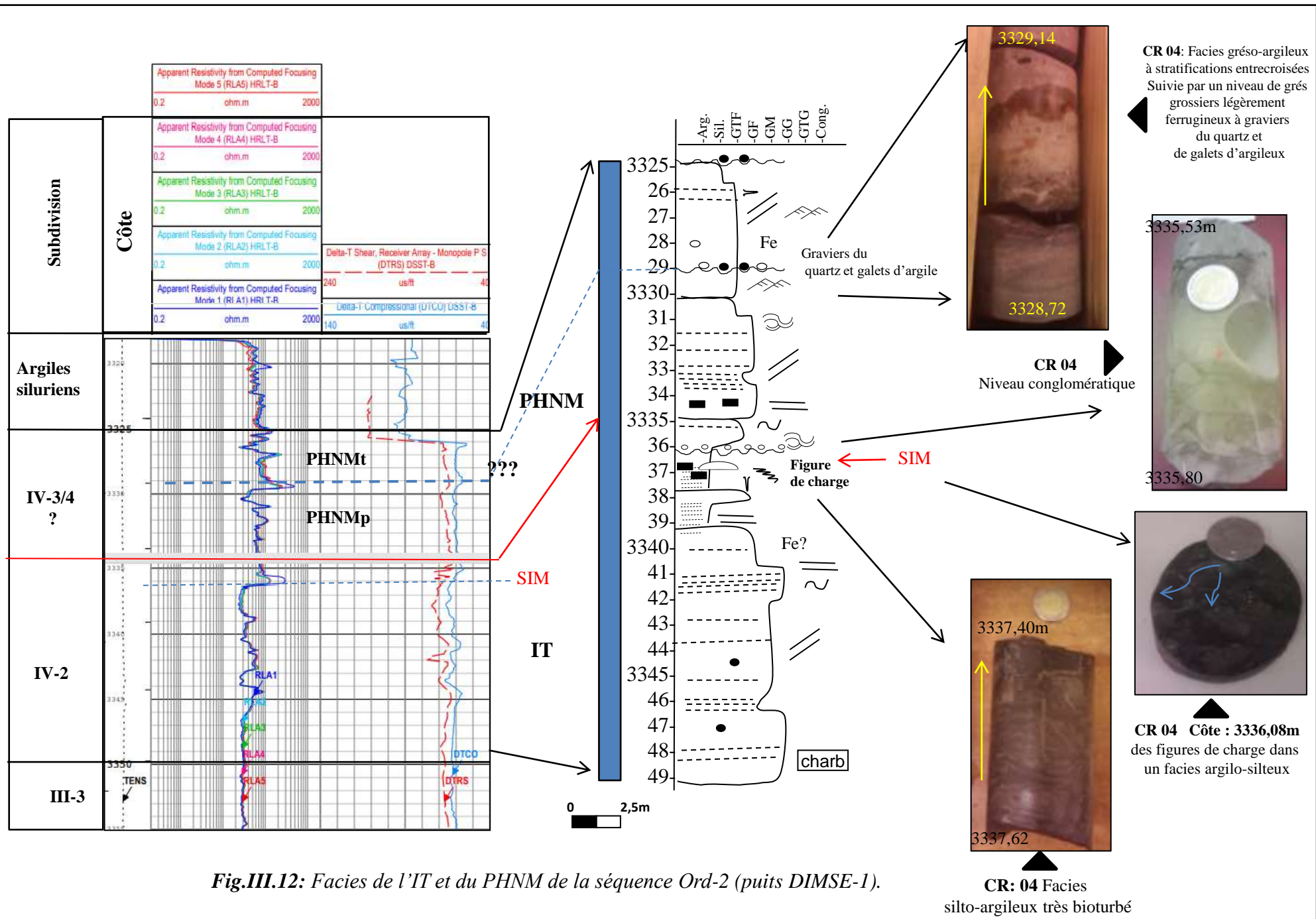


Fig.III.12: Facies de l'IT et du PHNM de la séquence Ord-2 (puits DIMSE-1).

L'IT, est constituée par des argiles noires avec quelques lentilles de silts blancs ainsi que des argiles silteuses riche en faunes graptolites, à stratifications obliques et mamelonnées, alternant avec de petits bancs de silt beige à verdâtre légèrement bioturbés. C'est le faciès typique d'argiles et Schistes à Graptolites; il est interprété comme dépôt du milieu marin de type offshore (Lüning et al, 2003; Galeazzi et al 2010).

Vers le sommet, l'ensemble est entrecoupé par des bancs de grés fin de couleur beige à verte, friable, à litage entrecroisé et en arête de poisson et des argiles grises et des lentilles de silts bioturbés.

Un niveau argileux épais couronne la succession, il est très riche en débris bioclastiques et souligne éventuellement une surface d'inondation maximale (SIM) (Figure III-14).

Le cortège précoce (PHNMp) se compose à sa base par des dépôts d'avant-plage supérieure (shore face supérieur) reposant directement sur les argiles d'offshore (Reading, 1996). De bas en haut, on distingue des grés fins à moyens gris, à rides de vague, riche en bioclastes et stratification mamelonnée. Suivie par des grés fins gris clair à verdâtre, argileux et légèrement bioturbés; quelque fois à rides de vagues sont bien marqués. La bioturbation est du type Planolites, et Teichichnus à la base des bancs et des skolithos à leur sommet (Knaust, 2017). Les bases des grés sont érosives soulignées par des galets mous et des débris bioclastiques (Figure III-14).

L'enregistrement diagraphique (GR) correspondant à ce prisme montre une courbe de forme cylindrique tandis que la fin du cortège, est signalée par une inversion brève du signal gamma ray, marquée une surface transgressive. Elle est exprimée nettement sur les carottes de Djoua Ouest (puits DJW-1) par un niveau conglomératique de couleur rouge riche en débris de bioclastes et des galets d'argiles (Figure III-15). C'est une surface de ravinement par la houle. Elle est observée dans les dépôts d'avant plage. L'érosion est due à l'actions des courant de houle sur le sédiment pendant l'élévation de niveau marin relatif (Swift, 1968 ; Swift et al, 1991; Proust, 1995, 2001 in Hanniche, 2002).

L'allure du signal diagraphique du PHNM_{tardif} montre une forme en entonnoir évoluant du pôle argileux vers le pôle gréseux.

Les premiers mètres sont des argilites grisâtres non bioturbées à stratification en auge et mamelonnée. Ce faciès est interprété comme des dépôts d'offshore inférieur (Lüning, 2003). Le principal processus sédimentaire est la décantation des particules fines d'où la rareté ou l'absence de la bioturbation liée au manque d'oxygène (Lüning, 2003a). Puis le faciès est formé d'une alternance de grés très fins à fins, très argileux et, d'argile silteuse verte, bioturbée entrecoupée surtout à la partie supérieure de l'unité par des lentilles de silts et de

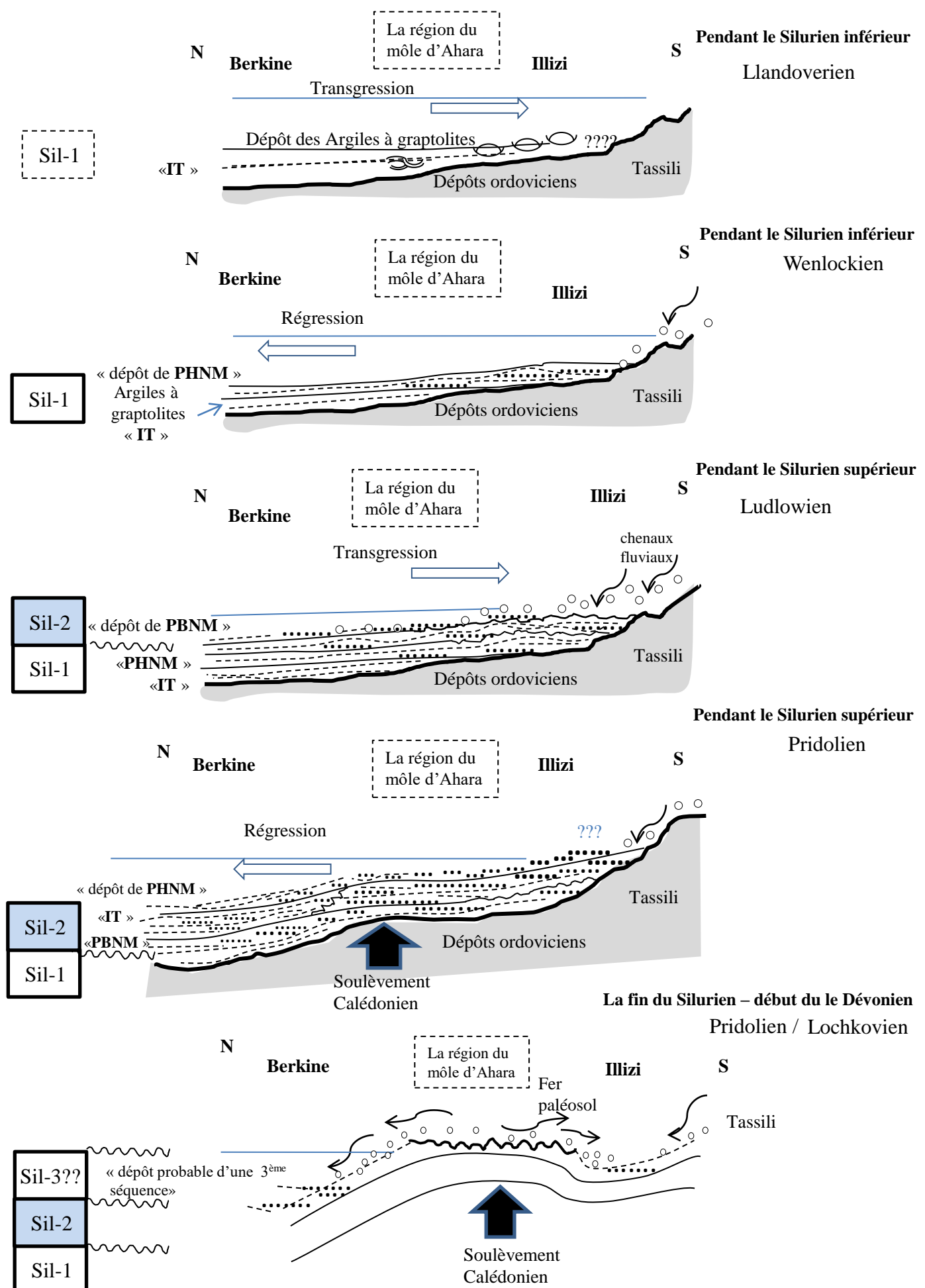


Fig. III-13: L'histoire paléogéographique de la région d'étude pendant le Silurien

grés blanchâtres. Les cycles tidaux sont indiqués par la présence des rides de courants, une légère bioturbation de type Planolites (Chaberlian, 1978; Bendella, 2014) et quelques figures de charge. Les bases des bancs sont érosives soulignées par des galets d'argiles et des oxydes de fer.

Ce faciès traduit l'arrivée des apports périodiques en grés liés aux courants de tempêtes exceptionnelles. Celles-ci érodent les sables dans les parties proximales de la plateforme et, les déposent dans les parties distales du bassin sous forme de dépôts gravitaires (Gubler et al, 1966).

La limite supérieure de ce cortège se manifeste par un horizon d'accumulation des débris bioclastiques et argileux. Elle se localise dans les grés moyens à grossiers et micro-conglomératiques (la taille des grains maximum dépasse 1.075mm); c'est un niveau qui est situé, entre les séquences Sil-1 et Sil-2 marqué sur le continent par une surface d'émersion. C'est une surface d'exposition aérienne marquée par une érosion fluviale (Merzerand, 2018) (Figure III-15).

La surface d'émersion est démontrée pétrographiquement par concentration des débris lithiques (jusqu'à 20% de volume total de la roche), d'où la taille des grains maximum dépasse 1.075mm. Ils sont disséminés dans toute la partie basale de Sil-2, et sont responsables du mauvais tri des sédiments.

Séquence « Sil-2 », est d'âge Ludlowien à Pridolien.

La fin de dépôts d'argiles à Graptolites correspond à un apport progressif et important du matériel détritique provenant de Sud- Est. Ceci est depuis le Silurien supérieur jusqu'au Dévonien inférieur (Beuf et al, 1971; Legrand; 1981; Eschard et al, 2000).

Ce changement est dû à des mouvements épirogéniques calédoniens dès le Wenlockien (Bekkouche, 1992; Dardour et al, 2004). Ils provoquent le basculement du bassin vers le Nord-Ouest et le retrait de la mer dans la même direction. Ces mouvements sont provoqués par une contrainte compressive de direction Est-ouest. Ils accentuent la structuration initiée au Cambro-Ordovicien et participent à ce changement (Menchikoff ,1957; Freulon, 1964; Kazi-Tani 1986; Galeazzi et al, 2010).

La séquence Sil-2 rassemblant exceptionnellement l'ensemble des unités A, B1, B2 et B3 sur le volet ouest. Dans ce cas, elle est complète et renferme les trois cortèges. La base de cette séquence (LS) est correspond à une incision fluviale (Hanniche, 2002). Cette dernière est surmontée par des faciès très grossiers (Figure III-15).

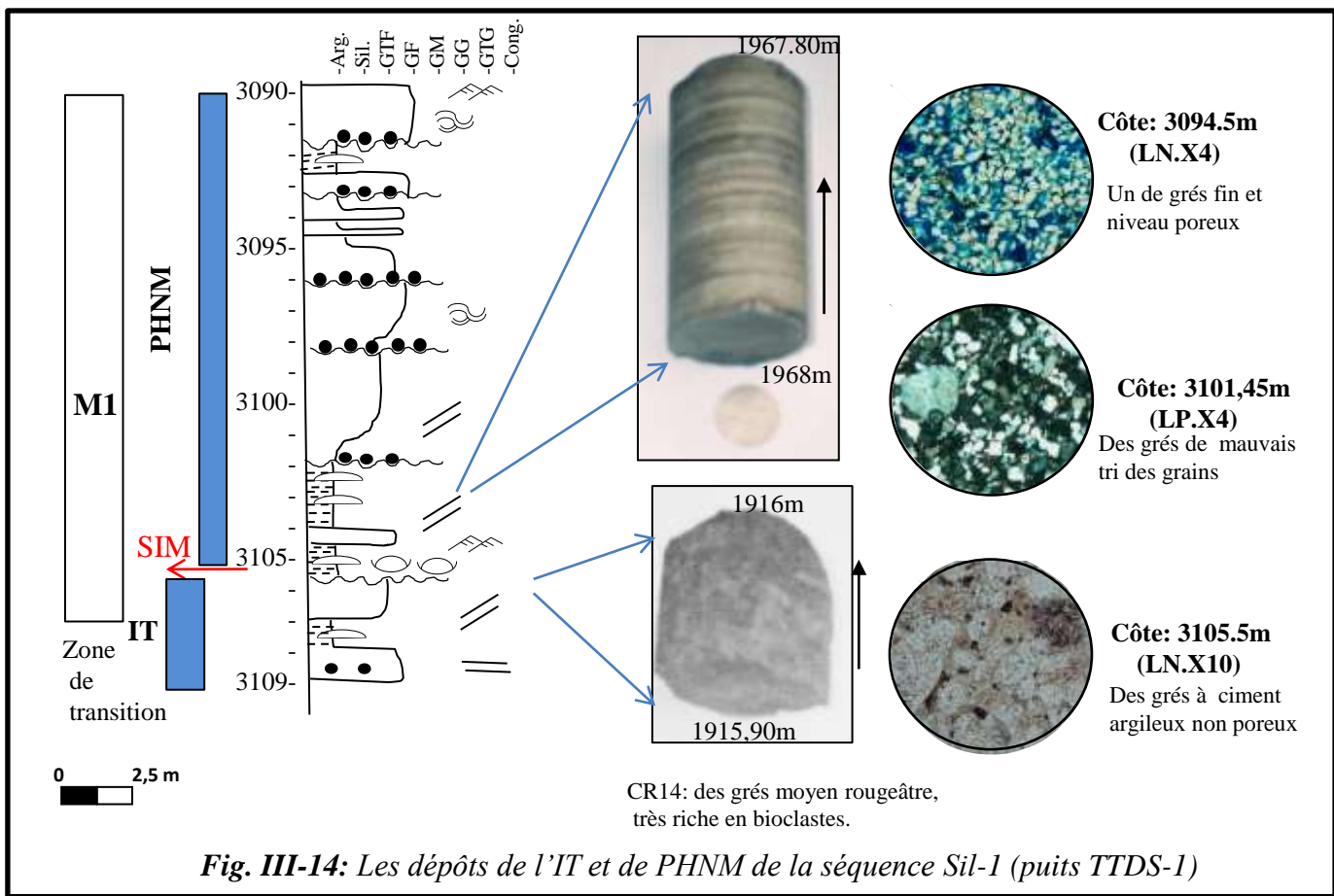


Fig. III-14: Les dépôts de l'IT et de PHNM de la séquence Sil-1 (puits TTDS-1)

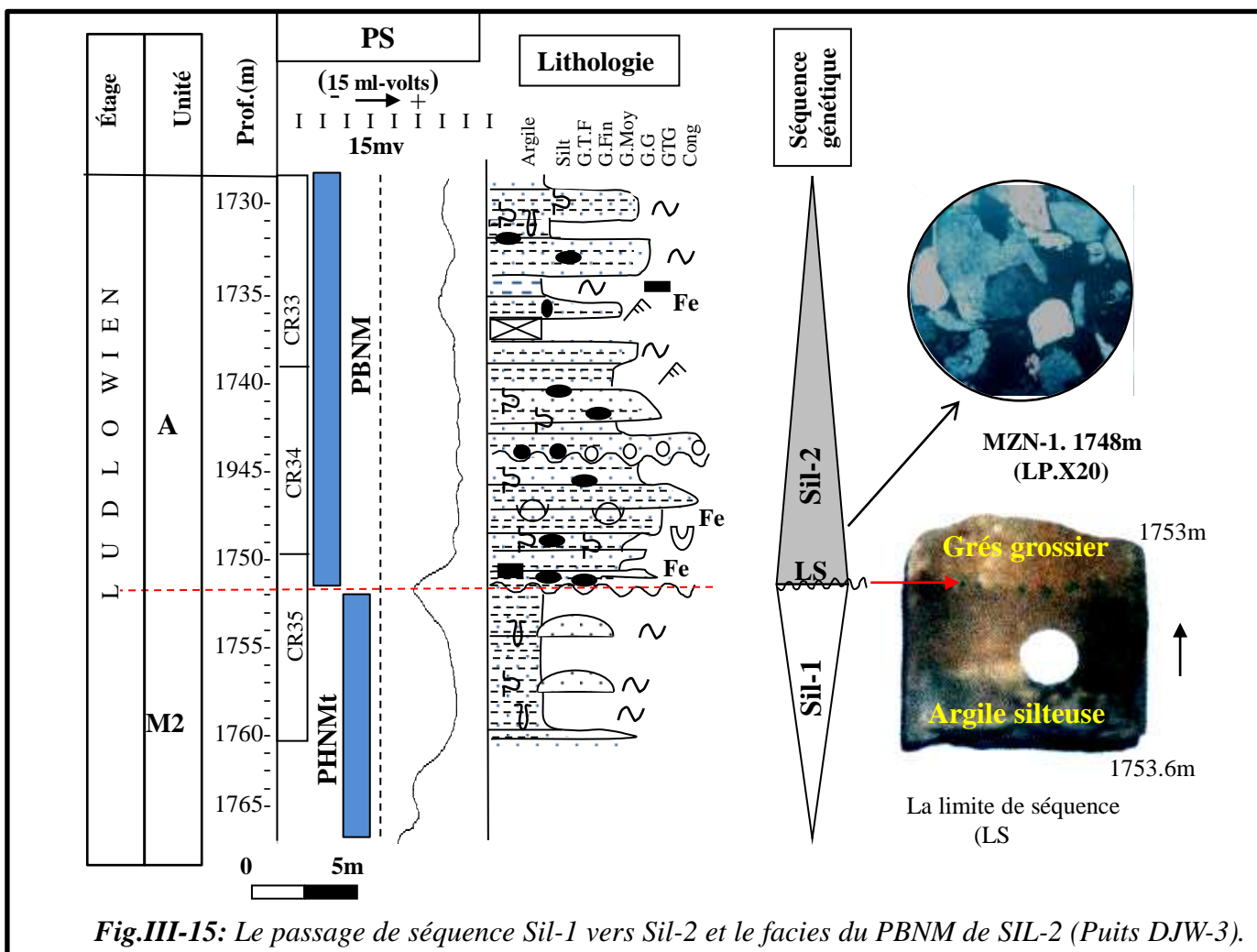


Fig.III-15: Le passage de séquence Sil-1 vers Sil-2 et le facies du PBNM de SIL-2 (Puits DJW-3).

Le **PBNM** est constitué par des dépôts progradants qui correspondent aux dépôts des chenaux fluviaux; il se forme pendant la chute du niveau marin relatif d'où les systèmes fluviaux sont en accommodation minimale (Beicip-Franlab, 2013).

La plate-forme est relativement plate, l'absence de végétation et le taux important des apports détritiques ont favorisé l'apparition d'un système fluvial de type en tresses (Legrand, 1981; Allen, 1982; Hanniche, 2002).

Les chenaux fluviaux en tresse remplis par des grès hétéro-granulaires mal classés. Ils sont associés à gros graviers de quartz, de drapages argileux de type flaser, et des stratifications obliques sont soulignées par des lits de galets d'argiles.

L'arrivée importante du matériel déritique d'une part, et la remontée temporaire du niveau marin relatif ont permis l'évolution des systèmes fluviaux en aggradation verticale (Asses, 1987). Dans ce cas, les chenaux commencent à se combler et les barres sont de plus en plus développées.

Le faciès des barres de chenaux est constitué par des grès fins à moyens, bien classés, en alternance avec des argiles bioturbées, de couleur grise, plus ou moins oxydées, à lentilles de silts de couleur beige à blanche.

L'évolution du système fluvial est accompagnée par une diminution de la charge sédimentaire sur une plateforme. Cette dernière est devenue de plus en plus plate (Legrand, 1981 ; Eschard et al, 2000). Ces conditions favorisent la naissance d'un système fluvial de type méandrique (Hanniche, 2002).

Le système fluvial méandrique décrit au sommet de ce cortège est formé par des faciès de grès fin à moyen, beige- claire à verdâtre. Il est entrecoupé successivement par des niveaux conglomératiques organisés en lits fins et obliques. Ce système est caractérisé par l'absence des argiles de la plaine d'inondation (Reading, 1996).

Au passage de PBNM vers IT (la partie supérieure de l'unité A) le système méandrique est associé à la plaine tidale. Il se développe dans des environnements estuariens influencés par les courants de marées.

La surface transgressive (ST) qui délimite ce cortège est localisée à la base des argiles de la plaine d'inondation au contact de dépôts fluviaux, que confirme le signal diagraphique par un pic bien développé.

Les dépôts de **l'intervalle transgressif (IT)** qui se composent, à la base, de barres fluviales et de la plaine d'inondation. Puis le milieu devenant de plus en plus marin. L'alternance silto-argileuse de couleur gris à rides de courant, en litage ondulé et bioturbé (du type Planolites,

Chondrites et Diplocraterion (Knaust, 2017). Elle décrit à la base de l'unité B1 et correspond à la partie argileuse de la plaine tidale.

Lors d'une période de haut niveau marin, la sédimentation se fait par décantation des particules fines favorisant l'installation de la bioturbation (Gubler et al, 1966). La présence des lamines de grés moyen est interprétée par des dépositions épisodiques, et sont favorisés par les courants de marée (Freulon, 1964). Cette sédimentation coïncide avec des dépôts du domaine subtidal (Cojan et Renard, 1999).

Le faciès d'avant-plage est décrit au sommet de l'IT (la fin de l'unité B1/ début de l'unité B2). Il est constitué par des bancs d'argilite gris noire fissile à rares bioturbations dues à des Planolites et Condrites (Chaberlian, 1978). Il est caractérisé aussi, par la présence occasionnelle de passées des grés de faible épaisseur à base ondulée (centimétrique). Ce sont des grés très fins et des silts blanchâtres à rares bioturbations fines du type Planolites (Chaberlian, 1978; Knaust, 2017); qui correspondent à des périodes calmes qui favorisent la décantation des particules fines (Hanniche, 2002; Dardour et al, 2004).

La limite supérieure de cet intervalle est une surface d'inondation maximale (SIM) bien exprimée par le signal diagraphique. Elle coïncide avec des argiles marines.

Le **cortège rétrogradant (PHNM)** est caractérisé par l'empilement vertical de faciès typiques d'environnements de dépôts de plus en plus proximaux (Bekkouche, 1992). Ce cortège se met en place pendant une période de chute de niveau marin relatif en domaine continental (Posamentier et Weimer, 1993). L'accommodation diminue, la ligne de rivage et les systèmes sédimentaires migrent vers le bassin (Eschard et al, 2000).

Ainsi, la période du Silurien supérieur (Ludlowien supérieur (?)-Pridolien) est marquée par un développement important des faciès tidaux sur une plateforme très plane ce qui a favorisé l'extension des courants de marée (Legrand, 1981; Abdesselem-Rouighi et Khodjaoui, 1994 ; Hanniche, 2002). En même temps, une reprise des mouvements calédoniens ramenait à l'émersion de vastes régions (Echikh, 1975; Kazi-Tani, 1986; Galeazzi et al 2010).

Le **PHNM** est divisé en deux parties : PHNM_{précoce} et PHNM_{tardif}. La première partie est développée sur une plaine tidale qui est creusée par des chenaux de marée remplis de grés argileux, moyens à grossiers à bases érosives. Ils sont organisés en bancs à stratification en auges avec drapages argileux, puis par des grés fins, argileux et à rides d'oscillations. Ces grés sont caractérisés par un fort pourcentage de galets, de cupules d'argiles et de débris de Brachiopodes.

Ensuite se développent des faciès caractéristiques des barres estuariennes (Cojan et Renard, 1999). Ils sont composés de grés moyens à grossiers, granocroissants à stratifications

obliques-planes et drapages argileux. Les plans de stratifications sont fréquemment soulignés par des galets argileux. Ce faciès est plus ou moins bioturbé. Ces barres reposent parfois sur des faciès argileux correspondant aux faciès de pied de barres.

Le **PHNM**_{tardif} est tronqué sous la discordance calédonienne. Ce sont des systèmes fluviaux (Hanniche, 2002) développés au sommet de l'unité B2 (autour du puits SED-1) (Figure III-16 ; 17).

La mise en place de ces systèmes est liée à une amorce de régression que relaye une chute locale et rapide du niveau marin relatif (régressions forcées). Les mouvements précoces de la phase calédonienne (Silurien supérieur : Pridolien) sont responsables de cet événement (Eschard et al, 2002), que confirme le diagramme eustatique de (ROSS, 1988 in Kazi-Tani, 1986).

La partie inférieure de ce prisme est formé par des dépôts des chenaux fluviaux. Ils sont surmontés par de faciès de barres des chenaux (?); la surface d'inondation maximale est localisée dans le niveau argilo-silteux à empreinte de pédogenèse étant donné que le milieu de dépôt est strictement continental (Meyer, 1982). La partie supérieure du cortège est constituée par des faciès de la plaine d'inondation; cette dernière est souvent absente ou d'une épaisseur réduite suite à une érosion due à de la phase orogénique calédonienne phase (Les dépôts de B3) (Beuf et al, 1971; Latrache, 1982; Legrand, 1983).

Le toit de cette séquence **Sil-2** est parcouru par de fortes incisions fluviales contemporaines du maximum de chute du niveau marin relatif (Catuneanu et al, 2009 and 2011). C'est la limite de la séquence (LS) qui correspond à la discordance calédonienne (Boumendjel, 1983; Eschard et al, 2002) (Figure 17).

Cette limite est située au niveau de la déflexion du GR due aux variations de faciès qui va des argiles et des silts, qui coiffent l'unité B2, au grès moyen à grossier à litage oblique qui constitue l'unité C1 (séquence Dév-1) (Figure III-17).

III.3.3. Le cycle du Dévonien inférieur et moyen

Dans la phase transgressive « Lochkovien (?)- Emsien » quatre séquences incomplètes se sont déposées dans la région d'étude : **Dév-1**, **Dév-2**, **Dév-3** et **Dév-3**. Elles se présentent avec des faciès proximaux à Illizi (Formation Hassi Tabankort et d'Orsine) et distaux vers le Nord (la Formation de Tadrart et la formation Ouan-Kasa) à Berkine (Bekkouche, 1992). Notons que toutes les séquences du Dévonien inférieur et moyen sont absentes sur le môle d'Ahara, et les dépôts du Silurien supérieur sont recouverts par les dépôts du Dévonien supérieur.

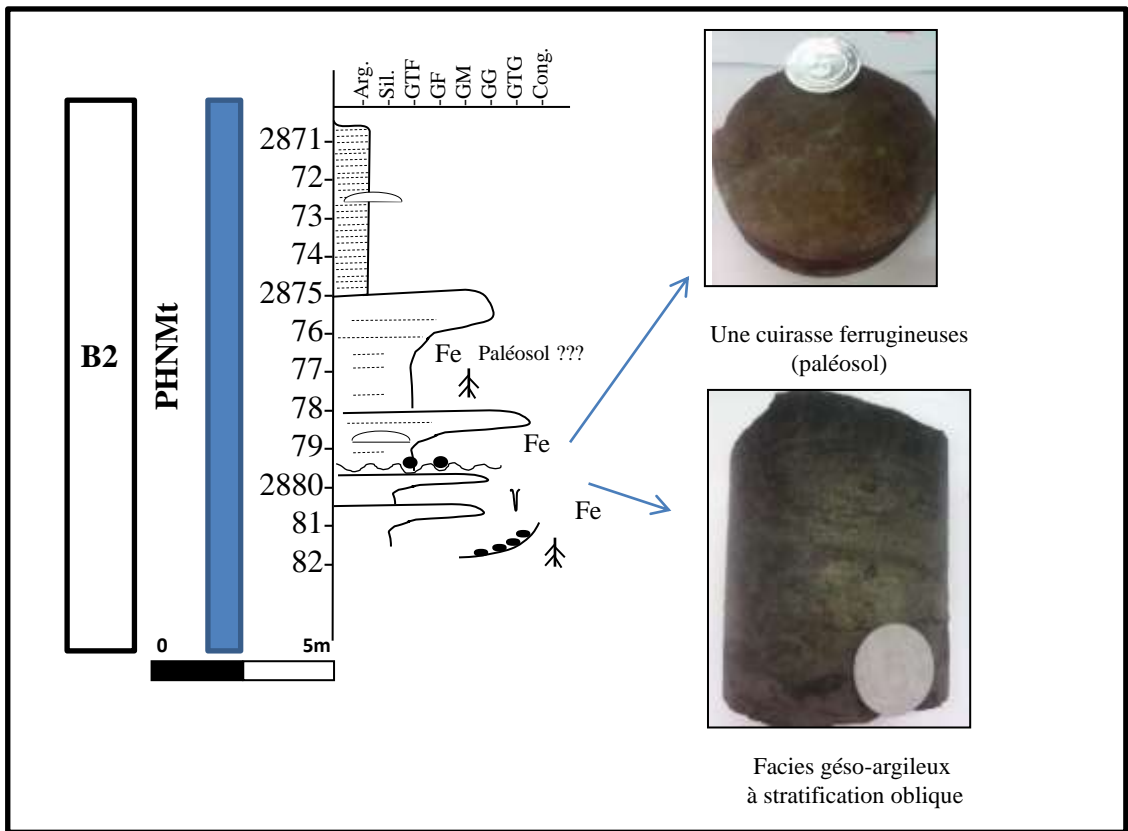


Fig. III.16: Description lithologique du PHNMt de la séquence Sil-2 (puits SED-1)

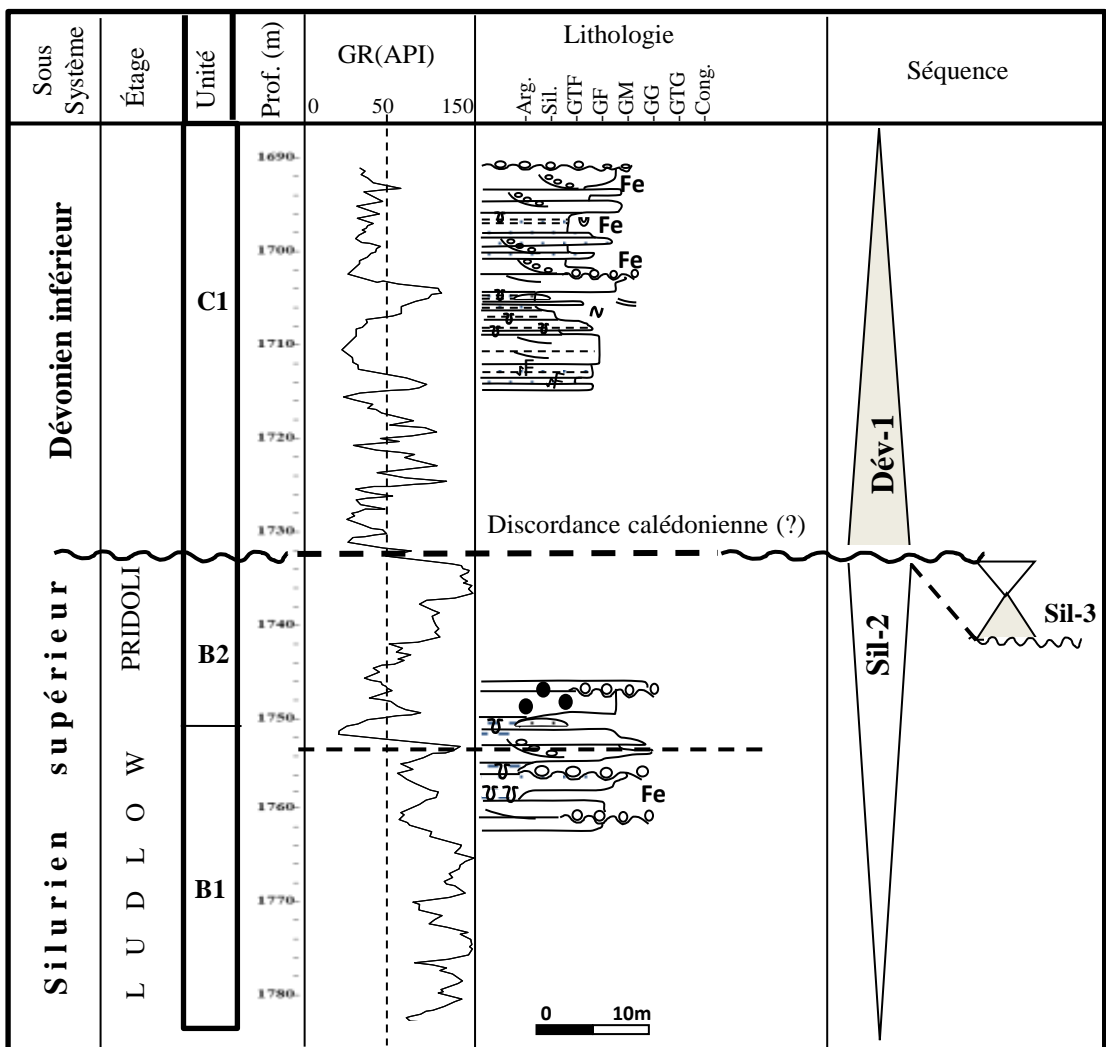


Fig. III-17: Le passage siluro-dévonien (puits DJW-1)

-La séquence Dév-1

Les analyses palynologiques ont montrées que la séquence **Dév-1** est azoïque dans sa partie inférieure et d'âge Praguien (?) au sommet sur le flanc méridional (Jardiné et Yapaudjian, 1968 ; Boumendjel, 1987). L'âge Gédinnien-Siegénien (Lochkovien- Praguien)* est confirmé sur le flanc septentrional (Abdesselem-Rouighi, 1986). Le Dév-1 est progressivement érodée sur les périphéries en allant vers centre.

La séquence **Dév-1** (équivalente des unités C1 et C2) résulte de l'empilement d'un PBNM, un IT et probablement un PHNM (Figure III.18). Ils ont déposés dans un environnement fluviatile évoluant vers la plaine côtière (Boumendjel, 1987; Hanniche, 2002).

Les sédiments constituant **le cortège de bas niveau marin** sont fluviatiles de type en tresses à la base, faiblement sinueux et éventuellement méandrique au sommet. L'apparition de la végétation au Dévonien inférieur (Talah et al, 1993; Langlois. C, 2012) favorise le maintien des parois et le processus de méandrisation (Legrand, 1981). Le développement de ce système est doublement favorisé par une élévation du niveau marin relatif (Asses, 1987; Galeazzi et al, 2010).

Le développement des systèmes en tresses sur une plateforme relativement plate est favorisé par une charge sédimentaire assez élevée d'une part et, l'absence des faciès de plaine d'inondation et de végétation d'autre part (Beuf et al, 1971; Massa, 1988; Wendt et al, 2009).

Les dépôts de chenaux en tresses correspondent à des grés grossiers à très grossiers de couleur beige, hétéro-granulaires, mal classés avec des stratifications obliques en auges et obliques – planes. Les plans de stratifications sont soulignés par des lits de galets et des dragées de quartz.

Les grés beiges, de grains fins à moyens, bien classés, à stratifications obliques – planes, les drapages argileux et la bioturbation sont rares sont éventuellement des dépôts de barres Longitudinales de chenaux en tresses (Cojan et Renard, 1999). Les grés beige, moyen à grossier, mal classée, à stratifications obliques en auges passent vers le haut à des grés à stratifications obliques- planes ou bien à un ensemble massif. Le sommet des bancs montre des galets argileux et des terriers verticaux du type Skolithos (Knaust, 2017) correspondent probablement à des remplissages de chenaux fluviatiles faiblement sinueux similaires aux chenaux distributaires deltaïques (Hanniche, 2002).

Ces derniers alternent avec les dépôts de barres formées essentiellement de grés moyens, de couleur beige, bien classé, à litage oblique – plan et des figures de glissement.

.....
*Selon *International chronostratigraphic chart, 2020, www.stratigraphy.org/v2020/01:International Commission on Stratigraphy*.

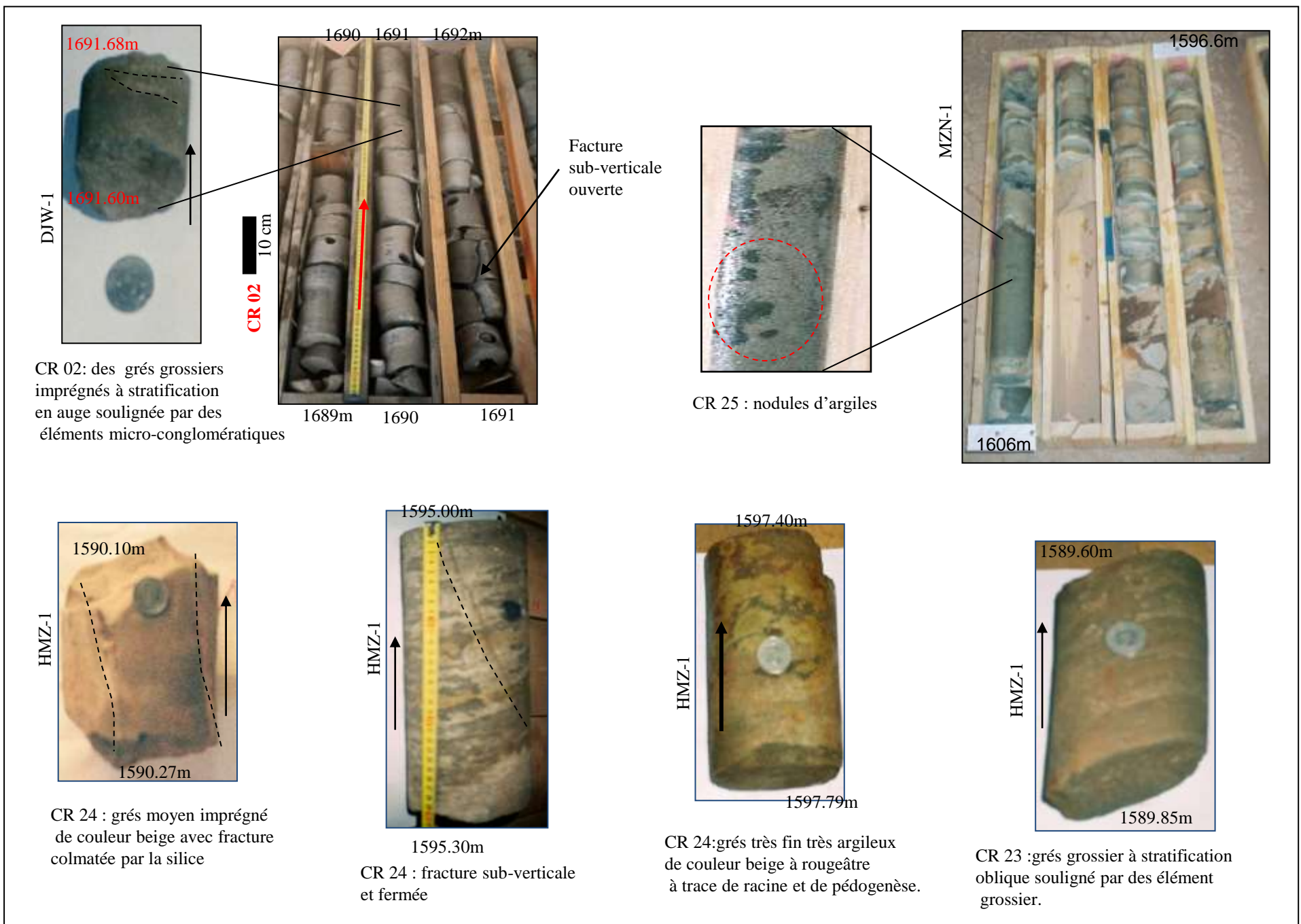
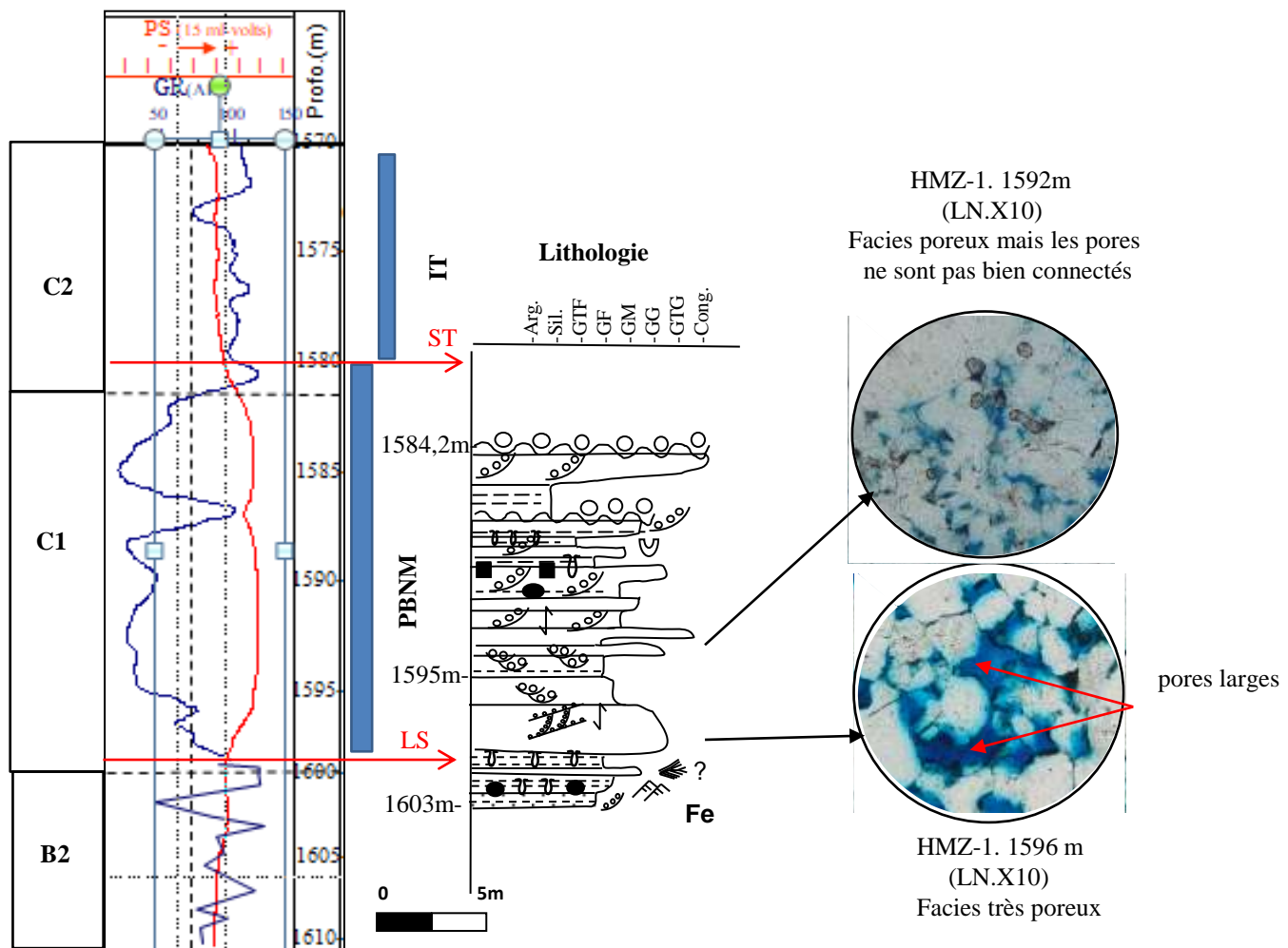


Fig. III-18 : Illustration de la séquence Dév-1 (puits HMZ-1 et DJW-1)

Ils présentent parfois des structures en arêtes de poissons et de fréquents drapages argileux et galets mous. Le sommet des bancs présente de nombreux terriers de type skolithos et de rares traces de racines (Gubler et al, 1966 ; Bendella, 2014).

La fin de ce cortège (la surface transgressive ST) est marquée par la migration brusque du signal du pôle gréseux vers le pôle argileux (Figure III.18).

Les sédiments qui correspondent à l'**intervalle transgressif** de la séquence **Dév-1** se déposent sur le large de la plaine côtière où se développent des dépôts surtout lacustres (Rogerson, 2017; Wendt, 2009). Les dépôts lacustres ne sont pas très épais. Ils correspondent à des lacs éphémères caractéristiques des zones tempérées (Bestland et al, 1996). Les plaines alluviales sont inondées et les chenaux fluviaux construisent des lobes de grés dans les lacs. Pendant les périodes sèches, les lacs peuvent s'assécher ce qui favorise localement la formation des paléosols (Chevalier, 1948; Gillott, 2014). Les dépôts lacustres sont souvent associés à des dépôts palustres (Hanniche, 2002). Cette association de faciès est interprétée comme des dépôts lacustres en environnement détritique (Hanniche, 2002) (Figure III.19).

Les dépôts des fonds des lacs correspondent à des rythmites (Cojan et Renard, 1999) traduisant la cyclicité entre les saisons sèches et humides en climat tempéré (Hanniche, 2002; Johansen et Siemers, 2004; Gillot, 2014 et Passey, 2014). Les saisons sèches sont caractérisées par les dépôts des lamines de silt ou de grés fin et les saisons humides correspondent aux lamines d'argile. L'existence des rides est liée au mouvement de vent sur la surface du lac. (Cojan et Renard, 1999).

Les dépôts de la partie proximale de la plaine d'inondation, varient des silts à des grés fins argileux marmorisés. Ce sont des faciès fins de la plaine d'inondation non altérés (sous aquatique) et résultent de la sédimentation des particules fines en suspension.

La zone racinaire (paléosol) correspond à des zones altérées formées principalement de racines ; après leur disparition, il ne reste que des traces entourées d'un dépôt ténu d'oxydes et d'hydroxydes de fer (Bestland et al, 1996) (Figure III.20 Annexe III.2).

Les paléosols dévoniens correspondent à des « oxysols » et des sols ferrallitiques (in Hanniche, 2002). Leur formation est liée à la désagrégation des oxydes et hydroxydes de Fe, Al, Ti, Mn et des argiles dans un climat tropical humide. Ils peuvent aussi exister dans un climat froid et humide (Meyer, 1982).

Ce paléosol ou cuirasse latéritique (Dumoulin et White, 2004) peut correspondre à un PHNM qui marque la fin de la séquence (Catuneanu, 2006 in Merzerand, 2018). Ceci est bien exprimé sur le flanc méridional du môle d'Ahara. Des dépôts à niveaux conglomératiques sont signalés dans certains sondages (d'après les fiches de carottes des puits) sur le flanc

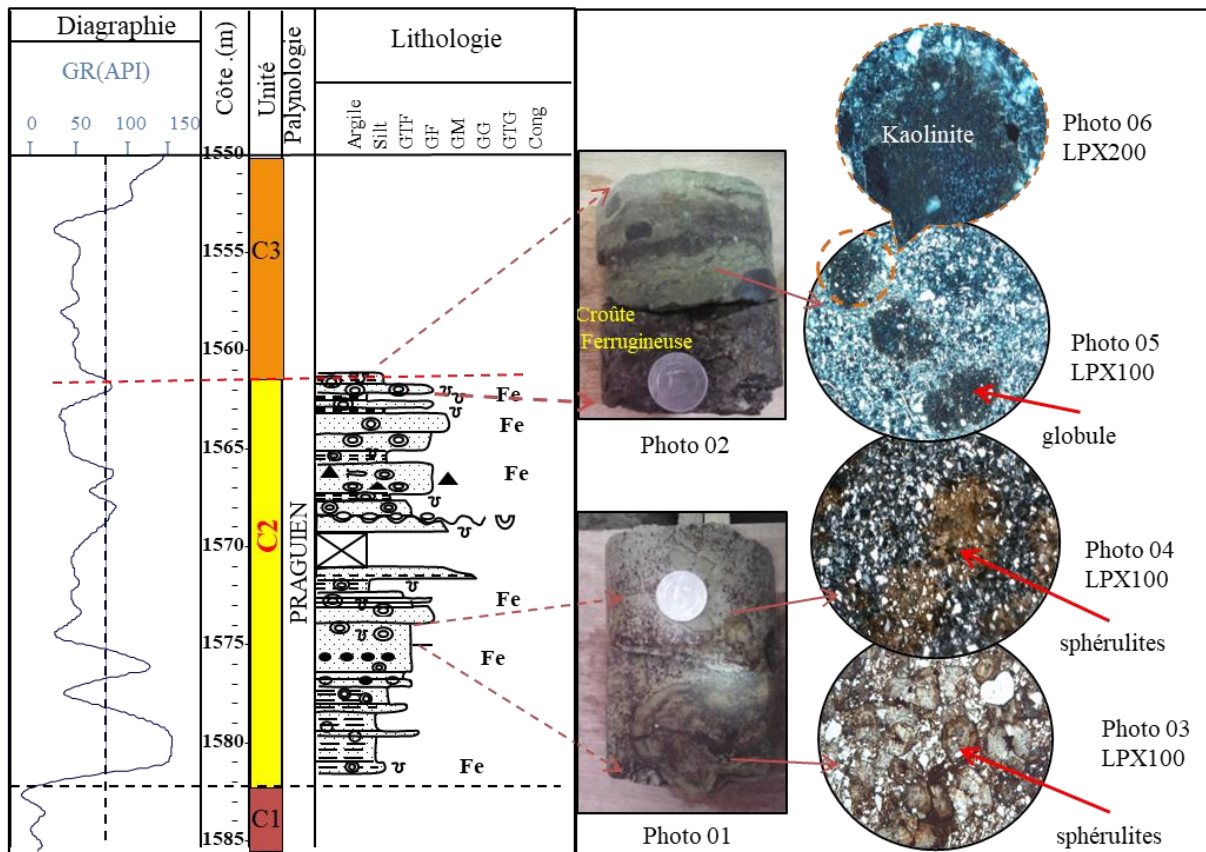


Fig. III-19: Description lithologique de l'IT de la séquence Dév-1 (puits HMZ-1).

oriental. Ce qui peut être liée à une surface de ravinement qui a entraîné l'absence des dépôts de prisme de haut niveau marin (Figure III.19 ; 21).

La limite Dév-1/Dév-2 n'est pas détectée sur le flanc oriental. Il est possible que le PHNM est représenté par un intervalle de grés fins et des silts très argileux, mais qu'il faut confirmer par des données bio-stratigraphiques.

- **La séquence Dév-2** est correspond dans le bassin d'Illizi à la formation argilo-gréseux d'Alrar à Illizi, et la formation d'Orsine à Berkine. Elle marque le début de la transgression (Hanniche, 2002). Elle est l'équivalent de l'unité C3 avec la série argileuse sous F5 et les grés du réservoir F5 aux pourtours sud du bassin d'Illizi*. D'après la corrélation entre les puits les mieux datés : HFR-1 au Nord et le puits EAL-1 au Sud, l'âge de cette séquence est probablement Praguien (Jardiné et Yapaujian, 1968; Alem et al, 1998; Abdesselem-Rouighi, 1996).

*Les grés du F5 se développent au sud du bassin, ils sont remplacés par des argiles et peuvent confondre avec les argiles sous F4 (Alieve et al, 1975). Dans ce cas on considère que les argiles sous F5 comme un IT est le réservoir F5 comme un PHNM.

Photo 03: « zone racinaire du type 2 »

Les petites racines sont fines de quelques mm d'épaisseur de 15cm de longueur. Elles présentent des ramifications latérales fines et réduites. Les racines sont entourées de globules verts et provoquent la bréchification du sédiment isolant ainsi les galets argileux.

Photo 02: « zone racinaire du type 2 »

Les grandes racines correspondent à des manchons verticaux de 20 à 50 cm de longueur et 5cm de diamètre remplis d'argile avec des ramifications latérales très réduites. Elle sont entourées par des globules rouges et sont complètement oxydées. Des terriers de petites taille et des fentes de dessiccation sont associées à ce faciès.

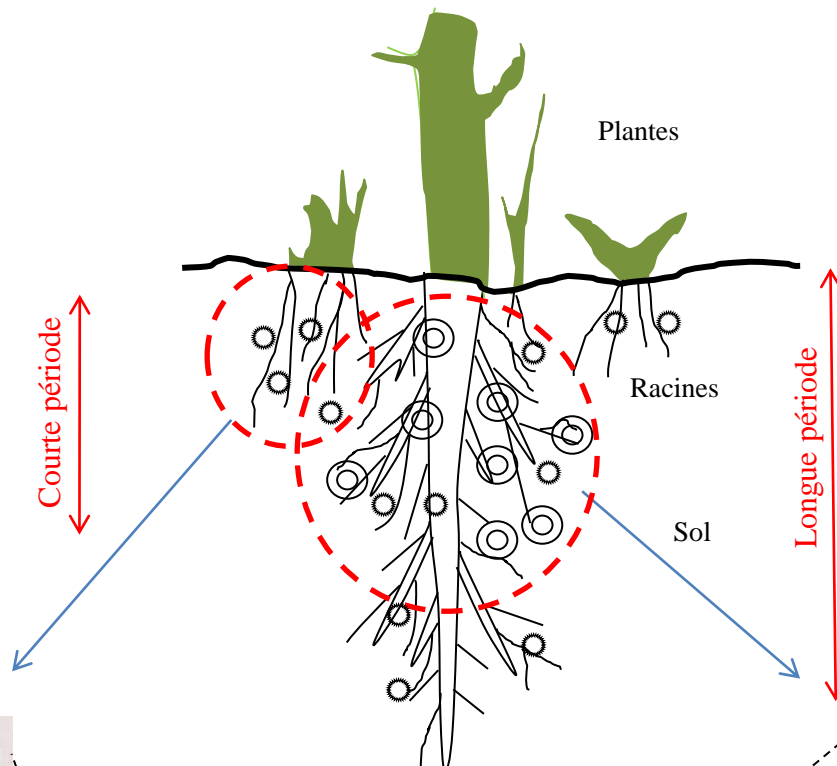
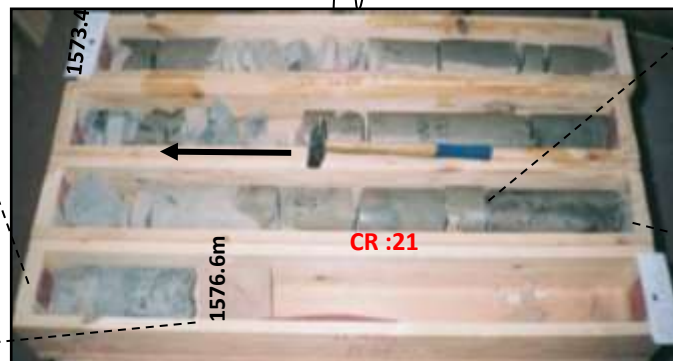
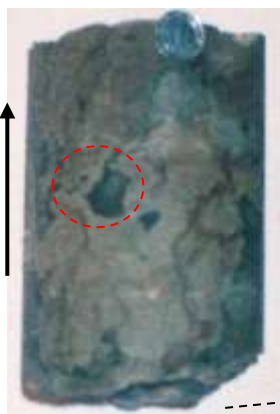


Photo 03

Photo 02

1576.05m

1576.4m



1576m

1576.4m



Photo 01

Photo 1 : L'intervalle 1576,4 à 1576,05m correspond à des zones racinaires.
Les racines sont de deux types

Fig. III- 20: Interprétation des conditions de formation des paléosols dévoniens.

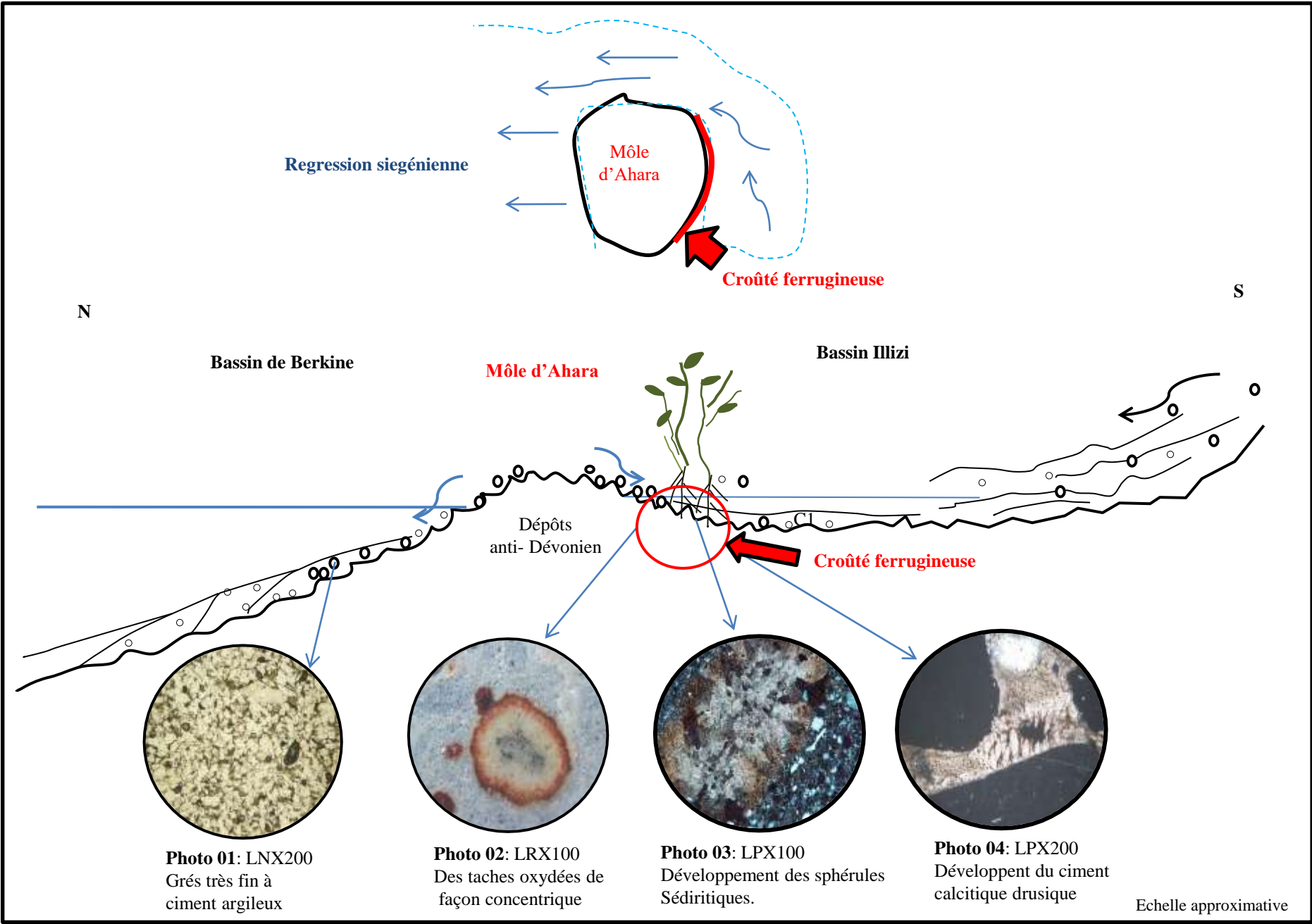


Fig. III-21: Modèle paléogéographique de la région d'étude pendant le Praguien.

Cette séquence ne se représente que par un **PBNM** sur le flanc sud du môle d'Ahara. Sa limite inférieure est une discontinuité sédimentaire du type paléosol (LS). La limite supérieure (LS) s'est positionnée normalement à la base des argiles sous F4 (d'âge **Emsien**) ([Menchikoff, 1957](#); [Boumendjel, 1983](#); [Massa, 1988](#)). Elle est mise en évidence à la limite du changement brutal des faciès, avec le développement de faciès plus marins; de grès vers les argiles bioturbées et des rides d'oscillations.

Le cortège de bas niveau marin, dans la partie méridionale, il est formé par des chenaux et barres sableuses. C'est un grès moyen à grossier à litage oblique souligné soit par des films d'argile obliques soit par des gros grains de quartz (la taille de ces grains peut atteindre 1.375 mm). Plus haut on trouve des grès gris à bruns, moyens à grossiers, à stratifications obliques soulignées par des niveaux très grossiers, et des rides de courant. L'ensemble est fissuré par endroit (fissures ouvertes rarement fermées colmatées par la silice), est alterne parfois avec des argiles silteuses.

La partie supérieure est formée par des grès fins à moyens de couleur blanchâtre à verdâtre, à litage sub-horizontal souligné par des drapages argileux. Par endroit, on observe de petites inclusions charbonneuses tâchant les doigts.

Vers le Nord dans la dépression de Berkine, les sédiments sont plus fin et très argileux indiquant un milieu marin, ils sont suivis par un intervalle transgressif. Ce dernier est très épais et composé d'argiles noires marines. La SIM est mise en évidence au niveau des pics argileux fort. Le PHNM est composé de barres sableuse au niveau du puits HFR-1 où la fraction argileuse devient moins en moins importante.

-La Séquence Dév-3, est correspond à l'argilo-gréseux d'Alrar à Illizi et la Formation d'Orsine à Berkine à l'affleurement. Elle est d'âge Emsien ([Hanniche, 2002](#))*.

Cette séquence est composée par un **IT** surmonté par **PHNM**. L'intervalle transgressif (équivalent des argiles sous F4) marque le début de la transgression emsienne sur les périphéries du môle d'Ahara. Ce sont des argiles franches évoluant vers des dépôts hétérolithique à prédominance argileuse à la proximité du môle.

.....

*²la limite Praguien /Emsien est certainement prouvée au point de vue paléontologique dans les calcaires bleus, cristallins, dolomitisés nommés conventionnellement de « Muraille de Chine » sur la province occidentale; Elle se distingue aussi sur les diagraphies électriques dans tous les puits du Sahara qui enferment de l'Emsien. Elle correspond dans cette étude à la limite inférieure (LS et SIM) de la séquence **Dév-3**.

Le cortège du haut niveau marin correspond aux grés du réservoir F4 dans le bassin d'Ilizi et de la dépression de Berkine (au niveau des puits ONT-1 et HFR-1). Il se présente sous forme de barres massives progradantes strato-croissantes de surface moyenne à supérieure voir deltaïque à Had-1.

Ce prisme est divisé en 2 parties (**Figure III-22**) : PHNM_{précoce} et PHNM_{tardif}. Ils sont bien distingués à DIMSE-1, à WT-1 et à HAD-1.

Le PHNM_{précoce} est plus complet à l'Est de notre région d'étude. Il est constitué par une alternance de passées d'argiles de faibles épaisseurs, de microconglomérats, de grés quartzeux à rides de courant et des passées lenticulaires riches en oolites ferrugineuses. Le PHNM_{tardif} est constitué par une alternance de grés, de silts et des argiles.

Ce cortège se termine par un intervalle (de 7m en moyenne) très riche en oolites de charmosite (Thouvenin, 1976 in **Rapport de Sonatrach, 1998**), identifié dans plusieurs puits de la région (cas du puits Stah-1bis). Il annonce la fin de cette séquence.

Malgré que la limite supérieure ne soit pas toujours identifiable, d'après les données de la région, elle correspond à la discordance poste-emsienne (Chakhovski, 1992 in **Rapport de Sonatrach, 1995**) (voir chapitre I)

Le **Dévonien moyen** marque le début d'une nouvelle transgression qui s'est probablement produit en deux impulsions, une au début de l'Eifélien (?), l'autre au début du Givétien (Wendt et al, 2009). Le résultat est le dépôt de 2 séquences de 3^{ème} ordre. Malgré que la deuxième séquence n'est pas argumentée dans la région d'étude.

-La séquence Dév-4, d'âge probablement Eifélien - Givétien (selon les datations du sondage HFR -1, **Rapport interne de Sonatrach, 1996**). Elle correspond à la formation de Tin Meras. Cette séquence est incomplète et formée d'un intervalle transgressif et d'un cortège du haut niveau marin.

L'**IT** est généralement argileux, caractérisé par un enrichissement en matériel fin avec des horizons de condensation de faunes bien remarquables du Sud vers le Nord. Un niveau argileux, très exprimé à son sommet, est considéré comme une surface d'inondation maximale (SIM). Cela est marqué par un pic radioactif dans plusieurs puits de Berkine.

Le **PHNM**, équivalent du réservoir F3, est divisé en deux parties : précoce et tardive. Le **PHNM_{précoce}** est formé de grés très fins à fins et très argileux sur les extensions sud du cortège. Les grés sont fins à moyens avec une diminution progressive de quantité d'argiles vers le Nord.

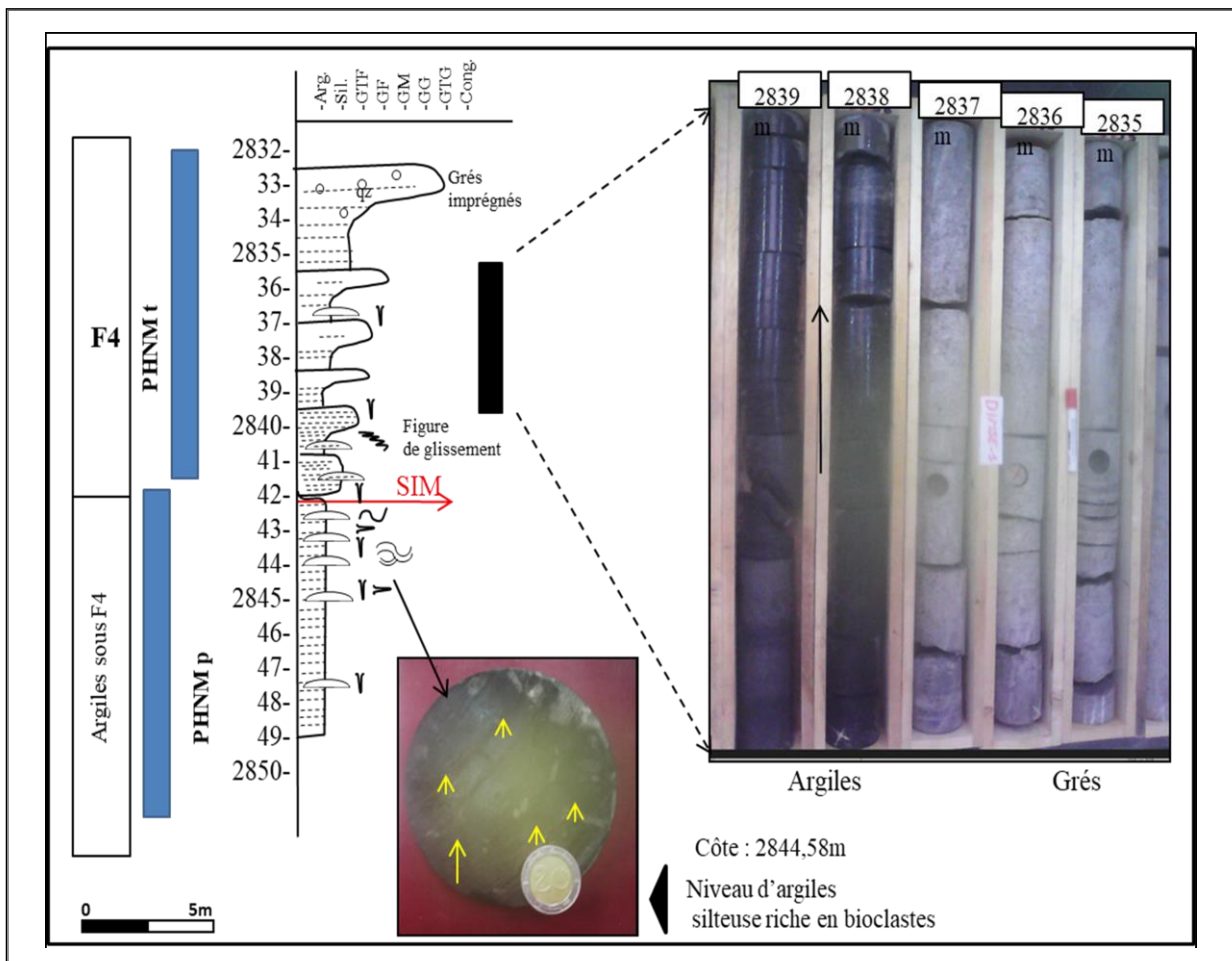


Fig. III-22: Illustration de la séquence Dév-3 (puits DIMSE-1),

Le **PHNM_{tardif}** est beaucoup **plus argileux** par comparaison au précédent étant présent que dans la partie Nord-est de la région d'étude (**Figure III-23**). Il tend à disparaître vers l'Ouest et au Sud de la région d'étude. Dans la dépression de Berkine, il est constitué par des argilites gris noires, compactes, schisteuses, renfermant des restes fossiles avec des passées de calcaires argileux. La fin de ce prisme s'annonce par de petits bancs de grès. Alors que la limite supérieure correspond à la discordance frasnienne/givétienne très prononcée sur le signal diagraphique.

Le développement important de ce cortège au Nord de notre région d'étude, et le retour des argiles bioclastiques à son sommet, nous permet peut-être de définir une autre séquence. Elle se positionne entre **Dév-4** et **Dév-5**. D'après plusieurs rapports internes de **Sonatrach**, elle se distingue entre les limites givétienne et frasnienne. Il est nécessaire d'observer les données de la dépression de Berkine pour la confirmer.

III-3.4. Le Cycle du Dévonien supérieur -Carbonifère:

Le Dévonien supérieur ou le Frasnien a commencé par une grande transgression qui est généralisée sur tout le domaine. Elle engendre le dépôt des argiles des carbonates.

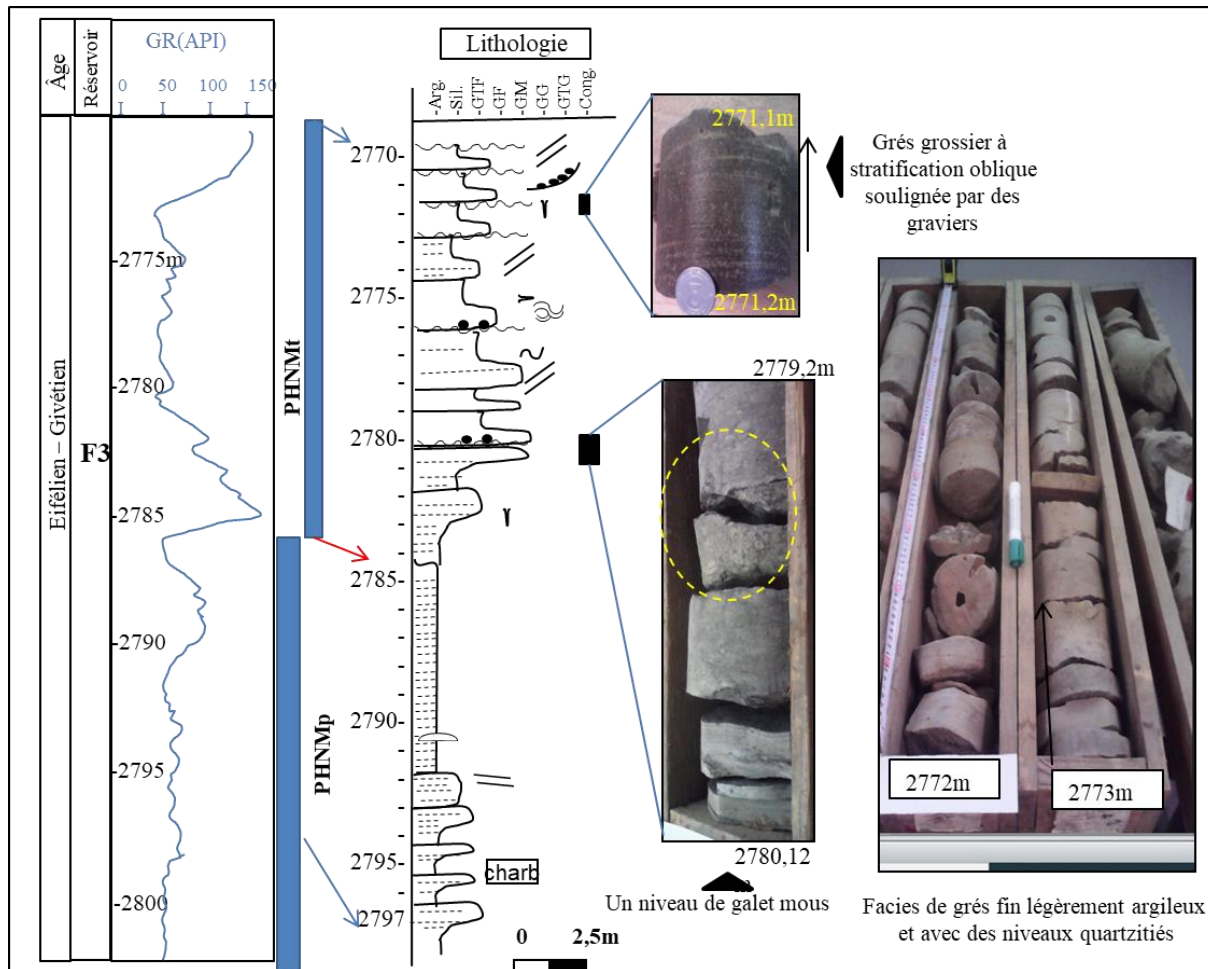


Fig.III-23 : Illustration de la séquence Dév-5 (puits AAR-1)

Une régression subséquente au Dévonien supérieur a continué au Carbonifère et a entraîné, cette fois, le dépôt de sédiments deltaïques (Belhaj, 1996 in English, 2016). Elle atteint son acmé à la fin du Paléozoïque (Discordance hercynienne).

À l'échelle de la région d'étude, la régression s'est réalisée en plusieurs saccades qui sont matérialisées par des séquences de dépôt. La première est du Frasnien au Fammenien /Strunien (**Dév-5**).

-La **Séquence Dév-5** ; elle est composée par deux cortèges : un **IT** et un **PHNM**.

L'**IT** est essentiellement argileux. Ce sont des argiles et des calcaires cristallins à la base, des argiles grises noires et des argiles silteuses et bioturbés (du type tigillites) au sommet. Les argiles sont traversées par des niveaux condensés en bioclastes.

A l'échelle régionale, et dans le bassin d'Illizi, cet intervalle est composé par des argiles sans grande influence gréseuse notable. Dans le bassin de Berkine et sur le môle d'Ahara (cas du puits HFR-1); il est composé de facies argilo-silteux à rares intercalations gréseuses. La SIM est matérialisée par un pic très radioactif.

La base du PHNM sur le volet orientale (Figure III-24), est à dominance argileuse. Ce sont des argiles silteuses noire à gros galets rougeâtres et de bioturbé (PHNM_{précoce} ?). Au-dessus, on trouve des argiles silteuses, indurées, noirâtres avec des lentilles gréseuses et des horizons ferrugineux (PHNM_{tardif}). Le sommet de ce cortège est marqué par des galets rougeâtres pouvant désigner une discontinuité.

Le cortège régressif précoce du flanc septentrional (au puits Had-1), est formé d'argiles silteuses avec développement parfois de barres sableuses. La partie tardive est essentiellement gréseuse de couleur sombre avec des intercalations de niveaux ferrugineux.

Sur le môle d'Ahara, le PHNM est épais (cas du puits SEDE-1) est caractérisé par une alternance d'argile silteuses et de grés tantôt à grain fins tantôt à grain grossiers à microconglomérats. Il est très riche en argiles et traversés par des terriers verticaux et horizontaux.

Plus au Nord, dans le puits TNF-1, ce prisme présente les mêmes caractéristiques générales, avec en plus de passées conglomératiques, riche en galets argileux arrondis et des débris bioclastiques, ainsi des intervalles ferrugineux; ce dépôts est fortement bioturbé.

Sur le flanc méridional, au niveau du sondage DJW-1, ce cortège est essentiellement argilo-gréseux à forte bioturbation et des gros galets d'argiles rougeâtres. Un niveau conglomératique à galet d'argiles se distingue au sommet de ce cortège.

Sur le môle d'Ahara la séquence Dév-5 repose sur les dépôts siluriens; ceci est bien illustré sur les sondages TNF-1 et SEDE-1*.

Sur les périphéries du môle, cette séquence repose en discordance sur la séquence Dév-1 puis sur la séquence Dév-2 et ainsi de suite. Vers les bassins, la limite supérieure de la séquence Dév-5 est placée à la limite Dévono-Carbonifère.

.....

**Nous observons clairement un changement brusque à la côte 2696 du puits SEDE-1 entre un cortège très gréseux à la base (Silurien supérieur) et un cortège essentiellement argileux vers le sommet (Dévonien Supérieur); ils sont séparés par la discordance calédonienne. Le cortège silurien correspondrait soit à un PBNM de Sil-2, cas de THF-1 (équivalent de A) où l'allure du GR est typiquement cylindrique, soit un PHNM de la séquence Sil-2- (équivalent de B2) où l'évolution de GR est Coarsening up (SEDE-1).*

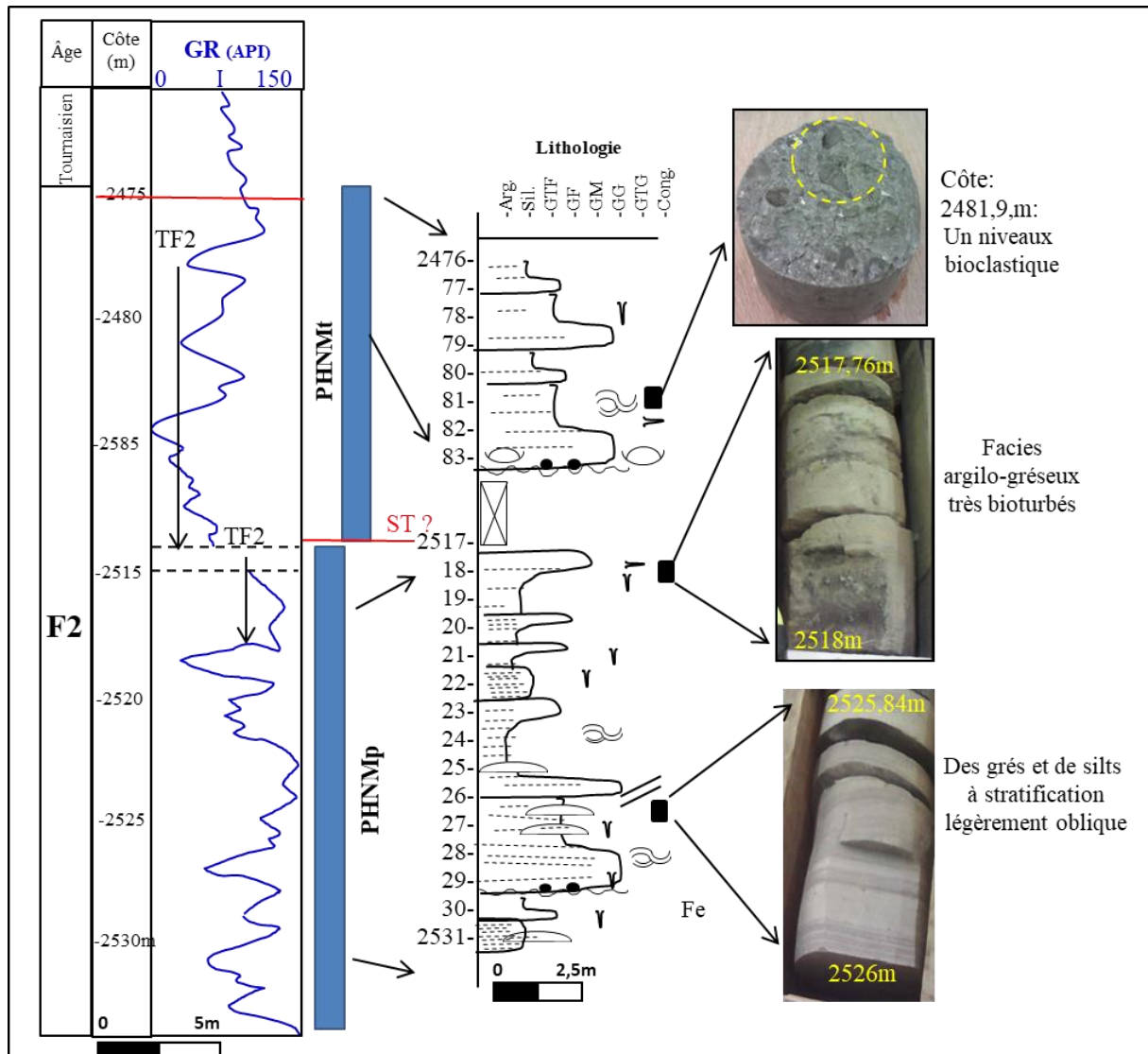


Fig. III-24: Illustration de la séquence Dév-4 (puits AAR-1)

Chapitre IV :

Evaluation des pièges stratigraphiques paléozoïques

Dans la région du môle d'Ahara

IV-1.Introduction :

A la lumière du découpage séquentiel réalisé au chapitre précédant, on constate que les niveaux-réservoirs sont généralement associés aux PBNM et aux PHNM, et exceptionnellement aux IT. Les roches couvertures sont liées aux IT et moins fréquemment à la partie inférieure de PHNM précoce.

Dans ce chapitre, nous définirons le schéma d'organisation et le potentiel pétrolier des cortèges sédimentaires dans la construction du piège stratigraphique.

IV- 2. Dans le cycle du Cambrien- Ordovicien inférieur et moyen:

IV-2.1.La séquence Cam-1 « d'âge Cambrien moyen-Ordovicien inférieur et moyen »

La séquence **Cam-1** est constituée, dans la région d'étude, par un PBNM et la partie inférieure de l'IT. Elle forme un biseau d'érosion contre le paléo-môle d'Ahara. Ce biseau pourrait constituer un piège important dans la région, surtout à la place du môle actuel, car il se trouve dans une zone faiblement structurée. Les extrémités de ce biseau ne sont pas loin de la structure du paléo-môle d'Ahara et dans la direction Sud/ Sud Est. Ce qui remarquable autour des puits SED-1, ET-101, TU-101 (etc.). Il est possible de cerner aussi les contours ouest de la région d'étude jusqu'à la position du puits Ou-101; et à partir de celui-ci et tout le long du bord parallèle à la limite d'extension de Cam-1.

Ce piège se trouve entre deux discordances : panafricaine à la base et arénigienne au sommet. Cette dernière place les dépôts du Cam-1 en contact exceptionnel avec les argiles d'Azzel dans l'IT de la séquence suivante **Ord-1**. Ces argiles peuvent assurer le rôle de couverture et éventuellement d'alimentation en hydrocarbures. Contrairement sur le môle d'Ahara actuel, la Cam-1 est surmontée directement par le **PHNM** de la séquence Ord-1, qui est généralement de nature gréseuse ([annexe 06](#))

Le **PBNM** de Cam-1 se compose de grés grossier parfois conglomératique à la base, devenant fin et grossier à stratification oblique, à ciment argileux du type illite et localement de la kaolinite, et en moins degrés siliceux; surmontés par des grés blanc, moyen à grossier. Le facies montre des caractéristiques pétrophysiques médiocres à faibles (porosité inférieure à 5% et perméabilité inférieure à 2 md*); et même des porosités nulles constaté au puits ET-101.

L'IT de la séquence est fortement condensé et très argileux sur les périphéries du paléo-môle d'Ahara. Sur l'actuel môle d'Ahara (cas du puits ET-101), ce cortège est mieux

.....
*D'après les données de Sonatrach.

développé. Il est constitué localement par des grés, à grains fins à grossiers et ciments argileux et siliceux ; intercalés par des bancs de grés grossiers à stratifications obliques, suivies par des grés et des passées d'argilites compactes et de conglomérats. Le prisme est couronné par des grés à stratifications en auge; ils sont traversés en abondance par des tigillites.

Sur le flanc occidental du môle, l'**IT** est constitué essentiellement de grés propres (jusqu'à 85m), du type arkose (plus que 25% de feldspaths), ayant des caractéristiques pétrophysiques moyennes à bonnes (porosité supérieure à 8% et de perméabilité moyenne de 50md atteint parfois 916 md.

De façon générale et d'après [Roberston \(2000\)](#), les grés cambriens deviennent plus fins et également plus propres vers le sommet; ceci est lié à l'environnement de dépôt. Il s'agit probablement du milieu continental à la base (fluvatile en tresse) et marin cotier au sommet*. On trouve aussi que :

Les grés du **PBNM** ne sont pas très évolués à la base du cortège. Cependant, ils sont constitués par des grains du quartz et du feldspath à morphoscopie anguleuse. Ils sont cimentés surtout par des argiles notamment d'illite et du silice. Le facies est localement quartzifié et engendre la détérioration des propriétés pétrophysique du réservoir.

L'**IT** est marqué par un facies grés-argileux et bioturbés. L'apparition des bioturbations du type scolithos en abondance indique que le milieu devient plus en plus marin. Ces grés sont, particulièrement, connus par la dissolution des feldspaths, ce qui améliore significativement la qualité du réservoir. Ce facies forme de bonnes roches réservoirs pour les hydrocarbures.

D'Ouest en Est, les grés de l'**IT** de la séquence **Cam-1** peuvent constituer des pièges stratigraphiques à l'échelle locale sous la discordance arénigienne. Ils sont très probablement subtiles ([Figure II.11](#)); la fermeture des pièges est assurée non seulement par biseautage stratigraphique mais aussi par changement du facies, par les dépôts faiblement poreux du son extrémité orientale et les dépôts de PBNM . Donc, le piège est du type biseau d'érosion sous discordance arénigienne et lithologique en même temps ([annexe 06](#)).

IV-2.2. La séquence Ord-1 : « d'âge Ordovicien moyen »

L'absence du PBNM de la séquence, sur le flanc oriental du môle d'Ahara, est interprétée par non dépôt qui est due probablement à la chute rapide du niveau marin. Sur le flanc occidental, sa limite est esquissée par les axes structurax de Tin Fouyé Tabankort (TFT)

.....
* Les Grès d'El Atchan dans le PHNM de cette séquence sont également très prometteurs mais n'atteignent pas la région d'étude ; Ils apparaissent en dehors des frontières occidentales.

et de Fadnoun (Figure II. 2). De ce fait, le piégage stratigraphique n'est plus concret. Alors que les grès fin et argileux de la partie centrale du môle peuvent construire une barrière lithologique pour les « Quartzite de Hamra », comme réservoir prometteur, au-delà de la limite occidentale de la région d'étude.

L'IT montre probablement des biseaux stratigraphiques sur l'axe Nord-Sud du flanc occidental du môle d'Ahara ; mais il paraît aussi que la terminaison de ce piège se trouve dans une position défavorable (contre pendage) (Figure II.14). C'est un cas très compliqué où ce cortège se trouve aussi dans une zone accidentée. Régionalement, les contours de ce piège peuvent être confondus par un système de blocs basculés.

Est en Ouest, les grès de ce cortège (l'IT) ont été remplacés par des argiles de façon progressive (la partie inférieure de III-3), pouvant former une barrière de type lithologique. Les grès ont, malheureusement, une qualité de réservoir très médiocre en raison d'une forte teneur d'argile et d'une granulométrie très fine.

Les argiles de l'IT (Argiles d'Azzel) peuvent assurer l'étanchéité des niveaux gréseux mais, il faut vérifier s'ils peuvent générer les hydrocarbures.

Le PHNMest bien développé dans la partie centrale et orientale de la région d'étude. Sur le plan lithologique, il est généralement très hétérogène. Il est aussi caractérisé par des grès intensément bioturbés de très mauvaise qualité pétrophysique* (Annexe 1 : photo 01, 02 et 03). Sa limite supérieure coïncide avec l'événement taconique qui se traduit par creusement de vallées glaciaires de l'Ordovicien supérieur. Selon l'ampleur du creusement, l'épaisseur de ce prisme varie d'une zone à l'autre (de 0 m jusqu'à 112 m).

L'absence très locale du cortège dans la région (autour des puits TU-101 et ESR-1) est liée aux axes hauts de Fadnoun et de TFT et en moins important à la forte incision des vallées glaciers. Cette situation est favorable à la formation des pièges stratigraphiques très locale; surtout si le flanc oriental est faiblement structuré. L'étude de chaque cas particulier est très recommandée pour sa mise en valeur.

La formation d'un piège lithologique dans ce cortège et sous la discordance taconique est très crédible; car la qualité de réservoir est mauvaise et très changeant dans ce cas d'étude.

Néanmoins, même s'il y a des accumulations d'hydrocarbures, elles peuvent migrer en haut,

.....

* SED-1 photo (3576 – 3579.5m) : ce sont des grès très fin à silts riches en feldspaths (environ de 5%), à ciment argilo-siliceux et carbonaté (jusqu'à 40% du volume totale de la roche), localement poreux et les pores ne sont pas connectés.

vers les Agiles Micro-conglomeratiques, en l'absence d'étanchéité. Notons que, l'alimentation en hydrocarbures du niveau reste très difficile.

IV-3. Dans le cycle Ordovicien supérieur-Silurien:

IV-3.1. La séquence Ord-2 :

La séquence **Ord-2**, dans la région d'étude, est connue par sa grande variation d'épaisseurs qui est due au remplissage des zones de creusement. Ainsi la partie inférieure occupe les dépressions ou les paléo-vallées. Il s'agit d'un **IT** surmonté par un **PHNM**. Au point de vue sédimentologique la partie inférieure de la séquence est formé de grés très fins , de silts, la distinction d'un PBNM est très difficile. La délimitation de l'**IT** (équivalent de la sous- Unité IV-2 sup) du PBNM sur les enregistrements diagraphiques (GR), semble être admissible.

D'autre part, les données pétrolières de la région montrent que le facies basal de la séquence est très perspectif. Il y a aussi un réservoir de mauvaise qualité, situé probablement au sommet de l'**IT**. Ses propriétés réservoirs peuvent s'améliorer dans les directions Nord et Sud de cette région. Ceci s'accompagne d'une augmentation de l'épaisseur.

La formation des pièges stratigraphiques du type paléo-vallée puissent être retrouvés dans la région. Ils ont figurés par une distribution exceptionnelle des sous-unités distinctes d'une zone à l'autre. Cependant, seule l'exploration sismique qui peut clarifier cette suggestion.

Les argiles de l'**IT** peuvent jouer le rôle d'une roche couverture et une roche mère si sa puissance pétrolière est prouvée. Ces argiles sont intercalées, dans la partie supérieure, par des grés par endroit (SED-1 et Alr-1). Ces niveaux sont minces et mêmes si poreux s'alternent avec des niveaux non poreux ([Annexe 1](#) , [Photo 04, 05 et 06](#)).

En l'absence d'étanchéité entre les séquences Ord-1 et Ord -2, il est possible que tous les hydrocarbures vont migrent vers le haut, renforçant la richesse de la partie inférieure de la séquence Ord-2.

Même si le facies est richesse en grés, la possibilité de trouver des pièges du type stratigraphique dans le reste de ce cortège est très faible. Les pièges du type mixte ou de blocs basculés sont plus probables ([Echikh, 2016](#)). La présence de nombreux slumps dans les sédiments peut demonter l'existence des blocs basculés.

En outre, des terminaisons brusques du **PHNM**, probablement précoce, sont localisées à la périphérie des petits axes structuraux, autour des puits : TU-101, OTR-1, SED-1 et IH-101. Elles peuvent créer des pièges du type stratigraphique. Elles sont liés au non-dépôts autour de ces structures émergées pendant cette phase régressive. La position structurale de ces pièges est parfois très favorables, mais son épaisseur est réduite. Il est indispensable aussi de vérifier, pour chaque cas, si cette terminison n'est pas associé à une faille.

La bioturbation intense dans ce facies influe négativement sur les paramètres pétrophysiques, en particulier sur la perméabilité.

Si l'on suppose que le **PHNM** tardif comble les impacts d'incisions de **PHNM** précoce ou des dépôts inférieurs, cela suppose que le piégeage est mixte, car l'incision a affecté les zones fragiles, d'affaissement et/ou de blocs basculés. Ceci est apparu sur le flanc Est. Soit Ce dépôt est fait à la faveur des failles par l'effet d'un mécanisme eustatique, c'est-à-dire la formation d'un prisme de régression forcée et détaché. Nous pouvons classer comme des pièges stratigraphiques primaires. D'après l'histoire eustatique de la région, ce prisme a été déposé pendant la régression qui atteint son maximum. Seules les cavités topographiques qui restent immergées dans l'eau reçoivent le dépôt. C'est un arrangement très complexe sachant qu'il a des niveaux qui semblent avoir de très mauvaises propriétés pétrophysiques*(Annexe 2 : Photo 07, 08 et 09).

En absence des prismes inférieurs sur le flanc oriental du môle, le **PHNM** précoce constituera un biseau d'érosion sur discordance taconique; mais de grande étendue spatiale (et ouvert). Il peut être meilleur s'il est également lithologique. Ceci lorsque les corps gréseux finissent dans les argiles. Sa mise en évidence en sismique actuel reste très hypothétique.

Enfin, et quelque soit le type de pièges pétroliers, la recherche des accumulations en hydrocarbures dans le PHNM est très prometteuse car, il est recouvert par la Formation des Argiles à graptolites du Silurien inférieur.

IV-3.2. La séquence Sil-1 : Llandoveryen, Wenlockien et Ludlowien inférieur ?.

Le Silurien est caractérisé par des prismes sédimentaires progradants du Sud-Est vers Nord-Ouest, et semble indiquer un paléo-relief peu marqué (Beicip-Franlab, 2013). Sachant que sur la môle d'Ahara n'existe que les séquences siluriennes. (Annexe 7, 8 et 9)

La séquence ne se biseaute pas dans la région du môle d'Ahara; sauf à l'Ouest et sous la discordance hercynienne avec les autres niveaux du Paléozoïques. Le piégeage lithologique dans le PHNM de cette séquence (les unités M), par changement de facies, reste très probable autour du puits TEM- 101.

.....

**SED-1(l'intervalle : 3447 - 3458m) : ce sont des grés fin à moyen riches en felbpaths (environ de 5%), à ciment silico-argileux et rarement carbonaté (le ciment fait 18% du volume totale de la roche),mal classé , trace de matière organique pyritisée, les minéraux lourds (sphène , le zircon, etc) sont abondants. Le facies est très compacté et les pores sont colmatés surtout par la silice né par pression dissolution exercées sur les grains du quartz.*

Le PHNMt est essentiellement argileux avec quelques niveaux de grés. Alors que le PHNMp est constitué par des grés fins à moyens gris, à rides de vague, riches en bioclastes et stratification mamelonnée. Il est suivi par des grés fins gris clair à verdâtre, argileux et légèrement bioturbés.

De plus, de bonnes capacités de réservoir caractérisent particulièrement ces grés du PHNMp*1. Elles sont moins bonnes dans les grés de PHNMt notamment à l'Est de la zone d'étude.

Ces niveaux sont élaborés à partir d'apports côtiers sableux qui s'étendent jusqu'à la limite d'un milieu marin ouvert. Ils sont probablement organisés en structures lenticulaires flottantes dans une matrice argileuse.

Sur les flancs méridional et oriental du môle, le PHNMp est un bon réservoir, et le PHNMt constitue une couverture efficace. Les résultats positifs de plusieurs puits l'ont prouvé (cas de DJW-3, OF-101, Ah-101, SED-1, DIMW-1 etc.). Ceci est interprété par une amélioration de maturation des grés à la direction Sud-est.

Exceptionnellement, les deux parties du PHNM sont considérées comme de bons réservoirs autour du puits IA-101* . L'évolution de la qualité du réservoir, dans ce cas, est liée à des facteurs syn-sédimentaires et diagenétiques. Ainsi, certaines pseudo-oolites et rarement des oolites chloriteuses associées à la séquence minérale du PHNMp, améliorent la porosité par dissolution partielle .

Plus au Sud et à l'Ouest, la fraction argileuse prédomine dans les deux cortèges. Le faciès immature du côté sud-ouest peut agir comme une barrière lithologique aux hydrocarbures, s'ils s'y accumulaient, pour les contenir du côté Est.

Bien que le PHNMt, sur le flanc oriental, est caractérisé par une bonne qualité du réservoir , il passe à des roches imperméables sur le flanc ouest et sud. Après l'examen des micro-facies de ces niveaux, il apparaît que la détérioration de la qualité réservoir est liée principalement aux facteurs diagenétiques que sédimentologiques.

.....
 *1PHNMp (M1) : La porosité est généralement bonne (20% à IA-102 , 21% à DIM-1 et 28% à Fgr-1) mais de faible perméabilité 45mD en moyenne sur le flanc méridional ; cette valeur augmente peu à peu vers l'Est (à plus que 100 mD). Le ciment argileux est estimé entre 10 à 90%, dominé par la chlorite frangeante et intergranulaire ; suivie par la kaolinite (10 à 70%)notons que la chlorite est remplacée couramment par la kaolinite..

*2Le PHNMt : malgré que les niveaux gréseux ont des bonnes porosités s (26% à IA-102 , 19% à DIM-1 et 8% à SEDE-1), l'intérêt pétrolier est faible sur le flanc méridional par l'effet de très faible perméabilité (10mD en moyenne); cette valeur augmente peu à peu vers l'Est (à plus que 100 mD); à Stah et à Mereksen et vers le Sud à Djoua ouest.

Les grains sont plus arrondis et mieux classés et le ciment argileux est de nature chloritique. Ce dernier est soit du type de tapissage de pores ou de revêtement au tour des grains détritiques (chamositique)*. La chlorite de tapissage est très abondante à l'Est et elle est remplacée par la kaolinite et parfois dissoute; ce qui peut améliorer la qualité réservoir.

IV-3.2. La séquence Sil-2 : « d'âge Ludlowien- Pridolien ».

La discordance calédonienne est l'une des conséquences des mouvements calédoniens. Elle n'est visible que sur les flancs du môle. Elle atteint son stade maximum sur la bordure Est. Alors que l'érosion découlant des mouvements frasniens atteint son paroxysme sur la partie centrale du môle, où elle recoupe la séquence Sil-2.

Du point de vue structural, le piégeage stratigraphique n'est possible que sur le flanc méridional, car ses cortèges ne se biseautent pas contre le flanc septentrional du môle. Les argiles du Dévonien supérieur se trouvent en contact avec la séquence Sil-2. Le pendage régional indique une remontée générale vers le Sud. Ceci doit enlever toutes possibilités de piégeage stratigraphique des hydrocarbures. Sauf, sur l'angle NE du flanc méridional du môle et entre ET-101 et IH-101 où la disposition est liée à la petite structure d'Ohanet.

De ce fait, le **PBNM** de cette séquence ne peut constituer un piégé lithologique que dans la partie Nord de l'Ohanet (à In Adaoui). De plus il se trouve entre l'argile du Dévonien supérieur et les facies argilo-gréseuse de la séquence précédente. Sur le côté Ouest, les facies sont très hétérogènes et riches en argile. Cette hétérogénéité est interprétée par le changement latérale du milieu de dépôt au sein d'un système de chenaux fluviaux; et verticalement grâce à l'évolution du système fluvial en tresses du bas pour devenir méandrique au sommet du cortège. Ces facies sont remplacés par des facies gréseux vers l'Est. Ce cortège apparaît

.....

**La chlorite est le minéral presque commun à tous les niveaux étudiés ; en lamelles de chlorite disposées autour des grains de quartz : c'est la chlorite ferrifère. Elle est en général assez précoce et constitue le premier minéral néoformé recouvrant les grains détritiques. Certains auteurs lui attribuent une origine syn-sédimentaire. Il est important toutefois de signaler que ce revêtement empêche toute précipitation ultérieure d'autres ciments. Les oolithes de chlorite se forment dans un milieu marin peu profond où la sédimentation chimique est favorisée par : un taux de sédimentation faible et un milieu confiné (Maâche, 1987 ; Odin et al , 1988 in Guerrak, 1985). La formation ces oolithes est par accrétion mécanique, durant les agitations répétées d'un substrat boueux, serait le modèle le plus adéquat.*

A la phase syn-sédimentaire à la diagenèse précoce, la chlorite ferrifère se présente essentiellement sous forme des pellicules superficielles autour des grains détritiques; elle atteint souvent le stade oolithique durant les périodes de hausse eustatique en raison de l'agitation du milieu.

comme le principal réservoir du Silurien de la zone d'étude, grâce à sa position très favorable et des capacités réservoir très compétentes (Annexe 2 : photo 10).

Du point de vue pétrophysique, Ce cortège montre des niveaux poreux (17,5% à IA-101; 16,87% à DIMW-1; 10,45% à SEDE-1). Dans la partie inférieure les pores sont larges et bien connectés entre eux (183 md à IA-101, plus de 453 md à IH-101 et 466 md à AH-101). Cette porosité est due la dissolution du ciment et des galets d'argile, des carbonates, et de la biotite. La corrélation entre les niveaux poreux détectés pétrographiquement et la colonne litho-stratigraphique montre que ces niveaux peuvent être liés aux surfaces d'émersion* .

Malheureusement, ces niveaux poreux, au sommet du cortège, alternent avec les autres niveaux non poreux réduisant ainsi la perméabilité des roches (cas du puits SEDE-1 : 369 md à la bas du cortège et 40,95 md au sommet).

Bien que les données soient maigres, il paraît que toutes les conditions structurales, sédimentologiques et pétrophysiques sont réunis à la zone de biseautage de ce prisme à In Adaoui. Il reste à vérifier le régime hydrodynamique de la région et le degré de maturation de la roche source d'hydrocarbures.

L'analyse de données géologiques du flanc méridional du môle, montre que la possibilité de piégeage stratigraphique des hydrocarbures est réduite, car les biseaux du Silurien sous la discordance calédonienne sont directement recouverts par une des séquences dévoniennes (les unités C). Le cas où il y aurait eu des accumulations d'hydrocarbure dans l'un des biseaux siluriens, ils devaient forcément migrer vers la série supérieure, le fait qu'il n'y a aucune couverture efficace séparant les deux reservoirs. En effet, l'**IT** de **Sil-2** (B1) n'est pas une bonne couverture par sa composition lithologique siltsuse et argileuse*².

Sur le môle d'Ahara, la discordance calédonienne/frasnienne, met directement en contact les argiles de Dévonien supérieur avec l'**IT** et le **PHNMp** dans la partie orientale, et avec **PHNMt** (B2/B3) dans la partie occidentale; ainsi le contexte pétrolier est très favorable du fait que la couverture soit assurée.

.....

**1 Les carottes décrits sur les pourtures de la zone de biseautage du PBNM (TTDS-1 et Stah-Ibis) montre que ce sont des grès hétéro-granulaires, mal classés associés à gros graviers de quartz, de drapages argileux de type flaser, et des stratifications obliques soulignées par des lits et de galets d'argiles. Le ciment de grès est de nature argileuse (estimé de 12 à 15% à prédominance chloritique), carbonaté et siliceuse.*

2 Le cas de **PHNMp qui se biseaute sur le flanc méridionale et sous la discordance calédonienne autour des puits : TAK-1, Dja-1, Frg-1...etc. Il est non seulement se positionne défavorablement, c'est aussi argileux où la qualité de réservoir est mauvaise. Sachant qu'il n'est pas en contact directe avec les argiles du Dévonien supérieur.*

En réalité, le biseautage de l'IT et du PHNM de la séquence Sil-2, n'est intéressante que sur l'angle NE du môle d'Ahara*. Alors que la perméabilité est encore faible (cas du puits Dim-1). Comme indiqué précédemment, le PHNM tardif ne se biseaute pas sur le volet septentrional, sachant qu'il est un très bon réservoir en termes de facies et de qualité de réservoir. Son épaisseur atteint 200m à Berkine. Contrairement sur le flanc méridional, il est soit très érodé, surtout le long du sillon d'Illizi (équivalent de l'unité B2/B3), soit constitué par des dépôts du type continental très réduits.

En effet, le PHNMt se biseaute entre les puits SED-2 et SEDE-1, où les argiles du Dévonien supérieur couvrent sur le PHNMp au niveau du puits SEDE-1, et sur le PHNMt au niveau du puits SED-1. Nous pensons que la situation n'est pas optimiste car l'étanchéité entre les deux cortèges est encore contestable.

Dans la partie occidentale du môle d'Ahara, qui est aussi le flanc oriental du môle de Maouar, l'érosion hercynienne a directement mis en contact le PHNMt avec le Trias gréseux. De ce fait, même s'il y a eu piégeage d'hydrocarbures avant la phase hercynienne, ou qu'il y ait eu une génération d'hydrocarbures par les argiles dévoniennes postérieurement à cette phase, ils ont certainement migré vers le Trias gréseux.

Bien que l'évaluation des pièges stratigraphiques dans l'IT et le PHNM de la Sil-2 ne soit pas aisée, il est parfois recommandé de rechercher des barrières de perméabilité pour les raisons suivantes :

- Au point de vue sédimentologique, l'intervalle transgressif (équivalent du B1) est connu par son hétérogénéité et sa richesse en argile. Le biseautage de cet intervalle se fait sous la discordance frasnienne/ calédonienne sur le flanc méridional, où le pendage est dirigé vers le sud. Mais autour des puits : ET-101 et IH-101, il est faiblement gréseux. Il paraît probablement comme une lentille gréseuse dans les argiles. Malheureusement que la qualité de ces grés est médiocre.

.....
 *Sur le flanc septentrional : autour des puits OU-101, TMZ-1, SED-1, AH-101 ...ect. Cet intervalle est à prédominance argileux mais sur l'angle NE, il est localement gréseux où :

- la partie supérieure de l'IT :est constitué de grés moyens à grossiers, couramment sont très argileux (équivalent du sommet A de l'unité B1), son intérêt pétrolier n'est pas prouvé.
- dans le PHNMp (équivalent de la partie supérieure de l'Unité B1 jusqu'à la moitié de l'unité B2), les grés sont moyens à grossiers à bases érosives, argileux, (Annexe 2 : photos 11 et 12). L'intervalle est considérée comme un bon réservoir.

- Sur le flanc ouest, autour du puits TU-101, le faciès du PHNMP est un bon réservoir. Vers l'Ouest, les paramètres pétrophysiques diminuent (cas du puits MDB-1). Cette dégradation de qualité réservoir peut créer une barrière lithologique ou diagénétique (?).

IV-4. Dans le cycle de Dévonien inférieur et moyen :

IV-4.1. Les séquences Dév-1 et Dév-2 (Siegénien-Gédinnien/ Lochkovien-Praguien)

Sur les flancs Nord et Sud du môle, les séquences **Dév-1** et **2** se répartissent de façon concentrique par rapport au môle d'Ahara. Cependant, les PBNM de Dév-1 et 2 et exceptionnellement l'IT de Dév-1 peuvent constituer des bons réservoirs autour du môle.

Vu que sur le flanc méridional la pente est dirigée vers le Sud, le piégeage stratigraphique est peut être plus favorable que sur le flanc septentrional du môle d'Ahara.

Ainsi, le **PBNM** de Dév-1 est un bon exemple de biseau par sa position sur discordance calédonienne. L'IT de Dév-1 et le **PBNM** de Dév-2 sont des biseaux sous discordance frasnienne. Il s'agit respectivement des zones entre Méderba- Oudoumé (entre les puits MDB-1 et OU-101 et entre OU-101 et ET- 101) sous la discordance frasnienne.

La roche mère possible pour cette série est les argiles de Dévonien supérieur (séquence Dév-5) autour du môle, les argiles de Dév-3 dans les bassins et les argiles de Sil-2 si sont capables de générer les hydrocarbures. Les argiles de Dév-3 et 5 jouent le rôle aussi d'une roche couverture efficace.

Le biseautage de l'IT de Dév-1 et de PBNM de Dév-2 sur le flanc septentrional s'effectue par le non dépôt. Ces cortèges sont connus par leur faible maturité minéralogique et texturale. Sur l'extrémité orientale, ces pièges sont plutôt structuraux ou mixte, mais le problème d'alimentation reste posé.

Sur le flanc méridional, le **PBNM** est composé par des grès grossiers à très grossiers hétérogranulaires localement fins, à ciment argileux (**Annexe 3: photo 13**). Ils sont caractérisés encore par :

- Les grès de grains moyens à grossiers offrent une bonne qualité pétrophysique pour les deux cortèges;
- La présence des bonnes propriétés pétrophysiques au niveau PBNM de Dév-1 (équivalent de C1) peut s'expliquer par une faible proportion d'argile et en prédominance kaolinique;
- Les grès du PBNM de Dév-2 sont fins riches en argiles et paillettes de micas sur le flanc septentrional. Ils sont moyens à grossiers, à ciment argilo-siliceux , ou siliceux voir même quartzites sur le flanc méridional (**Annexe 3 : photos 15, 16, 17 et 18**).

- La porosité, de 8% en moyenne, observée au PBNM de Dév-2 est due à la dissolution du ciment kaolinique et chloritique. Les pores sont peu connectés entre eux sont favorisés par le développement d'un ciment siliceux entre les grains détritiques (**Annexe 3 : photos 17 et 18**). La circulation des fluides est renforcée par les micro fractures;
- Néanmoins, l'absence des indices à OU-101 est interprétée par l'inexistence d'une roche mère potentielle qui peut alimenter ce piège stratigraphique;
- L'absence de PBNM de Dév-1, sur le flanc Nord-est et entre les puits Had-1 et Ou-101 est interprétée surtout par le non dépôt.

Les dépôts de l'**IT** de Dév-1 sont surtout du type lacustre, des rythmites de grés fin et des argiles, des grés fin argileux marmorisés et des niveaux du paléosol. La porosité est généralement nulle à faible (5 à 7%). Elle est due à la dissolution du ciment argilo-carbonaté. Localement, elle est renforcée par des fissures ouvertes. D'autre part, les grains de quartz sont multimodaux, la granulométrie est fine (la taille varie de 0.005mm à 0.375mm). Ces paramètres peuvent montrer la faible évolution de propriétés réservoir (**Annexe 3 : photo 14**).

IV-4.4. La séquence Dév-3 : (d'âge Siégénien-Emsien)

La séquence **Dév-3** est représentée par un IT et un PHNM. L'**IT** est constitué par des facies argileux et argilo-carbonatés; et le **PHNM** est argilo-gréseux. Le potentiel pétrolier et gazier n'est associé qu'aux sections extrêmes orientales de cette région, où les dépôts de PHNM sont principalement constitués de grès.

Les études de **Sonatrach** et **Sonatrach-Beicip**, montrent que la disparition progressive de la séquence autour du môle est liée aux phénomènes stratigraphiques plus que structuraux.

A travers le flanc oriental, on peut marquer :

- Dans la zone sud, le biseautage de **Dév-3** sous la discordance frasnienne est du type biseau d'érosion. Le PHNM constitue un excellent piège stratigraphique. Il mis en contact avec les argiles du Dévonien supérieur à travers cette discordance. L' **IT** argileux est le séparé de Dév-2 et empêche tout drainage des fluides en amont du pendage.
- Dans la zone nord, le biseautage de Dév-3 est sous la discontinuité post-emsienne et surmonté par les argiles de séquence Dév-5 (un biseau lithologique). Dans cette partie, plus précisément autour des puits : HFR-1, HAD-1 et EME-1, les facies gréseux de PHNM (équivalent à F4) se développent latéralement et dessinent des biseaux stratigraphiques. Leur prolongement se termine à l'Ouest, à proximité des puits EME-1 et MZL-1. Au-delà de cette limite, il y a absence totale de corps gréseux (**Annexe 10**).

En comparant le PHNM nord et PHNM sud on constate qu'ils ont été déposés par deux manières différentes :

-Ce sont des grés et des argiles essentiellement qui sont déposés sur le flanc nord. Ils sont d'âge Emsien, et sont tronqués sous la discordance poste-emsienne (n'y a pas Eifelien inférieur).

-Ce sont des lobes gréseux dans des creux injectés pendant l'émersion de l'Emsien supérieur sur le flanc méridional et oriental du môle. La transgression givétienne revient progressivement en s'accompagnant de dépôts, qui devient plus en plus argileux; jusqu'aux argiles franches (les argiles sous F3) (Figure IV-1).

Ceci explique la présence de la discordance du Dévonien moyen dans le réservoir F4 à l'Est et au Sud-est du môle, et clôture ce réservoir à l'Eifelien inférieur.

Le dépôt de grés se fait dans une période de régression qui est un peu retardée sur les périphéries septentrionales; c'est un prisme de régression forcée. Les zones hautes de Mazarif ; Tihemboka et d'Ahara sont des sources probables du matériel deltaïque.

Le **PHNM** est divisé en deux parties :

- Une partie **précoce**, est la plus complète vers l'Est. Elle est constituée par une alternance d'argiles de micro-conglomérats, de grés quartzeux et des passées lenticulaires des oolithes ferrugineuses. Cette partie est très hétérogène et considérée comme un mauvais réservoir (Annexe 4 : photos 19 et 20).
- Une partie tardive, est composée d'une alternance de grés, de silts et d'argiles. Elle peut constituer un objectif pétrolier sur le flanc Sud-Est (Annexe 4 : photo 21).

On interprète les résultats négatifs du puits Had-1, situé au Nord de la zone de biseautage stratigraphique du **PHNMt**, par l'effet de phénomène de cimentation siliceuse des grés. Ces derniers sont fins à très fins et bien consolidés. Lorsqu'ils sont poreux, ils présentent une très faible perméabilité. La découverte des zones avec une amélioration locale des propriétés pétrophysiques est requise.

IV-5.1. La Séquence Dév-4: (d'âge Eifelien-Givétien)

La séquence se présente par un IT et PHNM. Elle se trouve uniquement dans la partie nord-est de la région d'étude et dans la dépression de Berkiné (Figure II. 22). Donc, si le môle existe lors de dépôt de cette séquence, le non dépôt est plus possible par biseautage de la séquence. Cependant, le faciès a une tendance continentale à la limite d'extension de ces dépôts. Ils sont de moins en moins profonds et la séquence a subi une érosion partielle sur les grandes structures (cas d'Ohanet) par des mouvements frasniens. Tous ces

évènements montrent que le môle a continué encore son exondation après le dépôt de cette séquence (Figure IV. 2).

La zone de biseautage de cette séquence est à la limite de la zone structurale d'Ohanet, où elle est représentée que par un IT. Il s'agit de facies argileux et argilo-carbonatés qui n'ont pas donné de venues commerciales de fluides.

Ainsi, toutes les conditions favorables sont réunies pour le piégeage des hydrocarbures dans le PHNM. Il montre un cas typique de piège stratigraphique dans la région d'étude.

Ce PHNM, entre les puits Had-1 et AAR-1, est constitué d'un grés fin à moyen, à ciment silico-carbonaté et chloritique. Sur le plan pétrolier, d'importants indices de gaz ont été rencontrés dans ces puits. Contrairement au PHNM de la séquence Dév-3 qui risque de ne pas présenter de bonnes propriétés de réservoir, le PHNM de Dév-4 possède des caractéristiques pétrophysiques assez optimales. (Annexe 4 : photos : 22, 23 et 24).

IV-5. Dans le cycle Dévonien supérieur- Carbonifère :

IV-5.1. La Séquence Dév-5

Cette séquence se situe au-dessus de la discordance frasnienne. Elle est très épaisse à l'Est (environ 125m) de la région d'étude. Elle se réduit progressivement pour disparaître complètement à l'Ouest sous la discordance hercynienne. Elle est représentée par un IT composé en grande partie d'argiles gris noir, parfois pyriteuses, à rares passées de grés fins quartzeux et de calcaires cristallins biogènes; suivi par un ensemble argilo- gréseux définissant un PHNM. Ce dernier est composé de dépôts de type fluvio -deltaïque (Figure IV-3); Ces dépôts sont caractérisés par des fréquentes et rapides variations des caractéristiques pétrophysiques; sont bien marqués dans la partie nord orientale de la région d'étude.

Il y a une forte probabilité d'existence de pièges par création de barrière de perméabilité naturelle (Abdallah et Bryl in Rapport Sonatrach , 1989) dans ce cortège. Ce type de piège est très difficile à mettre en évidence et demande une étude très détaillée des caractéristiques pétrophysiques et de leurs variations spatiale sur une surface limitée.

En effet, le PHNM peut être subdivisé, d'après ses particularités lithologiques, en deux parties : PHNM **précoce** et PHNM **tardif** :

Les particularités de la composition lithologique des roches de **PHNMp** permettent de mettre en évidence deux zones :

- la première zone litho-faciale est constituée essentiellement, par des grés grossiers sont développés sur les zones anticlinales d'In adaouit-Ohanet, In Akamiel Nord....

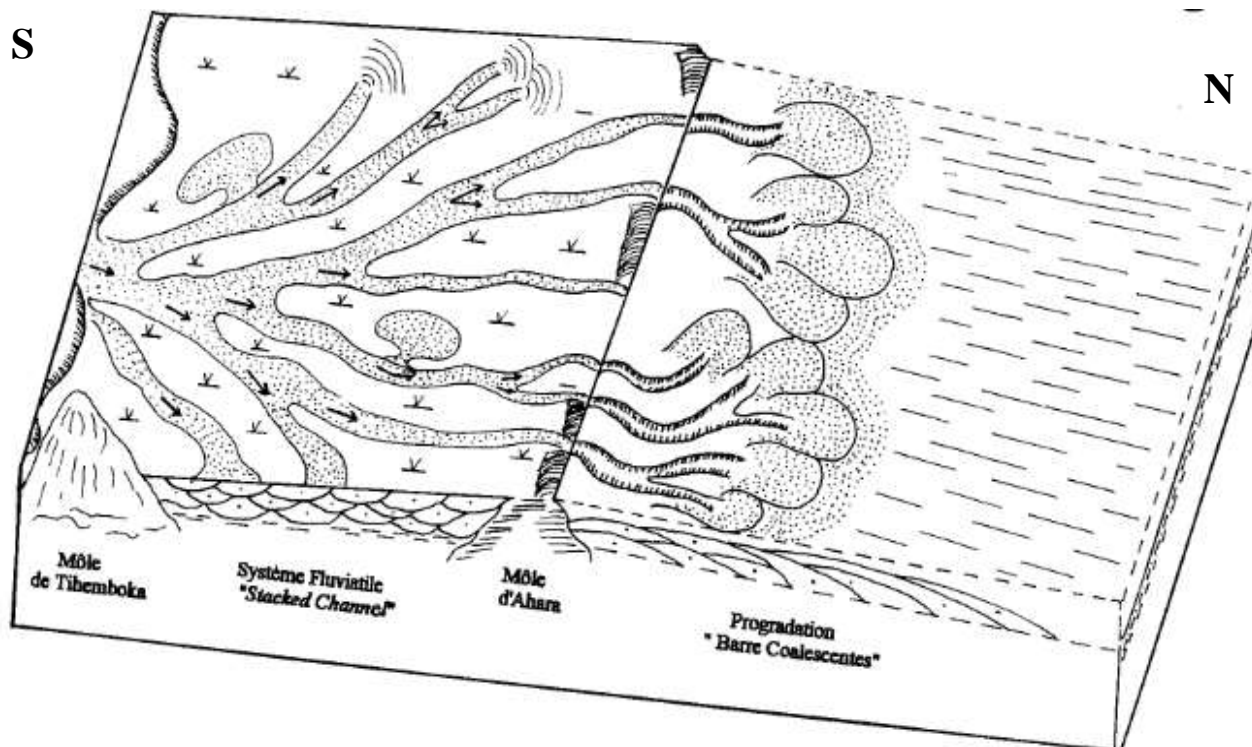


Figure IV-1 : Environnements sédimentaires durant la période régressive Siegénien -Emsien dans les bassins Illizi-Berkine.
(Rapport interne /Sonatrach , interprété par Tourqui H)

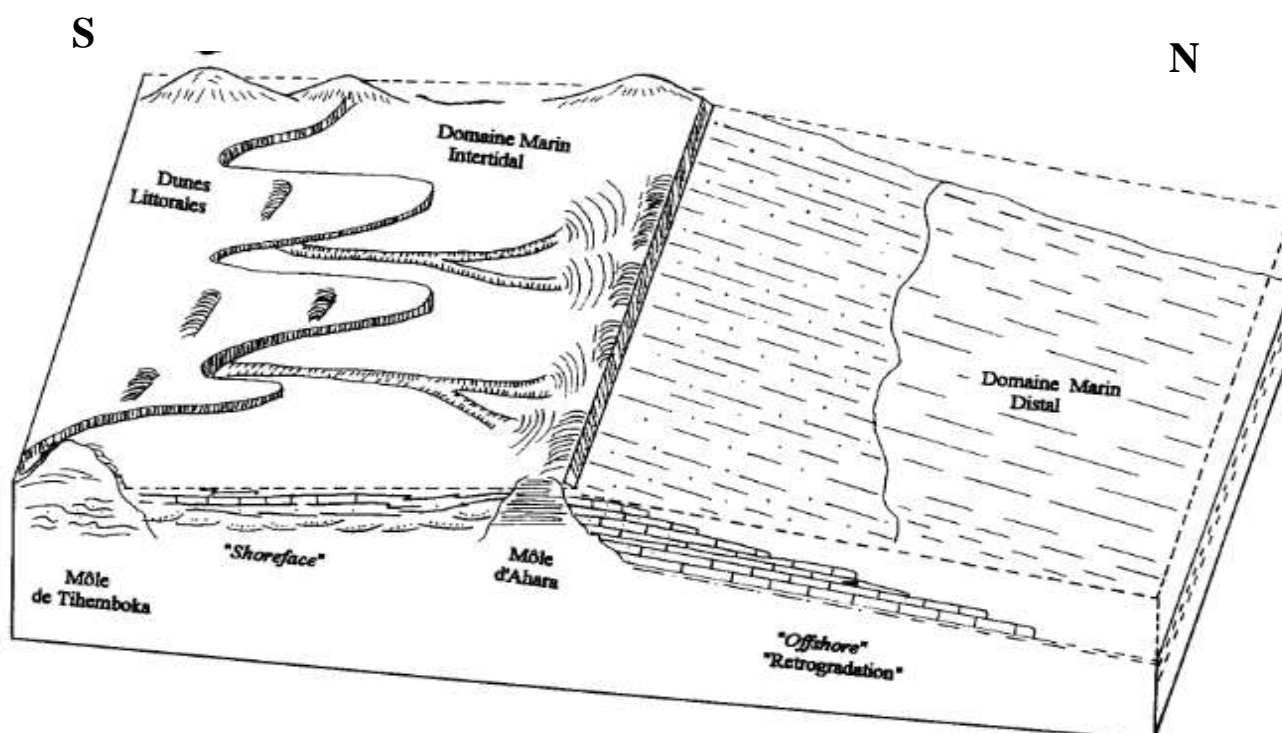


Figure IV-2 : Environnements sédimentaires durant la période transgressive Givétien-Frasnien dans les bassins Illizi et Berkine.
(Rapport interne /Sonatrach , interprété par Tourqui H)

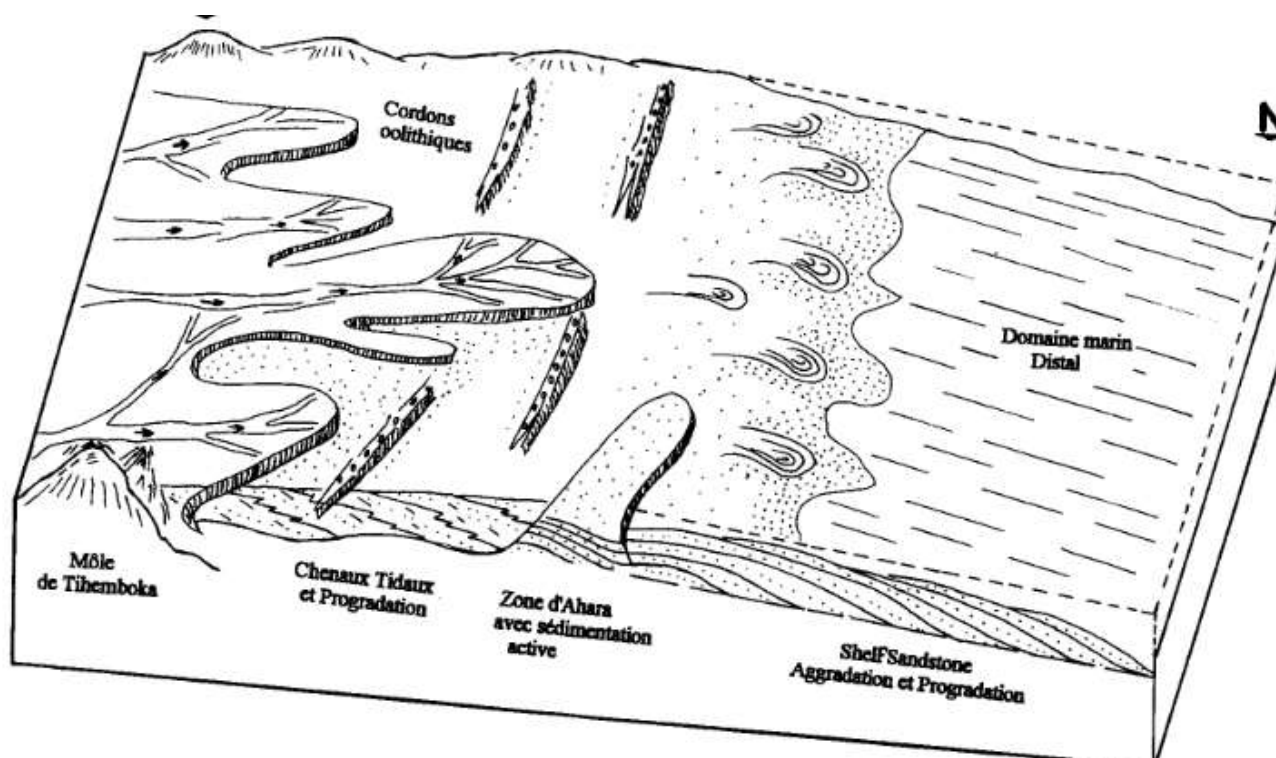


Figure IV-3 : Environnements sédimentaires durant la période régressive Famennien dans les bassins Illizi-Berkine.
(Rapport interne /Sonatrach , interprété par Tourqui H)

- la deuxième zone litho-faciale s'étend vers l'Ouest et le Nord de la limite de la première zone. Elle est caractérisée par le remplacement des grés par les silts et les argiles.

De façon générale, le **PHNM_p** ne présente aucun intérêt sur le flanc nord et sud-est de la région étudiée à la suite de ses mauvaises qualités de réservoir; il se confond parfois avec le faciès de l'IT (**Annexe 5 : photos 25 et 26**). Cependant plus au Sud, leurs caractéristiques pétrophysiques s'améliorent. Du fait de l'absence de PHNMt, il est recouvert directement par les argiles du Tournaisien supérieur (cas des puits Te-101, OT-102 et IA-102).

Les dépôts du **PHNMt** (Famennien supérieur) y sont représentés par des argiles dans le bassin d'Ilizi, argilo-gréseux au Sud-est, et grés-argileux sur la partie Nord de la région d'étude.

Les résultats des corrélations latérales montrent que la zone à sédimentation détritique s'est déplacée dans le temps et l'espace. Au **Famennien supérieur**, les grés se déposaient dans la partie Sud-Est de la région étudiée (Zarzaitine-, Alrar, Timedratine) et partiellement dans la partie centrale du môle d'Ahara (Tu-101, Te-101 et Ah-10). Pendant le **Strunien supérieur** (Fin de Famennien) et le **Tournaisien inférieur***, les grés se sont répandus sur toute la partie Nord de la région d'étude (moins profond), tandis que dans la dépression de Berkine ils ne se sont déposés que des argiles.

La répartition de faciès dans le PHNM, ainsi que celle de la microflore permet de supposer que sur le môle d'Ahara et la demi-voûte de Tin Fouyé, les sédiments du réservoir avaient à l'origine une forte épaisseur et ont été érodés par la suite. (Te-101, FRG-1, TU-101 etc.)

L'érosion au cours du Tournaisien a entraîné la disparition des dépôts struniens et du Tournaisien inférieur sur le môle d'Ahara et la terrasse structurale d'Ohanet; ce qui y a créé des conditions favorables à la formation de **pièges stratigraphiques** dans le **PHNM**.

Le caractère d'extension de ce réservoir sous la surface de la discordance, permet de supposer la présence de pièges fermés d'un côté par des facteurs structuraux et d'un autre côté par les changements brusques de la lithologie du réservoir « des pièges mixtes ». Cette discordance a conditionné aussi la formation des pièges **lithologiques** sous la surface d'érosion, là où les valeurs de la porosité sont élevées à la suite du lessivage des roches (**Annexe 5 : photos 27 et 28**) et du processus de fissuration. Les argiles du Tournaisien supérieur assurent une bonne couverture.

.....

*¹¹ Dans le bassin de Berkine le dépôt des grés peut aller jusqu'au Tournaisien inférieur

La migration des hydrocarbures se poursuit en général, du Nord vers le Sud, à partir de la dépression de Berkine vers le bassin d'Illizi. Le processus de migration s'est arrêté sur la terrasse structurale d'Ohanet et sur le flanc Nord-est (limite d'extension de bon réservoir) du môle d'Ahara, ce qui a entraîné la formation des gisements de type structural- stratigraphique (Ohanet, Guelta, In-Adaoui, etc). Dans certaines zones, on peut observer un remplacement des réservoirs par des roches à grains fins imperméables (**Annexe 5 : photos 29 et 30**), ce qui permet de supposer la possibilité de formation des **pièges lithologiques**.

Dans la zone des puits OU-101, ET-101 et IA-101 la direction des barrières d'imperméabilité coïncide, avec l'extension régionale des sédiments ce qui ne permet pas de s'attendre la présence de pièges lithologiques importants.

L'existence de conditions favorables à la formation des pièges lithologiques dans cette région est certaine. C'est ainsi que parmi les accumulations d'hydrocarbures découvertes, le gisement d'Alrar B est typique. En outre, les pièges du gisement Tilmas et Sedoukane ont des **dimensions considérables plus importantes grâce au piégeage lithologique (Rapport interne de Sonatrach)**.

On peut s'attendre à la présence de pièges lithologiques dans la zone des puits Alb-1, Dz-1 et Es-101, et dans la zone des puits Ikw-1, Til-1et Tmt-1 où sont mises en évidence les barrières d'imperméabilité.

La composition de la partie supérieure du PHNM, du flanc septentrional, est témoin de milieu marin avec des tendances d'émersion et de remaniement des sédiments : la présence de la glauconie et du bitume comme ciment, de faune marine comme les tentaculites, indice de dissolution des carbonates etc. (**Annexe 6 : photos 31 à 36**)

Conclusions générales

Conclusions générales

Après son individualisation en tant qu'unité paléogéographique qui s'est produite au Silurien, le môle d'Ahara se comporte comme un monoclin à pendage Nord. Il se caractérise par des structures de petite taille, dont les axes sont orientés E-W à NW -SE. Les accidents sont rares et de faible rejet.

La colonne stratigraphique paléozoïque de cette région, est caractérisée par l'absence du Cambrien sur le môle, l'érosion des unités siluriennes (A, B1 et B2 dans la moitié sud du môle) et par l'érosion ou le non dépôt des unités supérieures (unités C) et les réservoirs F4 et F3).

Les gisements des hydrocarbures peuvent être associés non seulement aux élévations locales qui affectent les bourrelets tectoniques sur tout le territoire, mais aussi aux zones de biseautage et de variation de faciès de certaines unités situées sur les flancs Nord et Nord-Ouest du môle d'Ahara.

L'analyse de toutes les données disponibles de la région et l'interprétation des coupes de corrélation et des cartes en iso-valeurs montrent que :

- Le Cambrien ou l'unité II constitue un piège d'érosion ou de non dépôt sous la discordance arénigienne, sur le volet Nord Ouest du paléo-môle d'Ahara.
- L'Ordovicien à dégager des zones potentielles à piégeage mixte, de type contre faille et stratigraphique de type biseau et paléo-vallée (?).
- Les zones potentielles en piégeage stratigraphique ou mixte, dans l'Ordovicien, sont liées aux réservoirs III-2 et IV-2/3, mais sont de grandes étendues spatiales.
- Sur le môle, l'unité B2 constitue un biseau sous la discordance calédonienne et frasnienne combinées.

les unités C2 et C1 (Siegénien) forment des biseaux dévoniens « sous discordance » au Nord-est de la zone charnière faillée, qui délimite le bassin de Berkine du môle d'Ahara.

- Les biseaux sur discordance tels que l'unité C3 (Gédinnien) sur la discordance calédonienne et le réservoir F3 (Givétien) sur la discordance post-emsienne et Givétienne contre le flanc Nord du môle d'Ahara, sont bien marqués.

Le prisme de régressions forcée des réservoirs F4 (Emsien/Eifelien) et F3 (Givétien) sont montrés sur le coté de Berkine.

Le resavoir F2, d'âge Strunien ? (Famennien supérieur), est d'extension régionale, sauf autour du puits AH-101, où le Trias repose sur le Dévonien inférieur. Le F2 disparaît brutalement sur cette petite structure.

Le découpage séquentiel de l'intervalle Cambrien- Dévonien, nous a permis d'éclaircir la répartition des réservoirs dans les biseaux, ainsi que la localisation des pièges lithologiques.

Ainsi :

Dans le cycle Cambrien-Ordovicien inférieur et moyen :

- **La séquence Cam-1**, d'âge Cambrien moyen-Ordovicien inférieur et moyen, forme un biseau d'érosion contre le paléo-môle d'Ahara sous discordance arénigienne. D'Ouest en Est, les grès de l'intervalle transgressif de la séquence forme un piège lithologique en même temps. La fermeture est assurée par les dépôts faiblement poreux de son prolongement oriental et les dépôts peu matures de PBNM.
- **La séquence Ord -1**, est d'âge Ordovicien moyen et l'équivalent des sous unités III-2 et III-3. L'IT montre probablement des biseaux stratigraphiques sur l'axe Nord-Sud du flanc occidental du môle d'Ahara. Il paraît aussi que la terminaison de ce piège se trouve dans une position défavorable (contre pendage). D'Ouest en Est, les grès de ce cortège (l'IT) ont été remplacés par des argiles de façon progressive, pouvant former une barrière de type lithologique. La situation est favorable à la formation des pièges stratigraphiques très locale, mais de mauvaise qualité réservoir.

Dans le cycle Ordovicien supérieur –Silurien :

- **La séquence Ord-2** : d'âge Ashgillien - début de Llandoveryien. Elle est l'équivalent de l'Unité IV. Malgré que le faciès soit riche en grès, la possibilité de trouver des pièges du type stratigraphique dans l'intervalle est très faible. Les pièges du type mixte ou de blocs basculés sont plus probables. La formation des pièges stratigraphiques du type paléo-vallée peuvent être retrouvés dans la région. Ils ont figurés par une distribution exceptionnelle des sous-unités distinctes d'une zone à l'autre
- **La séquence Sil-1** : d'âge Llandoveryien, Wenlockien/ Ludlowien inférieur, elle ne se biseaute pas dans la région, sauf à l'Ouest et sous la discordance hercynienne avec les autres termes paléozoïques. Le piégeage lithologique dans le PHNM de cette séquence, par changement de faciès, reste très probable autour du puits TEM- 101.
- **La séquence Sil-2** : d'âge Ludlowien- Pridolien. Le pendage régional indique une remontée générale vers le Sud. Ceci doit enlever toute possibilité de piégeage stratigraphique des hydrocarbures dans cette séquence. Sauf sur l'angle NE du flanc méridional du môle et entre ET-101 et IH-101, où la disposition se fait par rapport à la petite structure d'Ohanet. Cependant, le PBNM de cette séquence ne peut constituer un piège lithologique que dans la partie Nord de l'Ohanet (à In Adaoui).

Dans le cycle du Dévonien inférieur et moyen :

- **Les séquences Dév-1 et 2** (Siegénien-Gédinnien/ Lochkovien-Praguien) se répartissent de façon concentrique par rapport au môle d'Ahara. Cependant, les PBNM de Dév-1 et 2 et exceptionnellement l'IT de Dév-1 peuvent constituer de bons réservoirs autour du môle. Mais, vu que sur le flanc méridional la pente est dirigée vers le Sud, le piégeage stratigraphique n'est peut être favorable que sur le flanc septentrional du môle d'Ahara.

Ainsi, le PBNM de Dév-1 est un bon exemple de biseau par sa position sur discordance calédonienne. L'IT de Dév-1 et le PBNM de Dév-2 sont des biseaux sous discordance frasnienne.

- **La séquence Dév-3** est d'âge Siegénien-Emsien. Bien que la disparition progressive de la séquence autour du môle soit liée aux phénomènes stratigraphiques plus que structuraux, le potentiel pétrolier et gazier n'est associé qu'aux sections extrêmes orientales de cette région, où les dépôts de PHNM sont principalement constitués de grès; ainsi :

-Sur le côté sud, il constitue un excellent piège stratigraphique du type biseau d'érosion sous la discordance frasnienne; il est mis en contact avec les argiles du Dévonien supérieur par cette discordance.

-Sur le côté nord, le biseautage constitue un biseau lithologique sous la discontinuité post-emsienne et surmonté par les argiles de séquence Dév-5 ; dont les facies gréseux de PHNM se développent latéralement et se terminent à l'Ouest.

- **La séquence Dév-4** est d'âge probablement Eifélien – Givétien; elle se trouve uniquement dans la partie nord-est de la région d'étude et dans la dépression de Berkin. Alors que toutes les conditions favorables sont réunies pour le piégeage des hydrocarbures dans le PHNM; il possède des caractéristiques pétrophysiques suffisamment optimales et marque un cas typique de piège stratigraphique dans la région d'étude.

Dans le cycle Dévonien supérieur –Carbonifère : Dans l'intervalle étudié, nous distinguons une seule **séquence de dépôt « Dév-5 »**, d'âge Frasnien – Famennien et d'extension régionale. L'existence de conditions favorables à la formation des pièges lithologiques dans cette région est certaine, par les changements brusques de la lithologie du réservoir ou plus nettement par remplacement des réservoirs par des roches à grains fins imperméables. C'est

ainsi que parmi les accumulations d'hydrocarbures découvertes, le gisement d'Alrar B est typique.

Enfin, ce travail peut répondre à l'espoir que nous portons sur l'avenir de cette région pour les pièges du type stratigraphique, qui ne sont pas très optimistes. Cependant, seuls les nouvelles données peuvent étayer nos hypothèses ou remettre la question sur les rails.

Références bibliographiques

Références bibliographiques :

- *Abdsselam-Rouighi F, 1986 Premier résultats bio-stratigraphiques (Miospores, Acritarches et Chitinozoaires) concernant le Dévonien moyen et supérieur du Môle d'Ahara (Bassin d'Illizi, Algérie) Rev. De micropal. Vol 29 (2), P.87-92.*
- *Abdesselam-Rouighi.F et Khodjaoui.A.1994 « Palynological study of the reservoir F6, Tin Fouyé Field (Illizi Basin » Rapport interne Sonatrach/CRD ,Algérie. ;vol 21p.*
- *Adams .A.E, MacKenzie .W.S et Guilford.C.1994 « Atlas des roches sédimentaires » Ouvrage, Maison Paris, Milan, Barcelone. ISBN 2-225-84492-5.vol 104p.*
- *Alem .N ;Assassi.S ; Benhebouche.S et Kadi B.1993 « Etude géologique du réservoir F6, gisement de Tin Fouyé Tabankort(Bassin d'Illizi) » Rapport interne de la Sonatrach/CRD (page 1à225),Algérie.*
- *Alem .N ;Assassi.S ; Benhebouche.S et Kadi B.1995 « Etude géologique du réservoir F6 : Silurien supérieur- Dévonien inférieur de la région d' Hassi Mazoula Nord(Bassin d'Illizi) » Rapport interne de la Sonatrach /CRD, Vol :175,Algérie.*
- *Allen.John.R.L.1984 « Sédimentary structures :Their character and physical basis» unabridged.on- volume edition.*
- *Allen. G . P ; 1990 « Sequence stratigraphic analysis in clastic sediments » partI : Basic concepts .Pub. Centre scientifique et technique (Total).*
- *Aliev, et al.1971 «Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien » pub SONATRACH.*
- *Aragon .J.C ; 1988 «Sédimentologie et stratigraphie séquentielle de l'Albien dans le bassin de Quillan et le synclinorium d'Axat (zone nord pyrénéenne, Aude). » Thèse Doctorat 3eme cycle scie.Gèolo. Univ. Paul-Sabatier .Toulouse .France .*
- *Asses. A ; 1987 « Analyse des diagraphies de forage, séquences sédimentaires et paléogéographie des séries argilo-gréseuses déposées au passage du Silurien-Dévonien dans la synclise Est –saharienne : Bassin d'Illizi et partie algérienne du bassin de Ghadamès » Thèse de Doctorat, Univ. Pau.*
- *Attar .A et Chaouche .A.1988 « Les bassins sédimentaires algériens : Aspects géologiques et pétroliers)» Rapport de Explo/Sonatrach, Alger et A.M.G.BP de l'Appa. Brazzville.V46p.*
- *Azzoune. N ; Boumendjel. K ; Kroutchek. S ; Medvedev. N .1991 «Essai de corrélation des dépôts siluro-dévonien du Sahara oriental» Publication: CRD/EXPLORATION-SONATRACH ; Algérie.*
- *Azzoune.N ; Alem.N ; Khetib.K.2000 « Résultats bio-stratigraphiques de quelques sondages dans le gisement Tin Fouyé (Bassin d'Illizi)» Rapport interne N°01/9.108,Sonatrach/CRD, vol :11p Algérie.*
- *Beicip, 1975 « Structural, cartographic and geological study of El Biod spur –Illizi basin». Internal report. Exploration Division /Sonatrach.*
- *Beicip -Sonatrach.1977 « Etude géologique des réservoirs de Stah et Méréksen (Bassin d'Illizi) » Rapport interne de la Sonatrach, 1^{ère} partie (page 8 à 115) et 2^{ème} partie(page11à118), Algérie.*
- *Beicip –Franlap.2013 «Etude des pièges subtiles du môle d'Ahara » rapport interne de Sonatrach.*

- *Bekkouche.Dj; Bonhomme.M.G ; Perriaux.J.1991 « Relation entre la diagenèse et la qualité des réservoirs gréseux : exemple des grés pétrolifères du Dévonien inférieur du Bassin de Gadamès (Sahara Orientale » communication : II^{ème} Séminaire de la Géologie Pétrolière CRD/ Sonatrach, Boumerdès.*
- *Bekkouche.Dj; 1992 « Le Silurien supérieur- Dévonien inférieur du Bassin de Gadamès (Sahara oriental algérien): Lithostratigraphie, Sédimentologie et Diagenèse des réservoirs gréseux » thèse Doctorat unvi Joseph Fourier-GrenobleI.France. chI et II,p93 à 126.*
- *Belkacemi.A.2010 « Sédimentologie et diagenèse de réservoir siluro-dévonien (F6) de la région de Hassi Mazoula et ses régions limitrophes (Bassin d' Illizi) » Thèse de Magister. UMBB. Boumerdes.*
- *Belkacemi.A.2019 « Sédimentologie et diagenèse de réservoir siluro-dévonien (F6) de la région de Hassi Mazoula (Bassin d' Illizi) » Publication.. USTHB. Alger.*
- *Belkacemi.A.2019 « Sédimentologie et diagenèse de réservoir siluro-dévonien (F6) de la région de Hassi Mazoula (Bassin d' Illizi) » Publication.. USTHB. Alger.*
- *Benabdelkrim M, 2015 « Interprétation géodynamique des configurations sismiques marqueurs événementiels aux applications des systèmes pétroliers dans le bassin de Berkine Est, (Plate-forme Saharienne, Algérie). Thèse de Magister, univ de Constantine.*
- *Bennacef, A., Beuf, S., Biju-Duval, B., de Chapal, O., Gariel, O., and Rognon, P.1971, « Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara. AAPG Bulletin, v. 55, p. 2225–2245 (abstract).*
- *Benlachehab.M.2000 « Caractérisation et modélisation par les méthodes géostatistiques des réservoirs siluro- dévoniens (F6) du champ Djoua Ouest (Bassin d' Illizi) : Intégration de l'analyse fractal.» Thèse de Magistère. IAP/Boumerdès , Algérie. ; vol 133p.*
- *Bendella M. 2014 « Depositional environment and Ichnology (Nereites ichnofacies) of the Late Devonian Sahara region (SW Algeria) Publi. Arabian Journal of Geosciences, 2014. DOI 10.1007/s12517-014-61602-9*
- *Bennacef, A., Beuf, S., Biju-Duval, B., de Chapal, O., Gariel, O., and Rognon, P,1971 «Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara. AAPG Bulletin, v. 55, p. 2225–2245 (abstract).*
- *Benayad S, Ysbaa S, Chaouchi R, Haddouche R, Kacimi A, Kaddour; 2019 «Sedimentological characteristics and reservoir quality prediction in the Upper Ordovician glaciogenic sandstone of the In- Adaoui-Ohanet gas field, Illizi basin, Algeria", Journal of Petroleum Science and Engineering, 2019. (Abstract)*
- *Berdioui.A.1999 « Pétrographie, Minéralogie et types de porosité dans les grés à chlorite du Dévonien inférieur du bassin de l'Ahnet (Sahara Algérien)» D.E.A Insti. Français du Pétrole. Volume :40p.*
- *Beuf, S., Bennacef, A., Biju-Duval, O., de Charpal, O., Gariel, O. et Rognon, P., 1968. «Les grands ensembles sédimentaires du Paléozoïque inférieur du Sahara. Comptes Rendus Sommaire de la Société Géologique de France, 8, 260-263.*

- *Beuf, S, Biju-Duval.B ,De Charpal.O,Rongnon.P,Gariel,P,Bennacef.A.1971 « Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara : Sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton »*edi technip.pub de I.F.P.Paris.partieII.p133à254.
- *Bestland EA, Rellack G J, Mindsenty A 1996 « Late Eocène detrital laterites in central Oregon: Mass balance geochemistry depositional setting, and landscape evolution: Geol.Soc. Am. Bull, 108, n°3p. 285-302*
- *Boudjemâa.A.1987« Evolution structurale du bassin pétrolier triasique du Sahara Nord (Algérie)» Thèse de doctorat en science,univ deParis(XI)Orsay,Volume260p.*
- *Boumendjel.Kh.1987 « Les Chitinozoaires du Silurien supérieur et du Dévonien du Sahara algérien (cadre géologique systématique- biostratigraphie)» Thèse de doctorat, univ de Rennes I, Montion : Sciences de la Terre,Volume181p.*
- *Boote, D. R. D., Clark-Lowes D. D. and Traut, M. W., 1998 «Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: Macgregor, D.S. Moody R. T. J., Clark-Lowes, D. D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geological Society of London, Special Publication 132, 7-68.*
- *Braik et al, 2003 « The Upper Ordovician of the Illizi Basin, Algeria: a core-based study of Unit IV Palaeovalleys. Publier par N.D McDougall AAPG. Article. 90016-2003 AAPG. Hedberg Conference, February 18-20, 2003, Algiers, Algeria*
- *Candilier A M ; 1977 « Etude palynologique de Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du bassin d'Illizi (Fort Poligonac) , Algérie » Thèse Doctorat 3eme cycle ; UST de Lille-France.*
- *Catuneanu et al, 2009 «Towards the standardization of sequence stratigraphy. Published in Earth- Reviews92 (1-2), <https://doi.org/10.1016/j.earscev.2008.10.003>*
- *CFP-Total, 1981. The Paleozoic of western Libya: meaning of ferruginous and oolitic levels. Notes and memoirs of the CFP-Total, No. 16•*
- *Chaberlian C. K, 1978 « Recognition of trace fossils in cores». Chapitre 5. (SEPM) Center for Trace Fossil Research. Department of Geoscience. University of Nevada. USA .89154*
- *Chabou M C et al, 2007 « Les dolérites du bassin d'Illizi (Algérie) : manifestations d'un linéament du socle de direction E-W ? ».publication Sonatrach , bassins orientaux.*
- *Chamley .H ;1987 «Sédimentologie » Edit Dunod, Coll.Géo science .*
- *Chouache . H;1992 «Genèse et mise en place des hydrocarbures dans le bassin de Erg oriental (Sahara algérien)» thèse. Doctorat .unvi Michel de Montagne. Bordeaux.*
- *Chaouchi, R ; Malla ,M,S Kechou, F 1998 « sedimentological evolution of the Givetian-Eifelian (F3) sand bar of the West Alrar field, Illizi basin, Algeria, In : Macgregor, D,S, Moody R.T.J. Clark – Lowes,D.D(Eds), Petroleum Geology of North Africa», vol. 132.Geological Society of London, Special Publication, pp .187-200.*
- *Chevalier Aug,1948 « Points de vue nouveaux sur les sols d'Afrique tropicale, sur leur dégradation et leur conservation ; origine et extension des latérites et des carapaces ferrugineuses. Lutte contre la stérilisation des sols africains. Publication of : journal d'agriculture traditionnelle et de botanique appliquée , 48-66*

- Christie-Blick, N.; Driscoll, Neal. W « Sequence stratigraphy. Publication of Annu. Rev. Earth Planet. Sci. (1995) 23. 451-78.
- Christie-Blick N, Pekar I S F, Madof A S. « Is there a role for sequence stratigraphy in chronostratigraphy” stratigraphy», vol. 4, nos. 2/3, pp. 217-229, 2007.USA
- Cojan.I et Renard.M .1999 « Sédimentologie » Pub2eme edi Paris.chIII, p91 à 128.
- Cojan.I et Renard.M .2003 « Sédimentologie » edi Dunod, Paris -418p. ISBN 2 10 007542.
- Chorowicza J Benissa M, 2016 «Remote sensing and field analysis of the Palaeozoic structural style in NW Libya: The Qarqaf arch a paleo-transfer fault zone between the Ghadamis and Murzuq basins. Journal of African Earth Sciences. Volume 123, November 2016, Pages . <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.08.008>
- Combaz,A 1967 « Un microbios du Trémadocien dans un sondage d'Hassi Messaoud. Actes Soc. Lin. Bordeaux 104, Série , B 29 (1968) , p. 1 – 26. Google Scholar
- Cross, T. A.; Homewood, P. W., 1977 «Amanz Gressly's role in founding modern stratigraphy., Geological Society of America Bulletin (1997), vol. 109, p 1617–163.
- Cross T A, 1988 « Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, western interior, USA. in Wilgus, C.K. Hastings, B.S.,Van Wagoner, J C
- Cross T A, Lessenger 1998 «Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation:in Sandvik, Milton G(eds) Predictive High Resolution Stratigraphy. In. Petroleum Society Special publication. Norwegian, pp 171-196.
- Dardour, A,M, Boote, D,R; Baird A,W; 2004« Stratigraphic controls on Paleozoic petroleum systems, Ghadames basin, Libya. Journal of petroleum Geology 27, 141-162 (abstract).
- Davidson L, Bestwetherick, S., Craig, J., Eales, M., Fisher,A., Himmali, A., Jho, J., Mejrab, B. and Smart, J. 2000 « The structure, stratigraphy and petroleum geology of the Murzuk basin, southwest Libya. In Geological exploration in Murzuq basin, (in: Eds M.A. Sola and D.Worsley), Elsevier, 295-320.
- Degolyer & MacNaughton .1974 « Champ de Hassi Mazoula (Hassi Mazoula Sud, Mazoula B et Mazoula Nord). Géologie et évaluation des réserves en places d'hydrocarbures» Rapport de Product.Sonatrach, in Data de production TFT/Sonatrach-2004.Algérie.
- Denaeyer.M .1967 « Tableaux de pétrographie : tableaux de détermination et de classification» édition Lamarre-Poinat. Paris . 2eme édit..volume :108p.
- Dokka.A.M ;Guellati.N. Attalah.S .1991 «Pétrographie et diagenèse des réservoirs cambro-Ordoviciens de la région de Garet El Guefoul (Ahnet)» communication : II^{ème} Séminaire de la Géologie Pétrolière CRD/ Sonatrach, Boumerdès.
- Drid. M .1967 « Sur quelques aspect de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaâ (Saha central algérien) » thèse. Doctorat scien .unvi de Brdeaux, .France.

- Dubois P, Beuf S, Biju-Duval B, 1967 «Lithostratigraphie du Dévonien inférieur gréseux du Tassili N'Ajjer » Coll. Dév. inf. et limites Rennes. Mém. BRGM, 33 (1967), pp. 227-235 Google Scholar
- Dunoyer De Segonzac. G;1969 « Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme » Men. Serv. Carte géolo. Alsacelorraine.
- Dunoyer De Segonzac. G;1970 « The transformation of clays minerals during diagenesis and low-grade metamorphism » A review. *Sedimentology*.
- Fabre, J., 1976 «Introduction à la Géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. Société Nationale d'Édition et de Diffusion, Alger, 421p.
- Fabre .J.1987 « Géologie du Sahara occidental et Central» T.A. Géoscience collection Vol :108p,
- Fabre, J., 2005 « Géologie du Sahara Occidental et Central. Musée Royale de l'Afrique Centrale. Tervuren, Belgique, 572p.
- Fekirine, B., Abdallah, H., 1998. «Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Sahara Platform, Algeria. In: Macgregor D S, Mooty R T J, Clark-Loowes (eds.) *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society of London, Special Publication, 132: 97-108.
- Foucault A et Raoult J.F.1988 « Dictionnaire de Géologie » 3eme édition.Maison , Paris
- Frédéric Christophoul;1992 «Discrimination des influences tectoniques et eustatiques dans les bassins liés à la zone de convergence : exemple du bassin subandin d'Equateur » thèse. Doctorat .unvi Toulouse III Paul Sabatier.France.
- Freulon.J.M.1964 « Etude géologique des séries primaires du Sahara central (Tassili n'Ajers et Fezzan)» Doctorat es science,C.N.R.S Paris,et SCG Alger.
- Galeazzi S, and al, 2010 «Regional geology and petroleum systems of the Illizi-Berkine area of the Algerian Sahara Pateform ». An overview. *Publ. Marine and Petroleum Geology*27 (2010) 143-178p.
- Ghienne J F et al, 2012 « Lower Palaeozoic unconformities in an intracratonic platform setting: glacial erosion versus tectonics in the eastern Murzuq Basin (southern Libya). Article in *International Journal of Earth Sciences*.
- Gillot T 2014 «Apport de l'étude des paleosols carbonatés et des climofonctions spécifiques aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques :Application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale. Thèse Doctorat ParisTech Géosciences, n° 398 (ENSMP).
- Gouacem.A.1997 « Analyse et synthèse des données géologo-géophysiques du môle d'Ahara (Bassin d'Illizi) et étude statistique du F2» thèse de Magistère. Géophy .univer M'hamed Bougara-Boumerdès. Volume : 98p.
- Gubler Y. « I.F.P » ; D.Bugnicourt « R.A.P » ;J.Faber « S.N.P.A » ;B. Kubler « C.F.P » ;et R.Nyssen « B.R.P-S.N.Repal » ;1966, « Essai de nomenclature et caractrisation des principales structures sédimentaires » C.S.R.P.P.G.ed.technipParis ch IàIV,287p).
- Guerrak S. and Jacques Chauvel J., 1985 «Ferriferous mineralizations of the Algerian Sahara: Mecheri Abdelaziz oolithic iron deposit (Tindouf basin) ». *Publi. Springer-Verlag*. Online ISSN1432-1866, Volume 20, p 249–259.

- Guerrak.S.1988 « Métallogénie du gisement de minerai de fer oolithique dévonien de Mecheri Abdelaziz (Bassin de Tindouf, Sahara occidental Algérien)» Mémoire N°1 : Publication del'ORGM , Algérie. Volume : 325.
- Echikh.k;1975« Géologie des provinces pétrolifères de l'Algérie» INHC. Algérie. Cours synthétiques. chapt III, p 40 à 67.
- Echikh, 1984 « Sedimentological conditions of deposition an petroleum evaluation of Acacus-Tanezzuft reservoirs.Internal Report, National Oil Company of Libya (NOC),Tripoli
- Echikh, 1987 « Geology and habitat of hydrocarbons in western Libya. Third Symposium on Geology of Libya, Tripoli University, Tripoli, Libya.
- Echikh K , 1992 « Geology and hydrocarbon potential of Ghadamis basin. Internal Report, National Oil Company of Libya (NOC), Tripoli.
- Echikh K, 1998 « Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames Basin, Algeria, Tunisia, Libya». In : D.S. MacGregor, R.T.J. Moody, D.D. Clark-Lowes (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 132, (1998) 231–263.
- Echikh, 2016, « Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames Basin, Algeria, Tunisia, Libya » Petroleum Exploration Consulting Ltd, 20-22 Bedford Row, London WC1R 4EN, UK. Downloaded from <http://sp.lyellcollection.org/> at Pennsylvania State University.
- El Kadi.M;1981 « Étude sédimentologique et diagénétique d'un réservoir gréseux en milieu carbonaté : La formation des sables de Glos du Jurassique supérieur du bassin de Paris » thèse. Doctorat .unvi Pierre et Mrie Curie (Paris VI).France. Vol 343.
- Emery. D ; Myers, K.J ; 1996 «Sequence stratigraphy » Pub: Blackmell Science pub.
- English K, 2016 « Burial history modelling and reservoir quality in Exhumed basins: insights from the Illizi basin, Algeria. Thèse doctorate, Université de Manchester.
- Eschard R., Desaubliaux G., Mantadert L., Ravenne C., Bekkouche Dj., Abdhallah S., Benkouider M. and Braik F. , 2000 « Illizi-Berkine reservoir consortium » Rap. Conf. IFP. N°B4376070.
- Eschard.R, Hellat.C, Malla.M, Bénamane.K, Betioui.H, Callot.J.P, Carpentier.B, Chelcheb.S, Couprie.E, Dahi.M, Delmarre.S, Desaubliaux.G, Deschamps.G, Euzen.T, Hachemi.L, Hannoun.R, Jacolin.J.E, Lassal.A, Leblond.C, Levêque.I, Lorant.F, Mokhtari.N, Lorin.T, Rabary.G, Rudkiewicz.J.L, Wattine.A. (2006). Berkine Gas project. Evaluation of the Gas potential in the Berkine basin (Algeria). Rap. Conf. Ifp. abstract
- Eschard. R, Braik.F, Bekkouche.D, Ben Rahuma.M, Desaubliaux.G Deschamps.R et Proust. J. N. (2010). Paleohighs: their influence on the North African Paleozoic petroleum systems. Geological Magazine, 147 (1), 28-41.
- Hanniche M., 2002. Architecture and deposition model of a Paleozoic sedimentary series in cratonic context: The Siluro-Devonian of the Illizi basin (Eastern Sahara, Algeria). PhD thesis, Rennes 1University - IFP- France.
- Helland-Hansen, W. Sequence stratigraphy theory:re marks and recommendations. Norwegian Petroleum Society Publications, (1995) .Volume 5, p 13-21.

- Homewood, P. ; Guilloucheau, F.; Eschard, R. ; Cross, T. A. *Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. Bulletin des Centres de Recherches Exploration Elf-Aquitaine, (1992) 16-203 p.*
- Horbury.A. and Robinson .A.G ; 1993 « *Diagenesis and basin development* » Pub. AAPG Studies in Geology #36. Tulsa ,Oklahoma, USA.
- Jardine and Yapaudjian, 1968 « *Lithostratigraphie et palynologie du Dévonien – Gothlandien gréseux de polignac (Sahara)* » Revue de l'IFP. Vol XXIII,n°4 (Avril 1968)
- Kazi-Tani.N.1986 « *Evolution géodynamique de la bordure nord africain : Le domaine intraplaque nord algérien ; Approche mégaséquentielle.*» Thèse de Doctorat Es-Science, univ. de Pau et des pays de l'Adour,I.U.R.S.A de Bordeaux,Tome 1.
- Kracha, N. 2011« *Relations entre sédimentologie, fracturation naturelle et diagenèse d'un réservoir à faible perméabilité : application aux réservoirs de l'Ordovicien, Bassin de l'Ahnet, Sahara Central, Algérie.*» Thèse de Doctorat, Université des sciences et Technologies de Lille. 458p, Thèse non publiée.
- Klett T.R. , 2000 « *Total Petroleum Systems of the Illizi Province, Algeria and Libya—Tanezzuft-Illizi*» U.S. Geological Survey Bulletin 2202–A
- Kichou-Braïk F, Samar L, Fekirine B, Legrand Ph, 2006 « *Découverte de graptolites d'âge Caradocien dans quelques sondages du Tinrhert (Sahara algérien)*» Publication, Comptes Rendus Palevol, Volume 5, n° 5, pages 675-683.
- Knaust, D. Atlas of trace fossils in well core: appearance, taxonomy and interpretation. Ouv, ISBN . 978-3-319-49837-9. Springer international publishing AG (2017).
- Lang J et al, 2002; *Depositional, architecture and sequence stratigraphic correlation of Upper Ordovician glaciogenic deposits. Illizi basin, Algeria) PP 294 à 298 in "Glaciogenic reservoirs and hydrocarbon systems" pub. of Geological society Bookshop Amzon France , publié par Huuse H et al.*
- Langlois. C, 2012 « *Le développement de la végétation continentale de l'Ordovicien au Dévonien et ses conséquences géologiques* »ENS de Lyon- Préparation à l'Agrégation SV-STU, publié par : Dequincey ; O ; <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/vegetation-continentale-Paleozoique.xml>. abstract .
- Lanzoni. E et Magloire.L.1968 « *Etude des positions relatives des zones palynologiques G et J des réservoirs du F6 Nord du bassin d'Illizi.)*» Rapport interne de Sonatrach, S.N.REPAL.N°7396.
- Lanzoni . E et Magloire.L.1968 « *Synthèse palynologique du Silurien – Dévonien inférieur du Nord du bassin de Poligonac(Réservoir F6.)*» Rapport interne de Sonatrach, S.N.REPAL.N°21733.
- Latrache.S.1987« *Stratigraphie, Sédimentologie et Géochimie de la formation d'Illene (Dévono-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental)*» Thèse de doctorat,univ de Droit, Economie et des Sciences d'Aix-Marseille(III).
- Legrand, P., 1974. *Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara Algérien. Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires 11, 121–138.*

- Legrand, P., 1981. *Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara Algérien. Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires 16, 9–24.*
- Legrand, P, 1985. *Lower Palaeozoic rocks of Algeria, 5–89. In: C, H. Holland, (Eds.). Lower Paleozoic Rocks of northwest and west Central Africa. John Wiley, New York, 5-89.*
- Legrand P, 2002 «*Bâtir une stratigraphie : les leçons de l'étude du Paléozoïque au Sahara algérien Building a stratigraphy: the lessons of the study of the Palaeozoic in the Algerian Sahara*». *Comptes Rendus Palevol. Volume 1, Issue 6, December 2002, Pages 383-397.*
- Legrand P., 2003. *Paléogéographie du Sahara algérien à l'Ordovicien Terminal et au Silurien Inférieur. Bulletin de la Société Géologique de France, 174, 19-32.*
- Lejal-Nicol H « *Contribution à l'étude des Lycophytes paléozoïques du bassin de Fort-Polignac (Illizi)* », *Bull. Soc. Hist. Nat. AFN 63 (1972)49–80.*
- Levorsen A I, 1954. *Geology of petroleum. Publication de W.H Freeman and Company. INC, document original de Univ. de California. USA. 300p.*
- Loumi K, Asses A, Boumegoura M, Mechouma E (2017) (<https://docplayer.fr/38436201>) «*Sédimentologie et caractérisation du réservoir du Dévonien moyen F3 d'Alrar -bassin d Illizi-Algérie.*
- Lucas.G ; Cros.P ;Lang.J .1976 « *Les roches sédimentaires : Etude microscopique des roches meubles et consolidées*» *Ouvrage, univ. de Pierre et marie Curie. Paris (VI). 2eme édit.volume :495p.*
- Lüning S, Aricher R, Craig J and Loydell D K (2003): *lower Silurian “Hot Shales, in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. Earth Sci. Rev., 49, 121-200. <https://www.researchgate.net/publication/285650838>.*
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D. K., Storch, P., Fitches, B., 2000. *Lower Silurian ‘hot shales’ in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. Earth- Science Reviews, 49,121–200.*
- Maâche .N.1987 « *Etude sédimentologique (Lithostratigraphique, Diagenèse, et Paléogéographique) des séries du Dévonien de la Saoura, monts d'Ougarta. Sahara Nord occidental- Algérie* » *Thèse de doctorat 3^{eme} cycle,univ de Paris-Sud,Centre d'Orsay- France. 176p.*
- Massa .D.1972 «*Structure et fracturation du champ de Hassi Messouad : Observation des phénomènes tectoniques au Tassili des Ajjers* » *pub. Technip.*
- Massa D et Moreau- Benoit, 1976 « *Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du système Dévonien en Lybie Occidentale* ». *Revue de l'Inst . Franç. Du Pétrole Vol3(2) P. 287-333*
- Massa .D.1988 «*Paléozoïque de Libye occidentale : Stratigraphie et paléogéographie* » *Thèse de doctorat. Scien naturelles, univ de Nice.*
- Menchikoff, N (1957): *Les grandes lignes de la géologie saharienne. Revue Géog. phys. Géol.dyn.,11, 2, 150-155.*
- Macgregor D.S, Moody R.T.J, Clark-Lowes D.D,1998 « *Petroleum geology of North Africa*», *Geol. Soc. London, Spec. Publ., 132 (1998), pp. 97-108. [View Record in ScopusGoogle Scholar](#)*

- Meyer.R.1982 « Paléoaoltérites et Paléosols : l’empreinte du continent dans les séries sédimentaires. »Edition B.R.G.M- manuels et méthodes, France.P38 à 131.
- Meyer.R.;1981 « Rôle de la pléo-altération, de la paléo-pédogenèse et de la diagenèse précoce au cours de l’élaboration des séries continentales : présentation d’exemple choisis dans quelques formations sédimentaires françaises» thèse. Doctorat .unvi de Nancy I U.E.R sci de la Terre .France. V :229p.
- Miall.A.D.1990 « Principles of sedimentary basin analysis».3rd SBN. Springer – Verlag Berlin. Heidelberg New York .V-616p.
- Miall.A.D.1997 « The geology of stratigraphic sequence» ISBN. Springer – Verlag Berlin. Heidelberg New York .
- Moreau-Benoit A ; Coquel. R ; Latreche S, 1993 « Étude palynologique du Dévonien du bassin d’Illizi (Sahara oriental algérien) : Approche bio-stratigraphique. – Palynologique ». Geobios Volume 26, Issue 1, 1993, Pages 3-31(abstract).
- Moreau, J., 2011. The Late Ordovician deglaciation sequence of the SW Murzuq Basin, (Libya).Basin research, 23, DOI: 10.1111/j.1365-2117.2010.00.
- Mouaïci.R ; Chelbeb.S ; Haroun.S .1997 « Etude de Dévonien inférieur du bassin de Berline : Environnement de dépôt et Découpage lithostratigraphique – Apport de la séquence stratigraphique» Rapport interne SH/Exploration. Iere partie. Volume :18p.
- Nedjari A, Ait ouali R, Bitam I , Bouzidi W 2009« La discordance hercynienne de Tiguentourine (in amenas, sahara Algérien) » : un géotope à classer.bulletin du service géologique national vol. 20, n° 2, pp. 87 - 91, 5 fig., 2009.
- Oulebsir L et .Paris F, 1995. Chitinozoaires ordoviciens du Sahara algérien: biostratigraphie et affinités paléogéographiques. Review of Palaeobotany and Palynology. Volume 86, Issues 1–2, 1995, Pages 49-68
- Paris et al. 2000 « The effects of the final stages of the Late Ordovician glaciation on marine palynomorphs (chitinozoans, acritarchs, leiospheres) in well NL-2, (NE Algerian Sahara). Review of Palaeobotany and Palynology, 113, 87–104.
- Passey S R (2014). The habit and origin of siderite spherules in the Eocene coal-bearing Prestfjall Formation, Faroe Islands, Publi of International Journal of Coal Geology. Pages 76-90, Volume 122
- Posamentier.H.W ; Summerhayes. C.P ; Haq .B.U and Allen .G ;P; 1993 «Sequence stratigraphy and facies associations » international association of sedimentologists. Pub : Blackmell scientific publications .
- Posamentier.H.W ; Weimer P; 1993 «Siliciclastic sequence stratigraphy : Recent developments and applications» AAPG Memoir 58. Pub, Tulsa. Oklahoma USA.
- Prothero.D.R et Schwab.F;1996 « An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy. Sedimentary , Geology »1st printing.W.H.Freeman and Company. New York. partI à IV, totaly volum:567p .
- Perrodon A, 1985 « Genèse et répartition des gisements d’hydrocarbures »Publ. Paris ISBN. Masson . 2-225-80 559-4. Page : 220.
- Robertson-Sonatrach,2000 «Sedimentology, diagenesis and seismic modeling of reservoir units in the Illizi basin, Algeria. Volume 2A: Trap prediction and evaluation of resources. Report No. 8389/Id. Project No. Id/GK909. Unpublished document.

- Rogerson, 2017 «Are spherulitic lacustrine carbonates an expression of large-scale mineral carbonation. A case study from the East Kirkton Limestone, Scotland (2017). *Gondwana Research. Volume 48, p 101-109. (abstract).*
- Ross, J.R.P., Ross, C.A., 1992 «Ordovician sea level fluctuations. In : Webby, B.D., Laurie, J. R. (Eds.) *Global Perspectives on Ordovician Geology, Balkema. pp. 327-336.*
- SamBoggs.J.R ;1995 « *Principles of sedimentology and stratigraphy*» Pub2nd edi.Uni.ofOregon.Jr2and. partIII,p109à129.
- Sabaou, N., Aït Salem, H., Zazoun, R.S., 2009 « *Chemostratigraphy, tectonic setting and provenance of the Cambro-Ordovician clastic deposits of the subsurface Algerian Sahara*». *Journal of African Earth Sciences 55 (3–4), 158–174.abstract.*
- Saïfi S, 2015 « *L'architecture sédimentaire des dépôts glaciogéniques de l'Ordovicien Terminal dans le bassin d'Illizi, Algérie* ». Thèse de Magister. FHC/ UMBB. Algérie.
- Sharland et al., 2001 *Arabian plate sequence stratigraphy. Geo-Arabia Special Publication2. page: 371.*
- Talah, N.; Delfautd, J.; Thomas, G. Assès, A. *Le complexe détritique du passage siluro-Dévonien au Sahara. 118e conger. nat. soc. histet scient., Pau. 4^e coll. Géologie africaine 26, 1993,p 221–237. In Bassins sédimentaires africains, Editions du CTHS, (1995).*
- Vail et al 1977 « *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. (Ed. C.C E payton), 26 AAPG. Mem.49-112*
- Vail .P.R ; 1987 «*La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chrono stratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris* » *Bull. Science géo .fr, N°07.*
- Van de Weerd, A.A., and Ware, P.L.G., 1994 «*A review of the East Algerian Sahara oil and gas province (Triassic, Ghadames and Illizi Basins): First Break, v. 12, no. 7, p. 363–373.*
- Wendt, J; 2009 «*Devonian stratigraphy and depositional environments in the southern Illizi Basin (Algerian Sahara)*», *Journal of African Earth Sciences, 200906/07*
- Yahi, N., Schaefer, R.G; Littke, R. 2001. *Petroleum generation and accumulation in the Berkine basin, Eastern Algeria. AAPG Bulletin, 85, 1439–1467, doi: 10.1306/8626CAD7-173B-11D7-8645000102C1865D.abstract*
- Zazoun R. S et Y. Mahdjoub, Y, 2011 « *Strain analysis of Late Ordovician tectonic events in the In-Tahouite and Tamadjert Formations (Tassili-n-Ajjers area, Algeria). [Journal de "African Earth Sciences"](#). Volume 60, Issue 3, 2011, Pages 63-78. »*

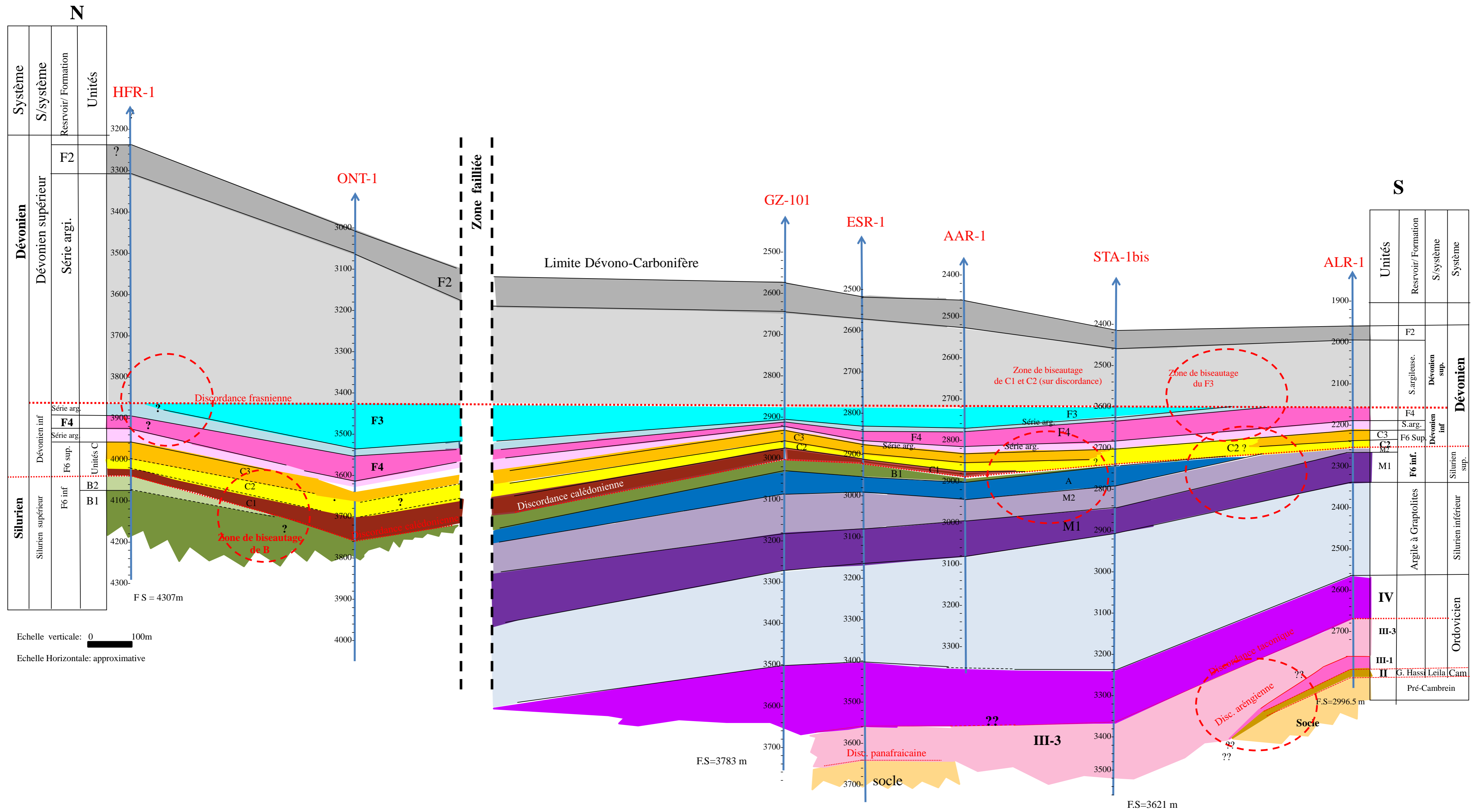
Sites d'internet :

- Liégeois et al., 2000 :<http://coursgeologie.com/category/geologie-maghrebine/> 2011 – 2020.
- Merzerand.G, 2018 «*stratigraphie séquentielle: principes et applications: cours complets et exercices. Deboeck.superieur. Paris. :*

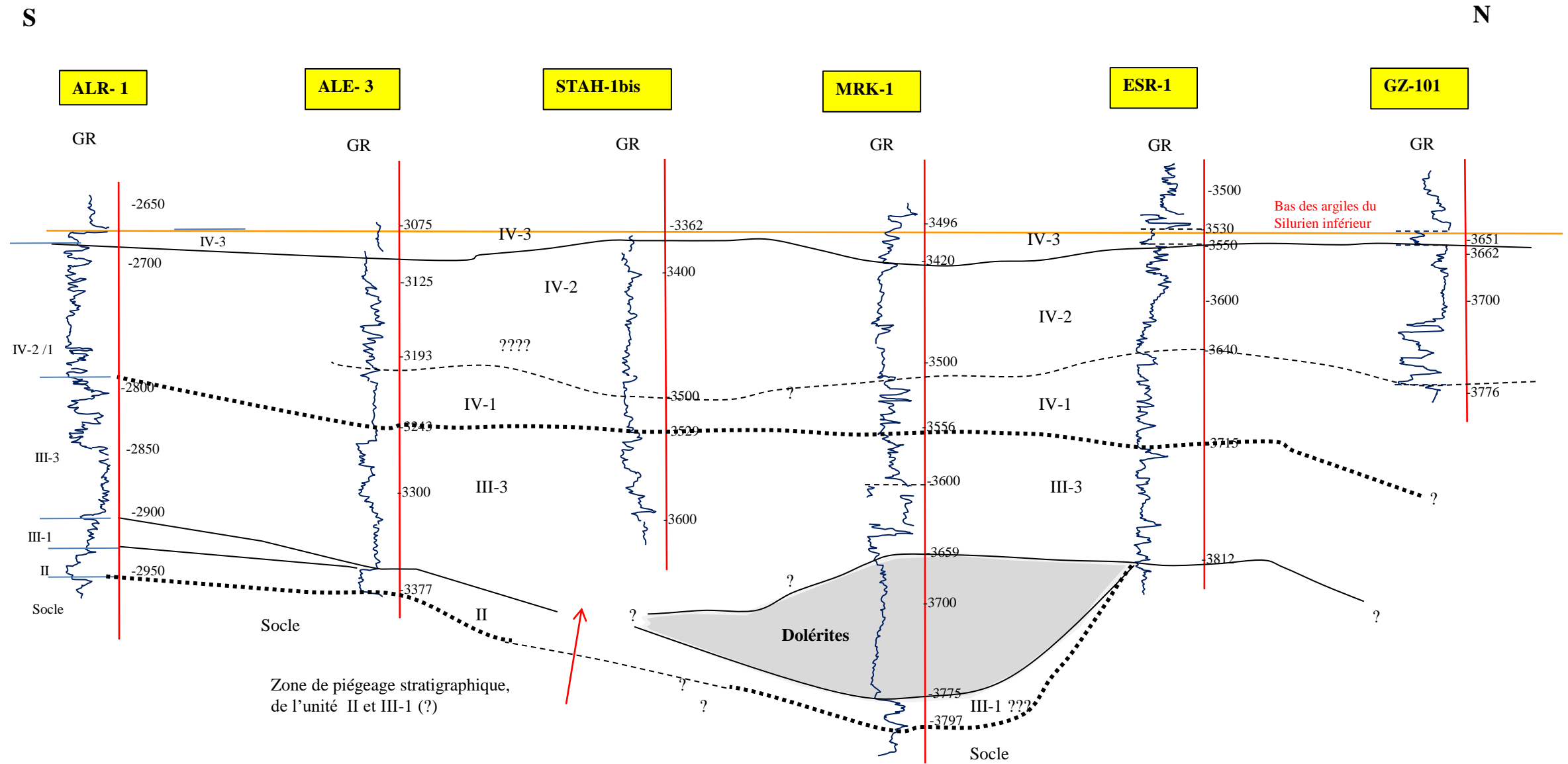
https://www.google.com/search?q=cross+1992+stratgraphie+s%C3%A9quntielle&rlz=1C1CHBD_frDZ806DZ806&oq=cross+1992+stratgraphie+s%C3%A9quntielle&aqs=chrome..69i57.31995j0j7&sourceid=chrome&ie=UTF-8

- Reading, 1996 *Environnements sédimentaires : processus, faciès et stratigraphie.* Blackwell.cous *sédimentologie* <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>
- Riboulleau A., 2000. *Diagenesis . Illustration course - Science and Technology Licence. SUE- Petrology* : [www .2.ulg.ac.be/urap/cours/argiles/argiles – chap_pdf](http://www.2.ulg.ac.be/urap/cours/argiles/argiles_chap_pdf).

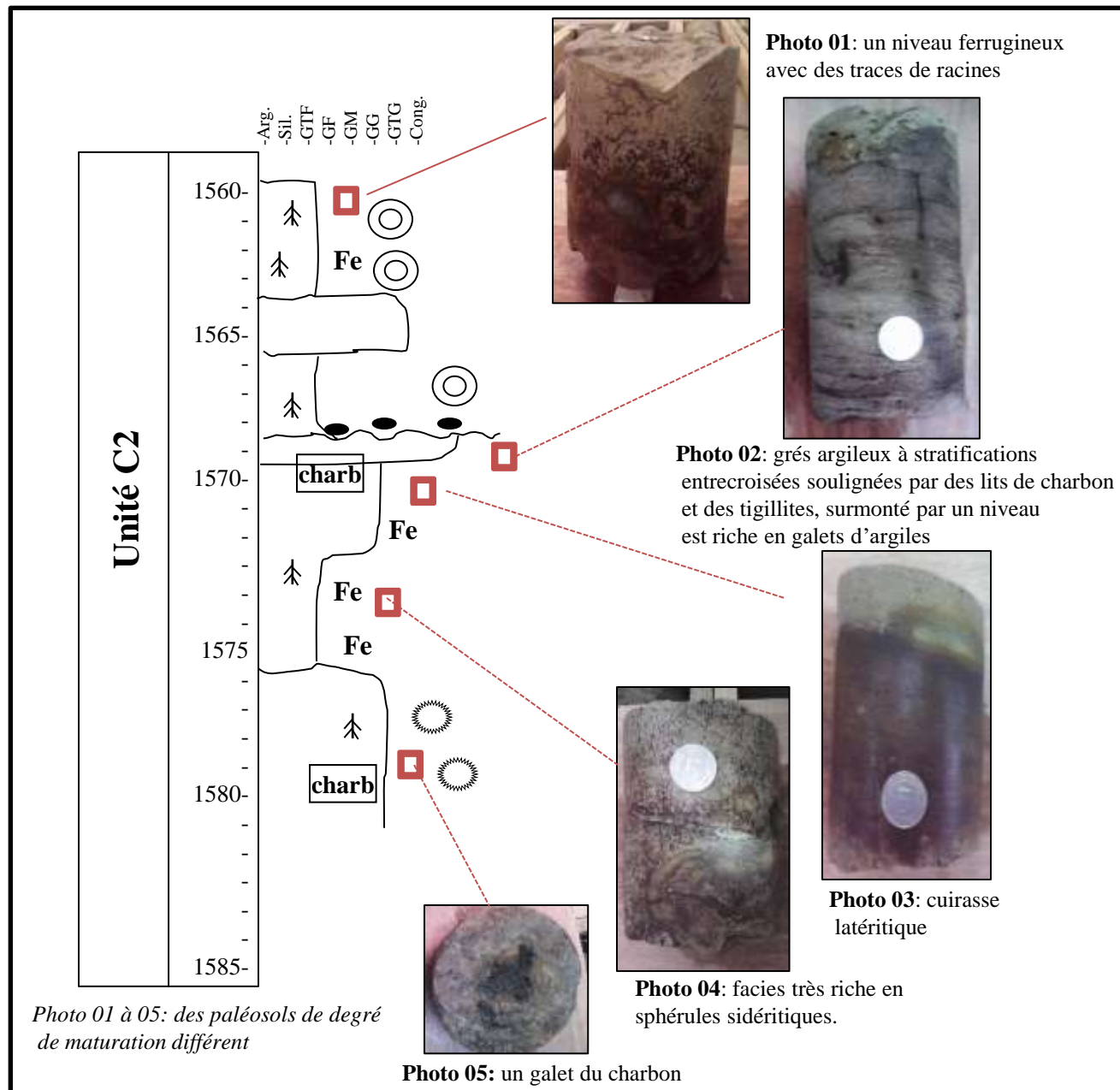
Annexes



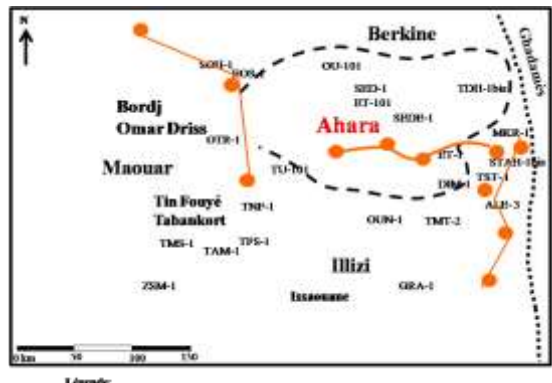
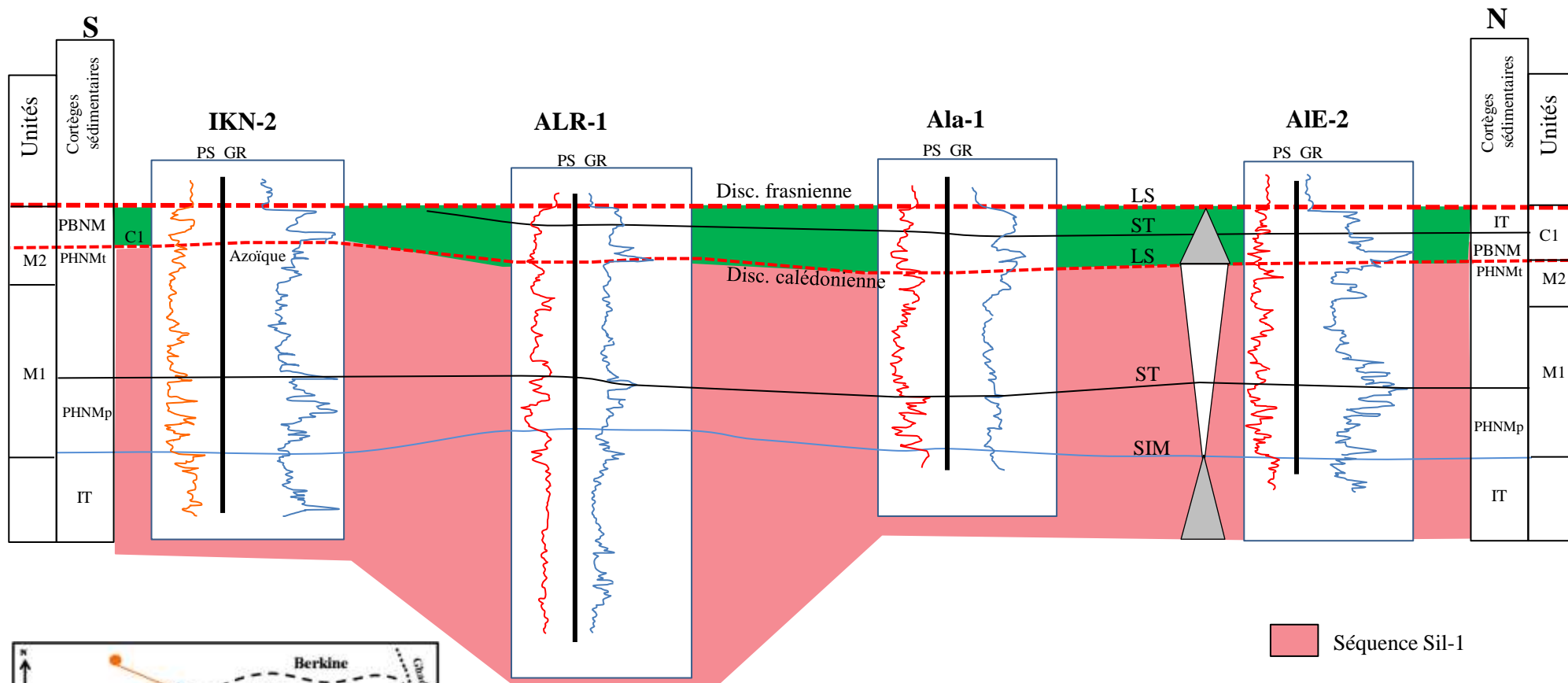
Annexe 01 : Corrélation Nord-Sud des réservoirs et des unités -réservoirs du Cambrien au Dévonien (partie orientale du môle d’Ahara)



Annexe 04: Profil de corrélation diagraphique Nord-Sud des unités Cambro-ordoviciennes (Flanc Est du môle d'Ahara)

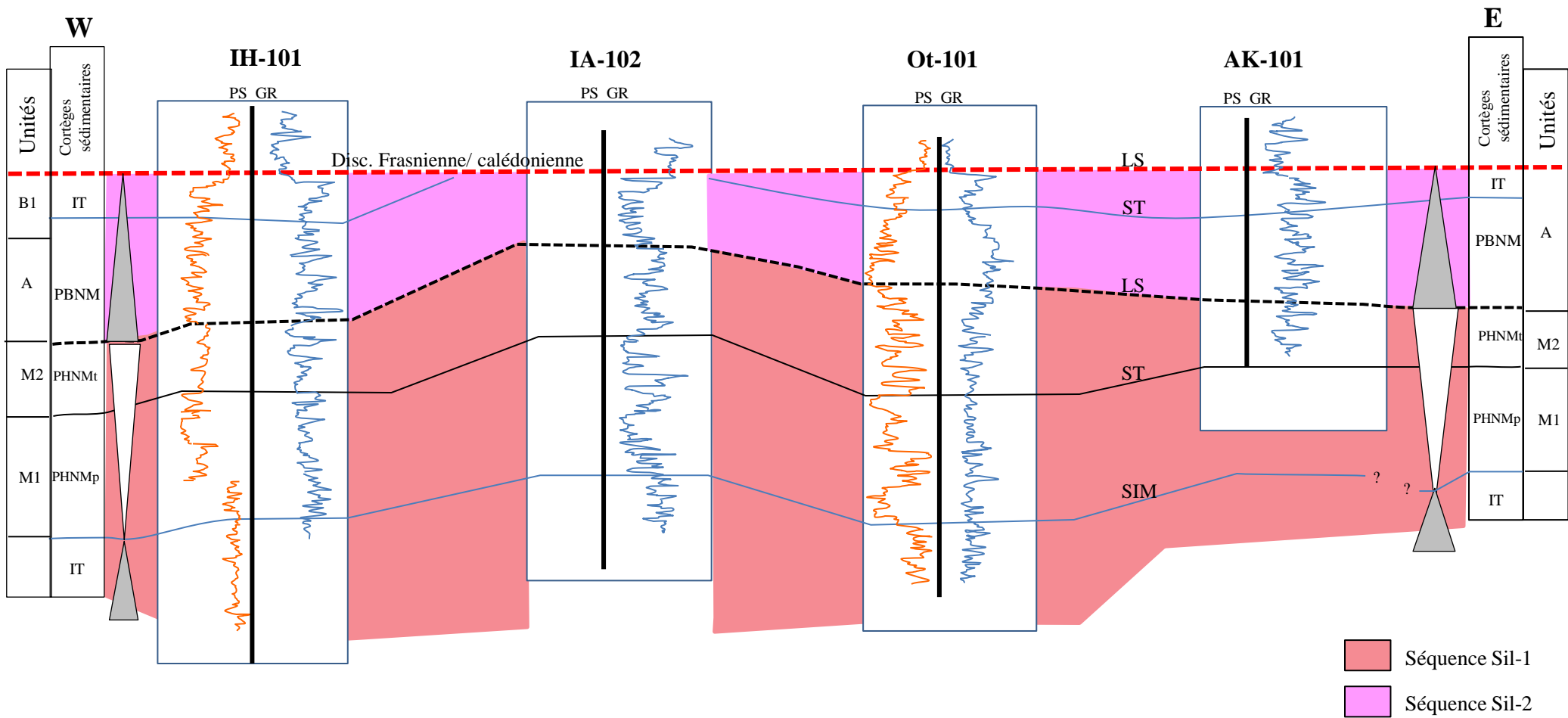


Annexe 07: Les niveaux du paléosol détectés dans le cortège transgressif de la séquence Dév-1(puits AAR-1)

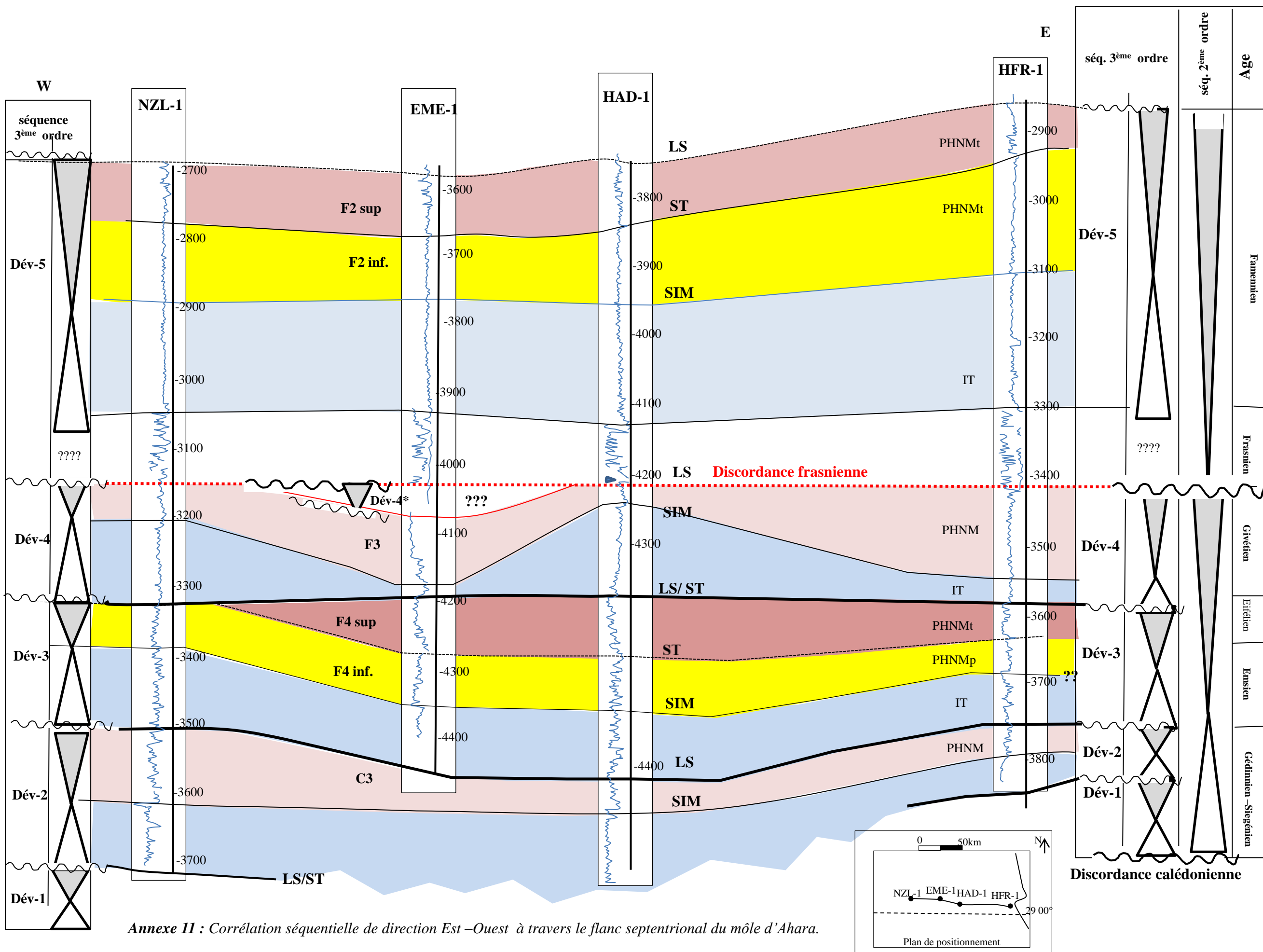


- Séquence Sil-1
- Séquence Dév-1
- LS/ Discordance
- LS
- ST
- SIM

Annexe 08 : Corrélation E-W des unités et séquences siluro-dévonienne inférieure (Partie sud- orientale du môle d'Ahara).



Annexe 10: Corrélation NS des unités et séquences siluro-dévonienne inférieure (Flanc méridional du môle d'Ahara).



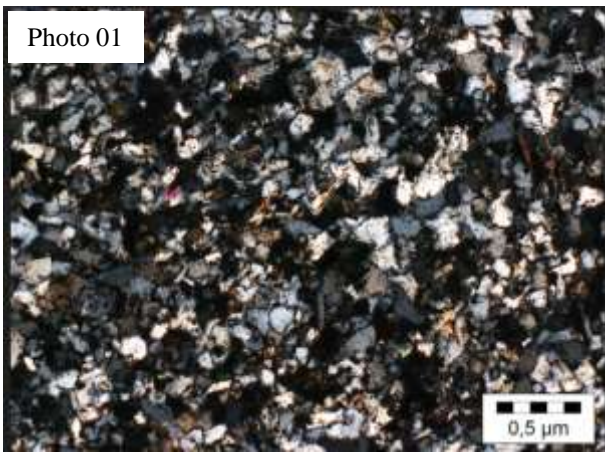


Photo 01
 Puits: Alr-1 Cr:53/ Côte: 2867,65m LP
 PHNM de Ord-1 (équivalent de la partie sup de l'Unité III-3)
 Des silts argilo-carbonaté, non poreux.

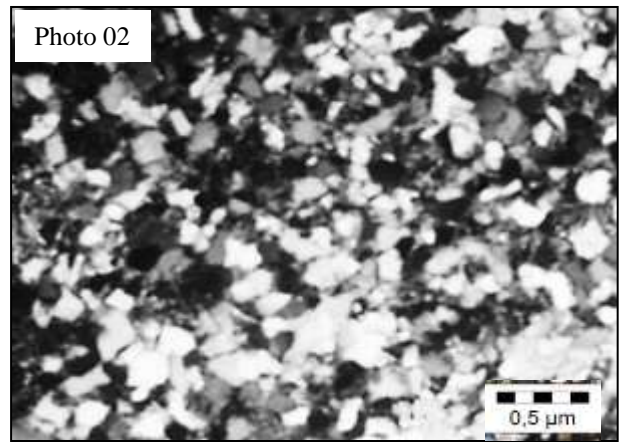


Photo 02
 Puits: SED-1 Côte: 3576m LP
 PHNM de Ord-1 (équivalent de la partie sup de l'Unité III-3).
 Grés très fin et silts argileux, non poreux.

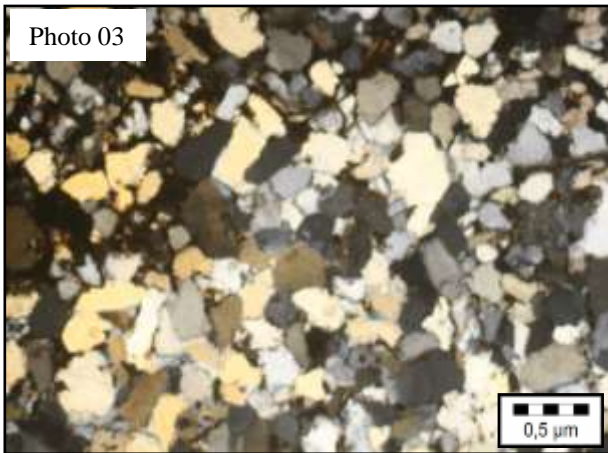


Photo 03
 Puits DIMSE-1 Côte : 3473,83 m LP
 PHNM de Ord-1 (équivalent d'Unité III-3)
 Facies de grés ma trié et non poreux.

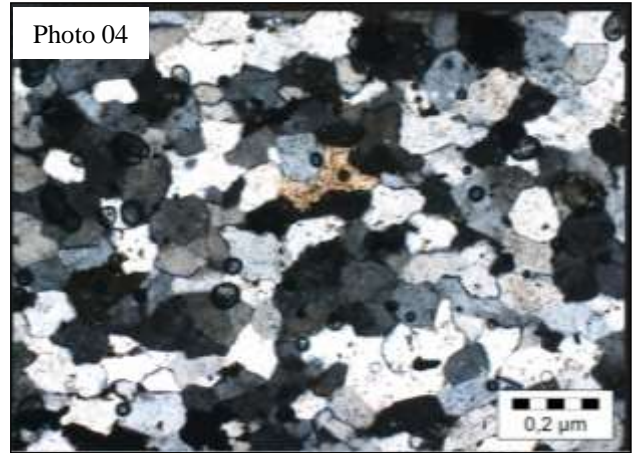


Photo 04
 Puits: SED-1 Côte: 3360m LP
 Partie sup de l'IT de Ord-2 (équivalent d'Unité IV-2)
 Grés fin à moyen très compacté probablement quartzifié,
 mauvais réservoir.

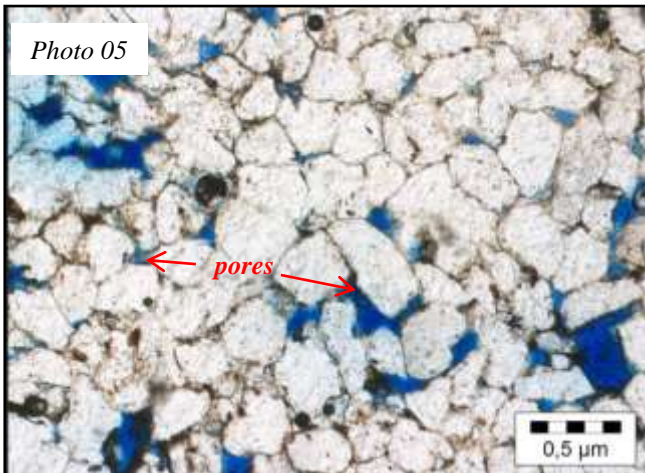


Photo 05
 Puits Alr-1 Cr 47 /Côte : 2712,3m LN
 Partie sup de l'IT de Ord-2 (équivalent d'Unité IV- 1/2).
 Des grés poreux , les pores sont largement connectés.

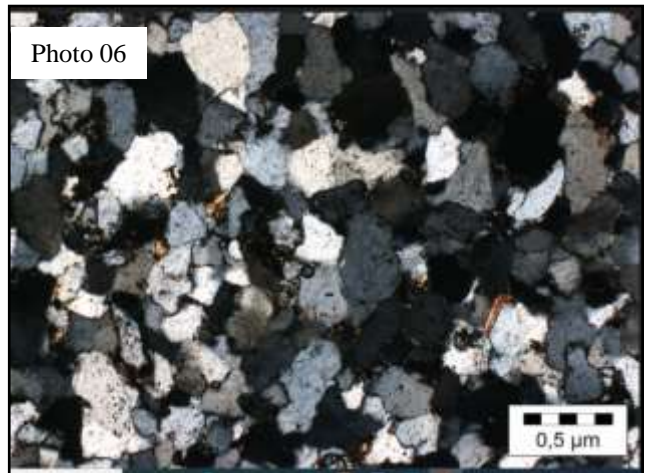


Photo 06
 Puits Alr-1 Cr: 49/ Côte: 2776,95m LP
 Partie inf l'IT de Ord- 2 (?) (équivalent d'Unité IV-1/2)
 Grés fins feldspathiques mal classés à ciment argilo-siliceux.

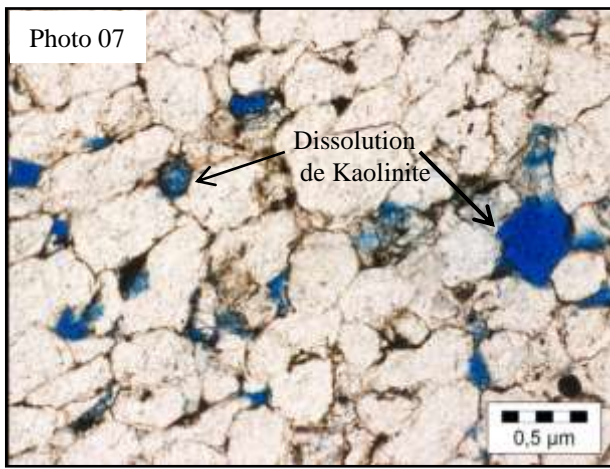


Photo 07
 Puits Alr-1 Cr 44 /Côte : 2678,4m LN
 PHNMP de Ord-2 (Unité IV-3)
 Grés poreux mais les pores ne sont pas bien connectés
 Porosité de dissolution des argiles.

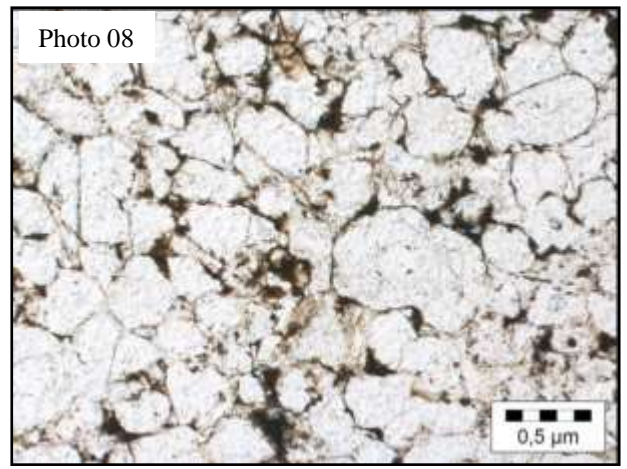


Photo 08
 Puits Alr-1 Cr 44 /Côte : 2682,3m LN
 PHNM de Ord-2 (Unité IV-3)
 Grés, mal trié, argileux et de très mauvais qualité de réservoir,

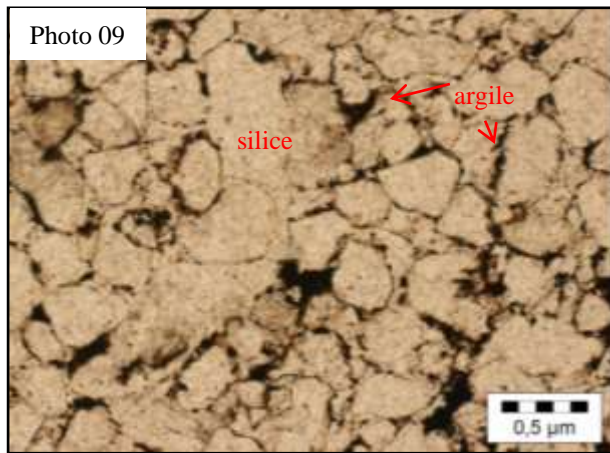


Photo 09
 Puits Alr-1 Cr 48 /Côte : 2734,7m LN
 PHNM de Ord-2 (équivalent d'Unité IV-3 sup)
 Facies non poreux à ciment siliceux et argileux en moins abondance.

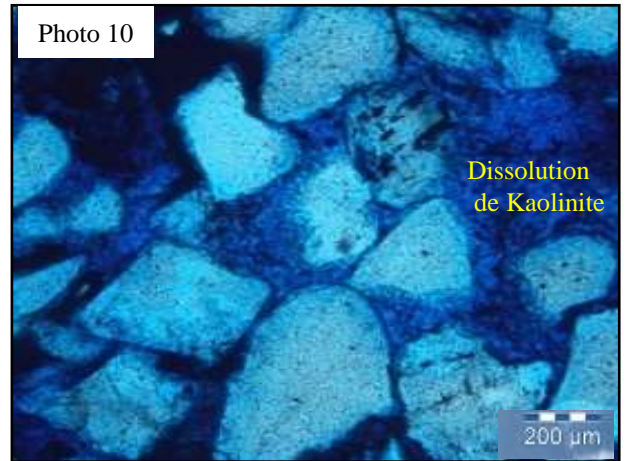


Photo 10
 Puits DJW-1 Côte : 1732m LN
 PBNM de SIL-2 (équivalent du réservoir A).
 Grés très fin à silt à ciment argileux.
 Grandes pores de dissolution des argiles (Kaolinites).

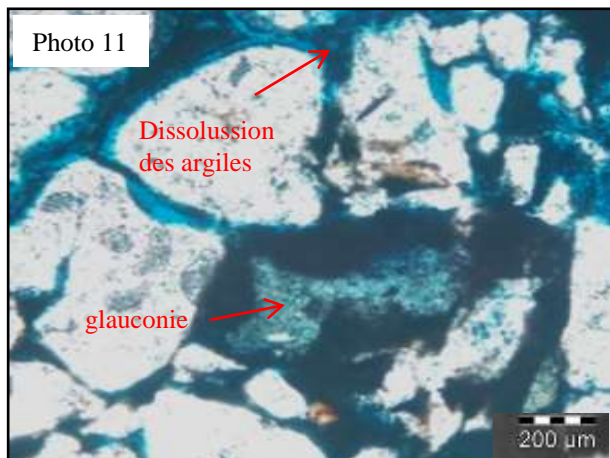


Photo 11
 Puits HMZ-1 Côte : 1663,6 m LN
 PHNM de Sil-2 (équivalent du réservoir B1).
 Grés très fin à silt à ciment argileux localement du type glauconiaux.

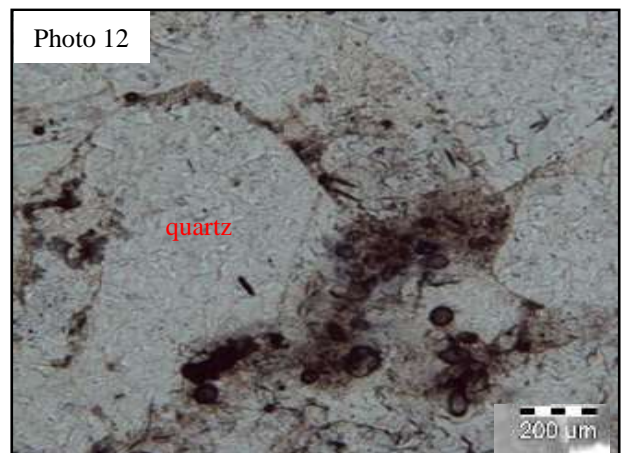


Photo 12
 Puits HMZ-1 Côte : 1618 m LN
 PHNM de Sil-2 (équivalent du réservoir B2).
 Grés moyen à ciment argilo-ferrugineux.

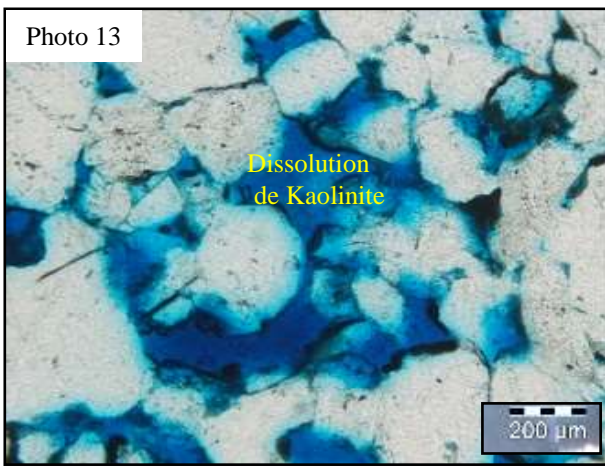


Photo 13
 Puits :HMZ-1 Côte : 1595m LN
 PBNM de Dév-1 (équivalent du réservoir C1).
 Grés très fin et silt à ciment argileux. Des pores larges et suffisamment connecté.

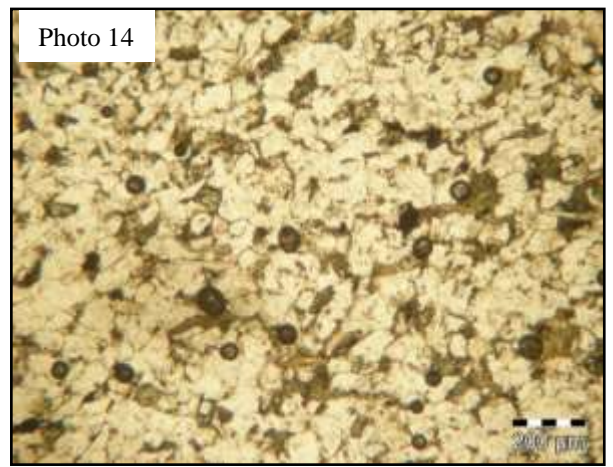


Photo 14
 Puits :Had-1 Côte : 4645m LN
 L'IT de Dév-1 (équivalent du réservoir C2)
 Silt argilo-silteux ; notons la présence de la glauconie

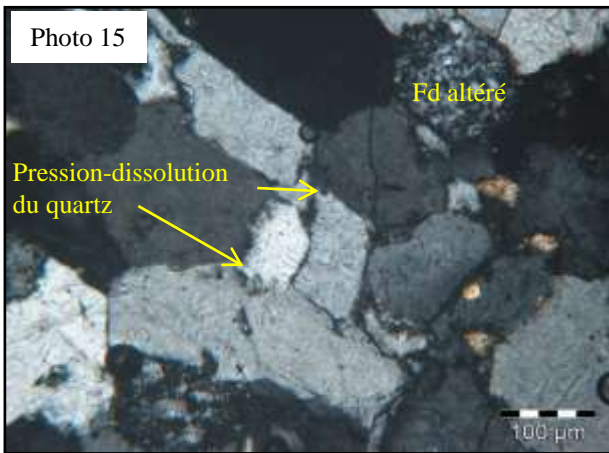


Photo 15
 Puits : Had-1 Côte : 4517m LP
 PBNM de Dév-2 (équivalent du réservoir C3)
 Grés moyen à grossier à ciment argilo-carbonaté.
 Altération de feldspath en kaolinite.

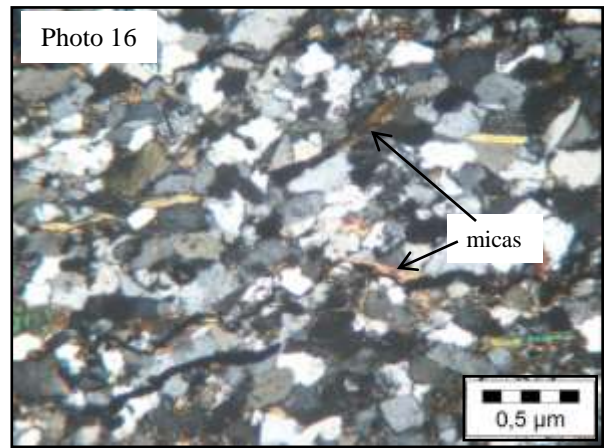


Photo 16
 Puits ; Had-1 Côte : 4515m LP
 PBNM de Dév-2 (équivalent du réservoir C3).
 Facies très mal classé très riche en micas et en matière organique.

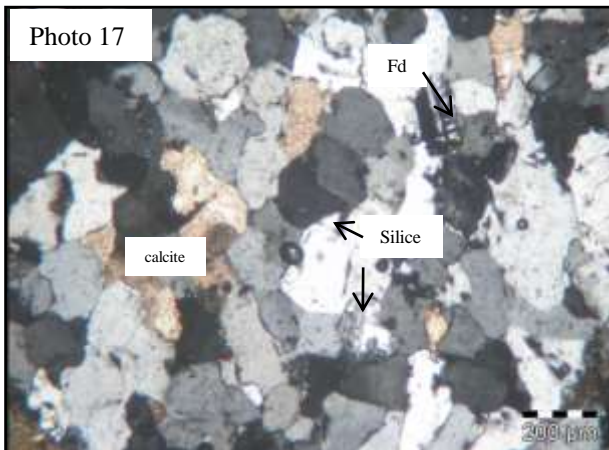


Photo 17
 Puits Had-1 Côte : 4645m LP
 PBNM de Dév-2 (équivalent du réservoir C3)
 Grés du type arénite à sub arkosique à ciment silico-carbonaté.

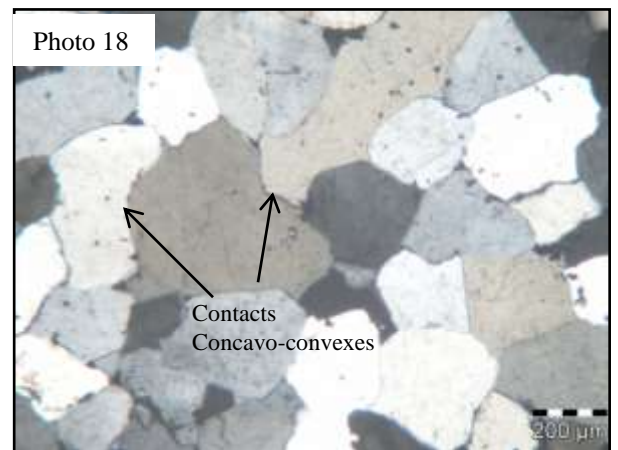


Photo 18
 Puits TNF-1 Cr 15/Côte : 2931,75 m LP
 PBNM de Dév-2 (équivalent du réservoir C3)
 Grés à grains moyens, du forme arrondie et très compacté voir quartzifié.

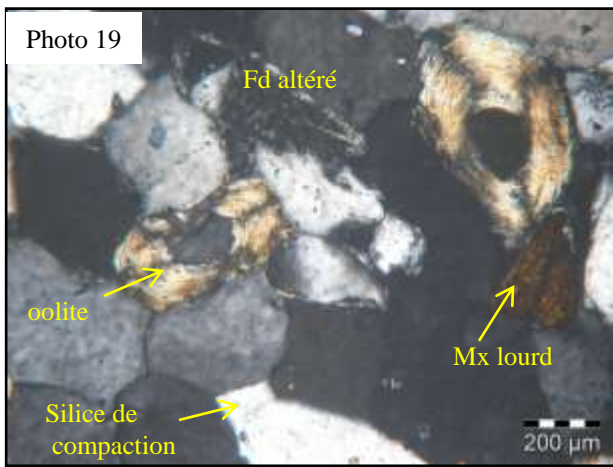


Photo 19
 Puits Had-1 Côte : 4416m LP
 PHNM de Dév-3 (équivalent du réservoir F4)
 Grés moyen avec des oolites et minéraux lourds ;
 ciment argilo-siliceux et fortement compacté .
 Altération des feldspath.

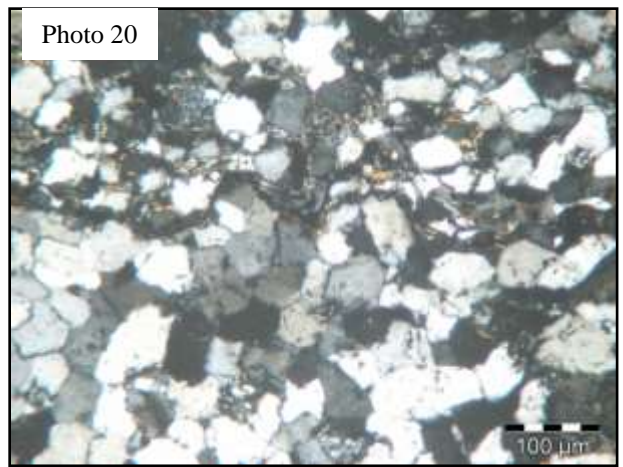


Photo 20
 Puits Had-1 Côte : 4418,5m LP
 PHNM de Dév-3 (équivalent du réservoir F4)
 Grés hétérométriques , très mal classé, à ciment argileux.

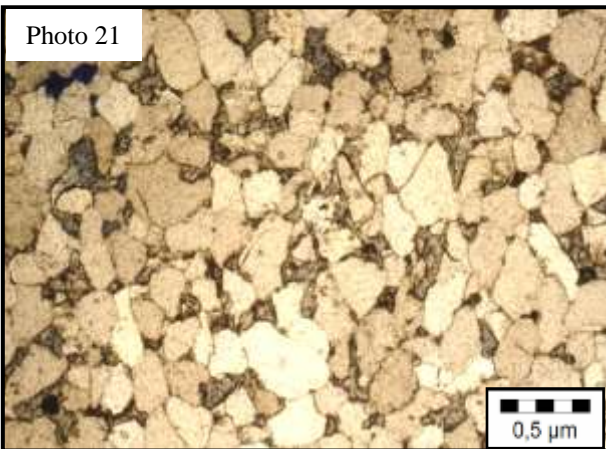


Photo 21
 Puits AAR-1 Côte : 2948 m LN
 PHNM de Dév-3 (équivalent du réservoir F4)
 Grés fin à moyen à ciment argileux (facies du F4)
 Porosité de dissolution non connecté

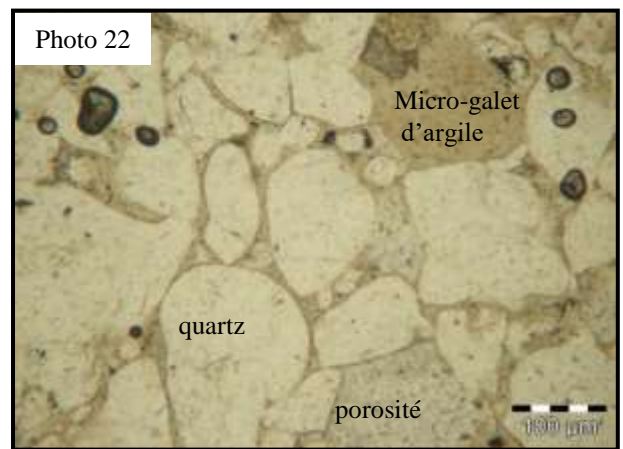


Photo 22
 Puits Had-1 Côte : 4379 m LN
 PHNM de Dév-4 (équivalent du réservoir F3)
 Grés moyen à grossier à grain arrondis argileux et poreux.
 Porosité de dissolution des argiles (chlorite)



Photo 23
 Puits AAR-1 Cr 03 /Côte : 2770,22 m LP
 PHNM de Dév-4 (équivalent du réservoir F3)
 Grés moyen à grains arrondis non émoussés
 Très bonne porosité de dissolution des argiles

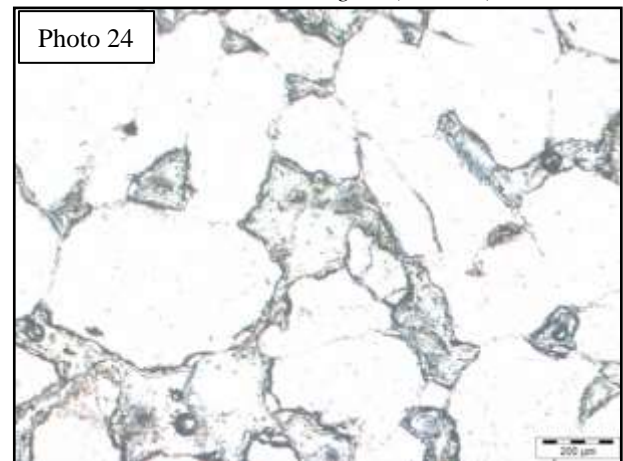


Photo 24
 Puits AAR-1 Cr 20 /Côte : 2770,22 m LP
 PHNM de Dév-4 (équivalent du réservoir F3).
 Idem en LN
 Les pores sont bien connectés

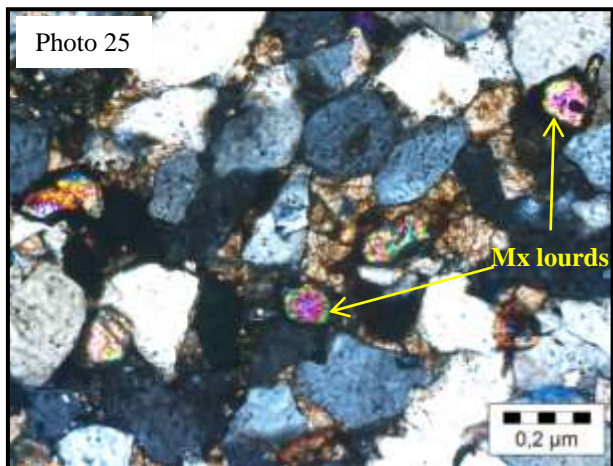


Photo 25
 Puits Alr-1 Cr 20/Côte : 1997,1 m LP
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Grés fin à moyen à ciment calco-argileux, très riche en minéraux lourds. Sidéritisation de la calcite

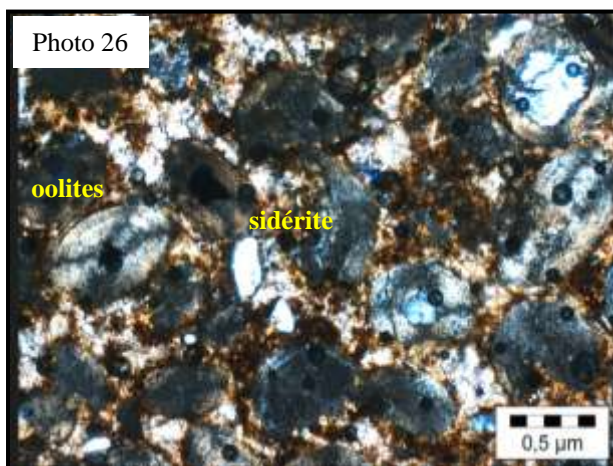


Photo 26
 Puits Alr-1 Cr 20/Côte : 1999,25m LP
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Facies argilo-carbonaté oolitique et oxydé.

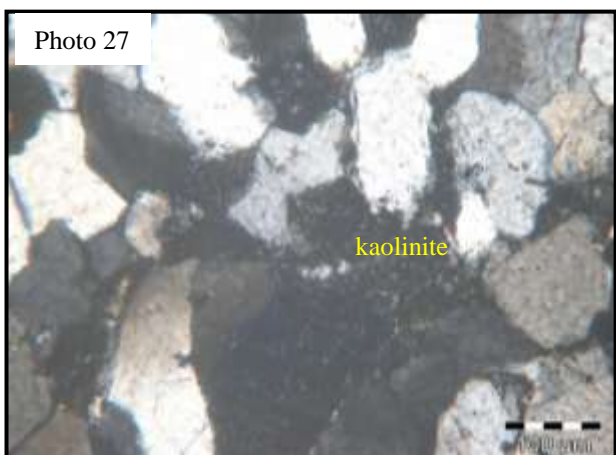


Photo 27
 Puits TNF-1 Cr 47/Côte/ 2712,3m LP
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Porosité de dissolution du ciment kaolinique

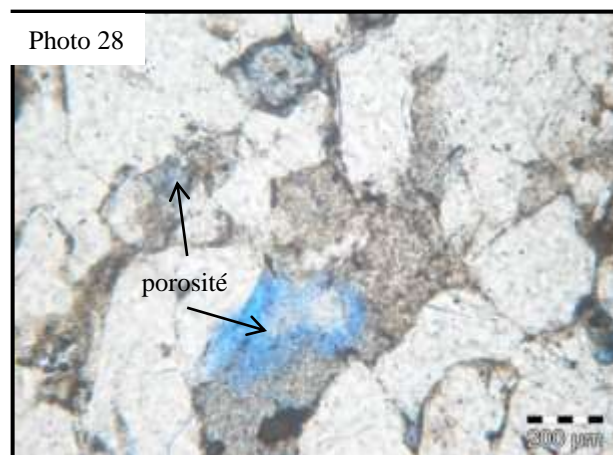


Photo 28
 Puits TNF-1 Cr 47/Côte : 2712,3 LN
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Idem à fort grossissement .

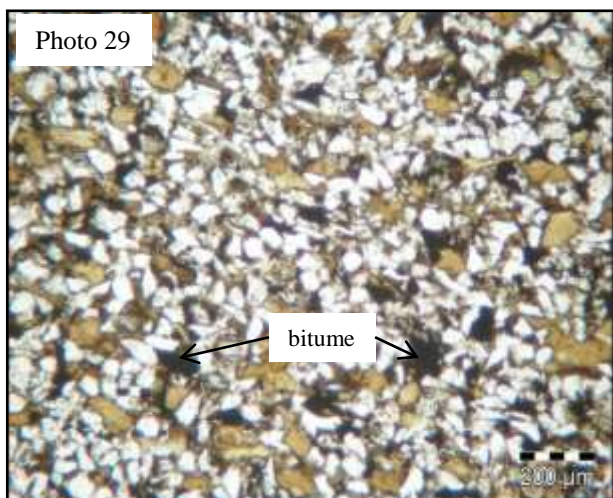


Photo 29
 Puits TNF-1 Cr 14/Côte : 2733,6m LN
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2).
 Grés très fin à silt argileux.

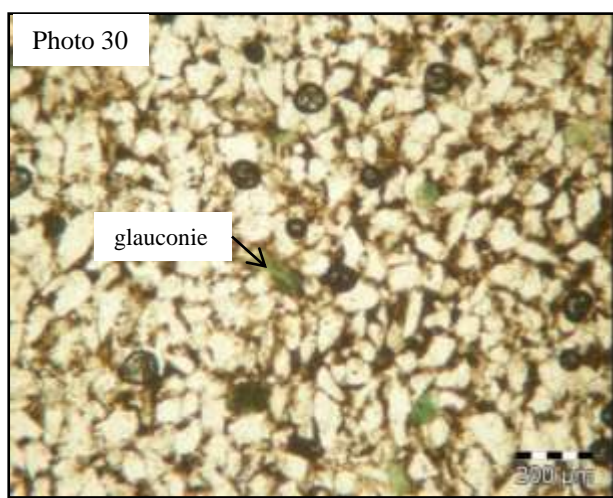


Photo 30
 Puits TNF-1 Cr 12/Côte : 2779,8m LN
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Grés très fin à ciment argileux localement glauconiaux.

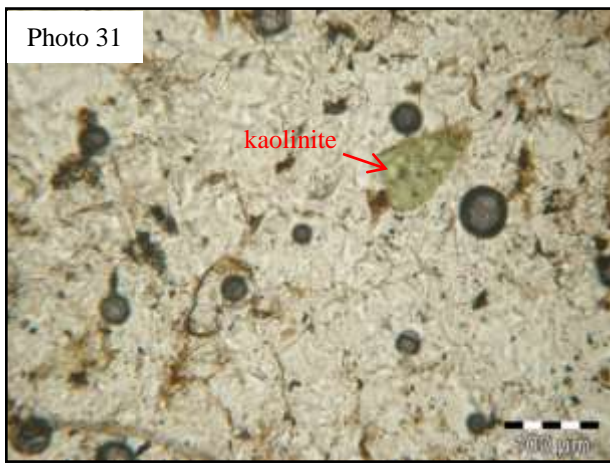


Photo 31
*Puits Had-1 Cr 19/Côte : 3756m LN
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Grés fin à ciment argilo-siliceux localement glauconiaux
 Porosité nulle.*

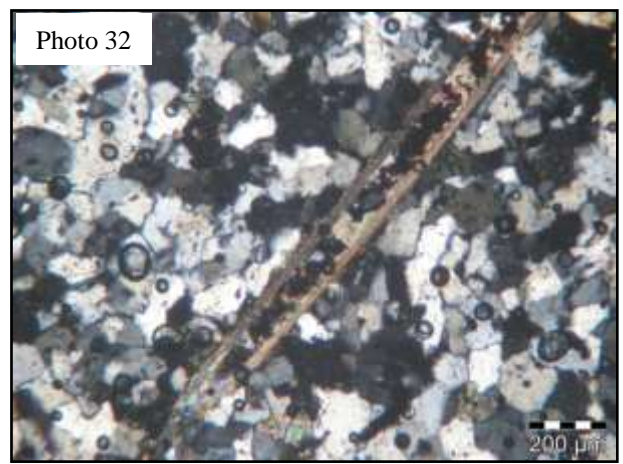


Photo 32
*Puits Had-1 Cr 19/Côte : 3756,5m LN
 PHNM de Dév-3 (équivalent du réservoir F2)
 Grés très fin silico-carbonaté à faune marine (Tentaculites).
 Porosité faible à nulle.*

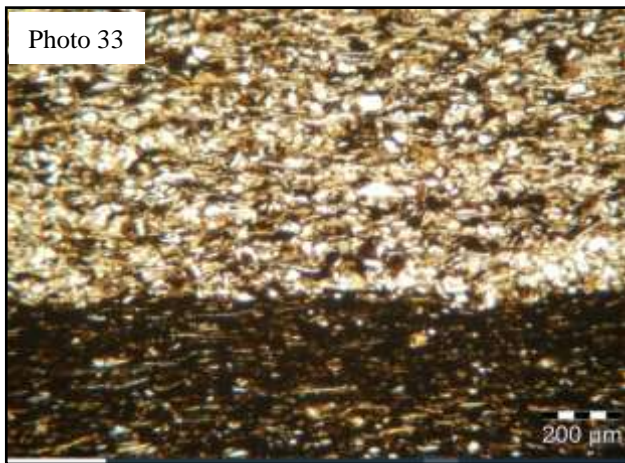


Photo 33
*Puits Had-1 Cr 19/Côte : 3813m LN
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Silt argileux et argilo-bitumineux.*

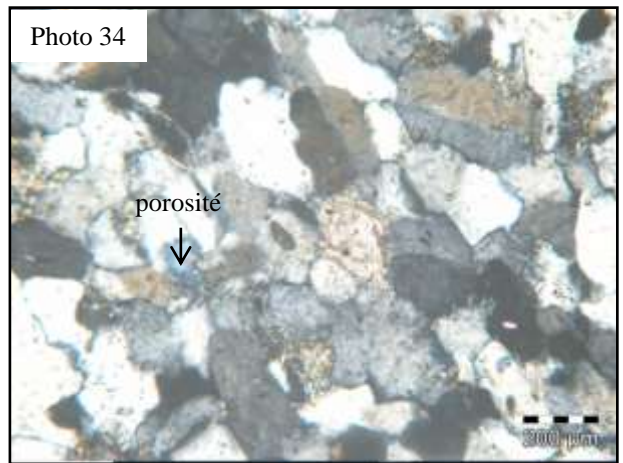


Photo 34
*Puits Had-1 Cr 19/Côte : 3814m LP
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2)
 Grés moyen argilo-carbonaté légèrement poreux.*

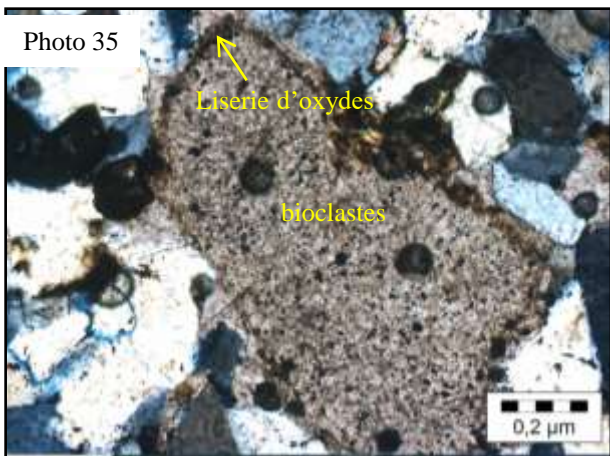


Photo 35
*Puits Alr-1 Cr 19/Côte: 1985,6 m LP
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2).
 Grés fin à moyen argilo-carbonaté, riche en bioclastes
 probablement remaniés.
 Faible porosité de dissolution.*

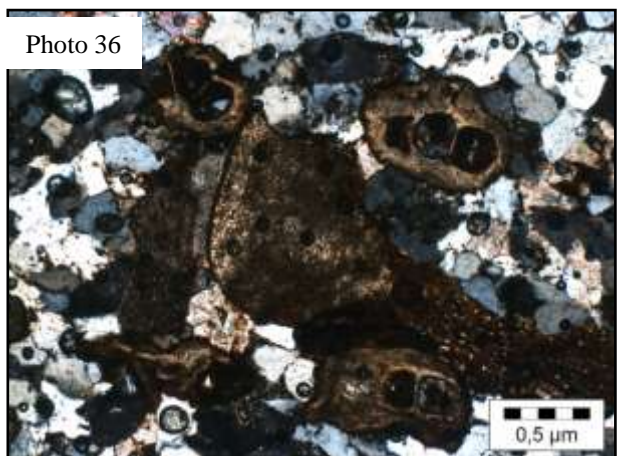


Photo 36
*Puits Alr-1 Cr 20/Côte: 1992 m LP
 PHNM de Dév-5 (équivalent du réservoir F2).
 Grés fin à moyen à ciment argilo-carbonaté et siliceux,
 très riche en bioclastes oxydés.*