

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA
FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVEALABLES ET
DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers.



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

En Vue De L'obtention Du Diplôme de Master en Géologie

Option : géologie des bassins sédimentaires

THEME

**Synthèse des données des puits du gisement
Amassak sur la sédimentation glaciaire au cours de
l'ordovicien terminale**

Soutenu publiquement par :

Mr. TERKI mohammed El amine

Le 04/06/2016

Devant le jury :

Président :	REMITA abdellatif	M. A. B Univ. Ouargla
Promoteur :	BOUREGA soulimane	M. A. B Univ. Ouargla
Examineur:	GERADI housine	M. A. B Univ. Ouargla

Année Universitaire : 2015/2016

REMERCIEMENTS

Nous remercions en premier lieu, notre Créateur ALLAH qui nous a donné la puissance, la patience, la volonté et l'énergie pour achever ce travail.

Nous tenons à remercier notre encadreur de mémoire, Mr. BOUREGAA SLIMANE, pour nous avoir fait l'honneur de nous encadrer ce sujet.

Nous remercions les membres du jury qui ont accepté d'examiner ce travail : Mr.REMITA ABD EL LATIF qui nous a fait l'honneur de présider le jury de soutenance et Mr. GERADI HOUSINE d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Nous remercions vivement

Nous remercions s'adressent aux tous nous enseignants.

Nous voudrions remercier, à travers ce mémoire, tous les ingénieurs de compagnie Sonatrach (division production TFT in aminase) pour l'aide et l'hospitalité durant la période de stage, qu'ils soient rassurés de notre grande reconnaissance. A pour l'aide, les conseils, les remarques et les discussions scientifiques

Nous ne pourrions terminer sans remercier nos parents et nos familles qui nous ont soutenu et encouragé pour terminer ce travail







Nous remercions aussi nos amis pour les bien subventions et bonne monument.



Dédicace

*Quoi de plus que de pouvoir
partager les meilleurs moments de sa
vie avec les êtres qu'on aime.*

*Arrivé au terme de mes études, nous
avons le grand plaisir de dédier ce
modeste travail à :*

-  *Mes parents: source de mon
courage et mon inspiration.*
-  *A mes sœurs et mes frères*
-  *A Toutes nos grandes familles.*
-  *Mes professeurs de géologie*
-  *Tous nos amis chacun à son
nom.*
-  *A tous merci*

Mohamed El amine



Liste des figures

Fig. 1: Situation géographique du bassin d'Illizi (Sonatrach, Division Exploration).....	5
Fig. 2: Situation géologique du bassin d'Illizi (SONATRACH).....	6
Fig. 3: Carte géologique dans le bassin d'Illizi (SONATRACH 1986).....	7
Fig. 4: Coupe géologique sud/nord du bassin d'Illizi.....	8
Fig. 5: Esquisse structurale schématisée de la synclise Est Algérien	10
Fig. 6: Schéma structural du bassin d'Illizi	11
Fig. 7: La colonne litho-stratigraphique du bassin d'Illizi (Rapport SONATRACH,.....)	16
Fig. 8: Répartition des champs pétroliers du Bassin d'Illizi. (Le Potentiel en Hydrocarbures de L'Algérie 2000).	17
Fig. 9: La Situation Géographique de la région Tin Fouyé Tabnkort.	17
Fig. 10: champs de la direction régionale TFT.....	20
Fig. 11 : Les deux figures (A et B) représentant le Système général glaciaire.....	23
Fig. 12: Corrélation NNO-SSE à travers le champ – plan de position: carte profondeur (m) du toit de l'Ordovicien.....	26
Fig. 13: corrélation entre puits ONO-ESE à travers l'unité III-3.....	28
Fig. 14: corrélation entre puits SSO-NNE à travers l'unité III-3.....	29
Fig. 15: corrélation entre puits NNO-SSE à travers l'unité III-3.....	29
Fig. 16: corrélation entre puits OSO-ENE à travers l'unité III-3.....	30
Fig. 17: : photo d'exemple de vallée en tunnel dans le paysage.....	31
Fig. 18: Photo d'exemple de chenal sous-glaciaire.....	32
Fig. 19: Photos des « fans deltas » glaciaires de l'Ordovicien terminal dans le bassin de Murzucq en Libye.....	33
Fig. 20: Photos de l'unité IV-3, grès à rides, dans le bassin d'Illizi (Tassili des Ajjers, Algérie)	34
Fig. 21: Organisation et géométrie d'un fan glaciaire.....	35
Fig. 22: Photo des « Les Cordons » de l'unité IV-3 Photo aérienne et schéma descriptif (Nord de Zaharzak, Tassili des Ajjers.....)	36
Fig. 23: Dépôts de phase glaciaire type – Assemblage glaciogénique puis séquence de dépôt glaciaire.....	38
Fig. 24: Corrélation SO-NE au Nord du champ – séquences glaciaires sont identifiables à AMA-504.....	39
Fig. 26: Implémentation de la stratigraphie glaciaire (AG/SG) dans la grille fine-coupe 1	40
Fig. 27: Corrélation O-E à travers la vallée Sud.....	41
Fig. 28: Corrélation régionale SO-NE (IAR-1, AMA-1, 5, 13, 10).....	41

Fig.29: Coupe stratigraphique et schéma d'évolution eustatique issus de l'étude de terrain du bassin de Murzuq (Libye).....	43
Fig.30: Exemple de stratigraphie sismique appliquée aux dépôts glaciaires du champ d'El Sharara(bassin de Murzuq, Libye).....	44
Fig.31: Sommet des mégarides de la dalle terminale et assemblage transgressif à AMA44.....	45
Fig.32: Assemblage transgressif à AMA-4– faciès à SCS imprégnés, perméables.....	45
Fig.33: Grès très grossiers à stratifications entrecroisées caractérisant les dépôts de l'assemblage transgressif.....	46
Fig.34: Remaniements par les courants marins des grès à mégarides au toit de l'Ordovicien.....	47
Fig.35: Méthodologie de construction des horizons à partir du toit de l'Ordovicien.....	48
Fig.36: Carte d'épaisseur (m) de AT, assemblage transgressif terminal.....	49
Fig.37 Carte d'épaisseur (m) de SG2, séquence de dépôt glaciaire de la troisième phase (grès à rides).....	49
Fig.38: Carte d'épaisseur de AG2 (m), agencement glaciogénique de la troisième phase (diamictites argileuses – non réservoir).....	50
Fig.39: Carte d'épaisseur de SG1 (m), séquence de dépôt glaciaire de la seconde phase (grès à rides).....	51
Fig.40: Carte d'épaisseur (m) de l'intervalle «III-3 Inf.», la base du III-3.....	52
Fig.41: Géométrie des surfaces à l'extrême Sud avec horizontalisation sur la surface de référence MFS-III3ref Plan de position: carte d'épaisseur de SG2.....	52
Fig.42: Faciès de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3).....	
Fig.43: Faciès de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3).....	
Fig.44: Faciès sommitaux de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3).....	
Fig.45: Niveau repère condensé proche de la surface d'inondation maximale succédant aux dépôts de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3).....	
Fig.46: paraséquences de l'unité III-3 – passage des faciès d'offshore supérieur aux faciès de shoreface (AMA-3).....	
Fig.47: faciès gréseux au sommet de l'unité III-3 – faciès de shoreface et de foreshore(AMA3).....	
Fig.48 sommet de l'unité III-3 – faciès carbonatés, possibles remaniements glaciaires (AMA3).....	
Fig.49: sommet de l'unité III-3 – indices de possibles remaniements glaciaires (AMA-3)	
Fig.50: Sommet des mégarides de la dalle terminale et assemblage transgressif à AMA-44.....	
Fig.51: Assemblage transgressif à AMA-4– faciès bioturbés.....	

Fig.52: Identification de diamictites à AMA-506.....

Liste des tableaux

Tableau 1: Les phases tectoniques affectant la plate forme saharienne. خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.

Tableau2: Caractéristiques des réservoirs des champs de TFT.....22

Sommaire

Introduction générale..... خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.

chapitre I

Introduction خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.

I.1.Généralité sur le bassin d'Ilizi خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.

I.2.Historique de l'Exploration خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.

I.3.Cadre géologique خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.

I.4.Situation géographique du bassin d'Ilizi 4

I.5.Situation géologique du bassin d'Ilizi 5

I.6.Structure et Tectonique du bassin d'Ilizi 8

I.6.1. Les principaux éléments structuraux du bassin d'Ilizi 9

I.6.2.Evolution géodynamique du bassin d'Ilizi..... 11

I.6.3.Evénements tectoniques anté-hercynien..... 12

I.7.Aperçu Lithostratigraphique..... 13

I.8.Présentation du champ de TFT (Tin Fouyé Tabankort) 16

I.8.1.Situation géographique 16

I.8.2.Situation géologique 17

I.9..Historique et découverte 18

I.9.1.Historique de production 18

I.9.2.Différents gisements 19

Chapitre II

II. Introduction	خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.
II.1. Caractères généraux des dépôts glaciaires (tills-moraines)	23
II.2. Les divers types de tills	خطأ! الإشارة المرجعية غير معرفة.
II.3. Les dépôts glaciaires au regard du géologue	25

Chapitre III

III. Révision des corrélations et du modèle sédimentaire des dépôts	26
III.1 Série préglaciaire : unité III, formation d'In Tahouite	26
III.2. Environnements de dépôt.....	26
III.3. Corrélations et variabilité latérale:	28
III.4: Série glaciaire : formation de Tamadjert	31
III.4.1: Concepts sédimentologiques sur les dépôts glaciaires	31
II.4. Application des concepts au cas du champ d'Amassak: découpage séquentiel retenu	36
1.3.2.3 Géométries: modélisation des cartes d'épaisseur et des horizons	47
1.4 Rock-typing	53
Conclusion générale	54

Introduction
générale

Introduction générale

Introduction générale

Le gisement d'Amassak, situé dans le bassin d'Illizi est un gisement d'huile avec gas-cap, actuellement développé par une cinquantaine de puits pour son anneau d'huile situé sur le flanc oriental de la structure limitée à l'Ouest par une faille majeure. Les réservoirs à hydrocarbures sont constitués essentiellement par les grès de l'Unité IV (Ordovicien Supérieur). Cette unité présente d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs (50 m à plus de 200 m), et les caractéristiques des réservoirs sont globalement médiocres et variables, en particulier la perméabilité. L'importance de la fracturation pour la production est régionalement bien établie, comme sur le gisement voisin de Tin Fouyé Tabankort par exemple.

Chapitre I

Généralités

Introduction

La plateforme saharienne dont notre région d'étude fait partie est située au Sud de l'Algérie alpine et appartient au Craton nord africain. Elle comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes. Dans ce contexte, On distingue d'ouest en est:

• les bassins de Tindouf et de Reggane

situés sur les bordures nord et nord-est du bouclier Reguibat. La couverture sédimentaire atteindrait 8000m dans le bassin de Tindouf et 6500 m dans celui de Reggane. Dans cette zone peu explorée, les formations Paléozoïques pourraient se révéler à hydrocarbures liquides et gazeux.

• le bassin de Béchar

limité au nord par le haut atlas, au sud et à l'ouest par la chaîne d'Ougarta. Sa couverture sédimentaire atteindrait 8000 m. Les réservoirs se trouvent dans le détritique paléozoïque inférieur et les récifs Carbonifères.

• le bassin d'Ahnet-Timimoun

limité au Nord par le haut fond d'Oued Namous, à l'Ouest par la chaîne d'Ougarta, au sud par le bouclier Touareg et à l'est par la dorsale d'Idjerane-M'zab. La couverture serait en moyenne de 4000 m. Dans le sud, les réservoirs ordovicien et dévonien inférieurs sont gazifères. Au nord, dans la cuvette de Sbâa, de l'huile a été découverte dans la totalité du paléozoïque.

• les bassins du Mouydir et de l'Aguemour-Oued M'ya

sont limités { l'ouest par la dorsale d'Idjerane-M'zab et { l'Est par la dorsale Amguid-El Biod. Au Sud, les sédiments paléozoïques affleurent dans le Mouydir. Au Nord, dans la dépression d'Aguemour-Oued M'ya, comblée par une puissante série paléozoïque et méso-Cénozoïque (5000m à Oued M'ya). D'importants gisements ont été mis en évidence dans le Cambrien (Hassi Messaoud) et le Trias (Hassi R'Mel).

• la synclise d'Illizi-Ghadamès

est limitée à l'Ouest par la dorsale d'Amguid-El Biod et à l'Est par le môle de Tihemboka et les confins tuniso-libyens. Dans le bassin de Ghadamès, la couverture sédimentaire (supérieure à 6000 m), renferme des gisements d'hydrocarbures dans le paléozoïque et le trias (SONATRACH/ EXPLOTATION, 1995).













PERIODE MAX D'ACTIVITE	DIRECTION DE LA CONTRAINTE	EFFET SUR LE SYSTEME DE FAILLES	EFFET SUR LA SEDIMENTATION
PANAFRICAINE	E-W 	Tectonique cassante créant des failles et des fractures conjuguées NW-SE&NE-SW	Compartimentage du craton du Sahara central.
CAMBROORDOVICIENNE	NW-SE 	Mouvement normal le long des failles N-S.	Les variations de l'épaisseur sont contrôlées par des failles. Basculement NW de la plate-forme saharienne. Volcanisme.
TACONIQUE (Caradoc-Ashgilien)	E-W 	Mouvement inverse le long des failles N-S résultant. Formation des structures N-S	Soulèvement des boucliers Reguibat et Touareg.
CALEDONIENNE (Siluro-Dévonien)	E-W 	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NS	Erosion le long des zones hautes d'orientation N-S&E-W (Tihemboka, Ahara)
FRANSIEN	NW-SE 	Mouvement normal le long des failles NE-SW.	Non-dépôt et érosion locale (mole d'Ahara). Volcanisme.
VISEEN (Hercynienne précoce)	N40° 	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NS. Début de formation de la chaîne varisque.	Erosion de Tihemboka et soulèvement de l'Ougarta.
CARBONIFERE SUP.A PERMIEN (Hercynienne principale)	N120° 	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NE-SW (résultant de la formation de la pangée).	Erosion sur les axes NE-SW.
RIFTING TRIAS-LIAS (dislocation de la pangée)	NW-SE 	Réaction des failles NE-SW se terminant au TAGS et S4	Contrôle de la sédimentation par des failles entraînant une variation rapide d'épaisseur le long des failles NE-SW
CRETACE INFÉRIEUR (Autrichienne)	E-W 	Réaction des décrochements des failles N-S&NE-SW résultant du mouvement différentiel de la plaque européenne et de la plaque africaine	Erosion des sédiments du Crétacé sous l'Aptien (l'arche d'Al Biod & Illizi), effet léger sur le bassin de Berkine.
EOCENE (pyrénéenne)	N-S&NW-SE 	Début de chevauchement au Nord résultant de la convergence de la plaque Africaine avec la plaque Européenne. Décrochement de la faille SudAtlas.	
MIOCENE	NW-SE&N-S 	Episode de compression majeur dans le domaine atlasique.	Sédimentation prédominante de flyshs au Nord.
POSTVILLAFRANCHIENNE	N-S 	Basculement et inversion de blocs. Période finale de compression dans le domaine atlasique. Événement majeur de collision.	Soulèvement du Hoggar. Basculement du bloc d'El Borma

Tableau 01: Les phases tectoniques affectant la plate forme saharienne.

I.1. Généralité sur le bassin d'Ilizi

Le bassin d'Ilizi, s'étend entre les latitudes 29°00' et 26°30' et les longitudes 10° et 6°. Sur une superficie totale d'environ 560000 km² (affleurements des Tassili et du Hoggar compris), 178339.85 Km² seulement représentent le domaine minier du bassin. Ce domaine minier correspond à deux régions bien distinctes : La première située au Nord, correspond au bassin d'Ilizi proprement dit et au môle d'Amguid-El-Biod constitué de 25 blocs dont certains sont en association.

La seconde, localisée le long de la frontière algéro-nigérienne, correspond aux cuvettes : du Ténééré, du Taffassasset, de la Tamesna, In Guezzam. Cette région ayant fait objet d'étude de

géologie de surface ne montre pas un intérêt pétrolier vu que les séries paléozoïques y affleurent.

De ce fait, dans ce qui suit, nous nous limiterons à l'étude de la partie Nord du bassin d'Illizi proprement dit. (SONATRACH, 1995)

I.2. Historique de l'Exploration

Depuis 1956, l'exploration dans le bassin d'Illizi s'est concrétisée par un volume de sismique terrain de près de 80.00 km et par environ 1760 puits dont près de 370 puits d'exploration soit environ 1 puits d'exploration par 180 km². L'exploration par forage a connue un maximum durant la période 1956-1962, ce qui a permis la découverte des principaux grands gisements du district. Ce maximum a été suivi par une diminution progressive. Ceci peut s'expliquer par la rareté de prospects d'ordre structural présentant des tailles (amplitude et surface) justifiant des implantations de forage. En géophysique, la sismique ayant démarrée vers la fin des années soixante (1968) a connue un maximum en 1976 avec 10100 km, puis comme pour le forage, on constate une diminution. La densité sismique est généralement importante dans le bassin d'Illizi, à l'exception des zones où l'intérêt pétrolier est négligeable. Les principaux réservoirs pétroliers sont représentés par les réservoirs gréseux du cambro-ordovicien (II, III, IV), du Siluro-dévonien inf. (F6, F4), du Dévonien moy-sup (F2, F3) et du carbonifère (B et D). Le toit de l'Ordovicien est le seul niveau carté à l'échelle régionale car il est caractérisé par une réflexion continue dans tout le bassin d'Illizi. Les autres niveaux ne sont pas cartés à l'échelle régionale à cause de leurs hétérogénéités. (SONATRACH, 1995)

I.3. Cadre géologique

au point de vue géologique, ce bassin de plate forme, assez stable fut le siège d'une sédimentation importante essentiellement durant les temps Paléozoïque et Mésozoïque. Au sud toute la série primaire affleure et repose en discordance majeure sur le socle qui constitue le massif du Hoggar. Plusieurs affleurements (Cambro-ordovicien, Dévonien Inférieur, Silurien, Dévonien Moy-Sup et Carbonifère) puis les couches Mésozoïque qui reposent en discordance sur la série Primaire affleurent au Zarzaitine.

A l'Est le bassin d'Illizi communique avec le bassin de Ghadamès dont il est séparé par le mole de Tihemboka. Au Nord, au-delà du haut fond d'Ahara, ce bassin s'ouvre sur le sillon Permo-Carbonifère du Sud Tunisien.

A l'Ouest, il est limité par le mole d'Amguide El Biod d'orientation méridienne. Certains géologues pétroliers définissent un bassin d'Illizi proprement dit limité à l'Ouest par l'axe d'Essaoui Méllène.

I.4. Situation géographique du bassin d'Illizi

Le bassin d'Illizi est situé dans la partie Sud orientale du Sahara Algérien. Il représente l'une des plus grandes provinces pétro-gazéifères de l'Algérie, se situe entre les longitudes 6°E et 10°E, et les latitudes 29° 45'00'' N et 26° 30'00''N. Ce bassin s'étend jusqu'en Libye à l'Est dont la plus grande partie se trouve en Algérie, couvrant ainsi une superficie de 100.000 Km² jusqu'au massif du Hoggar qui le borde au sud.

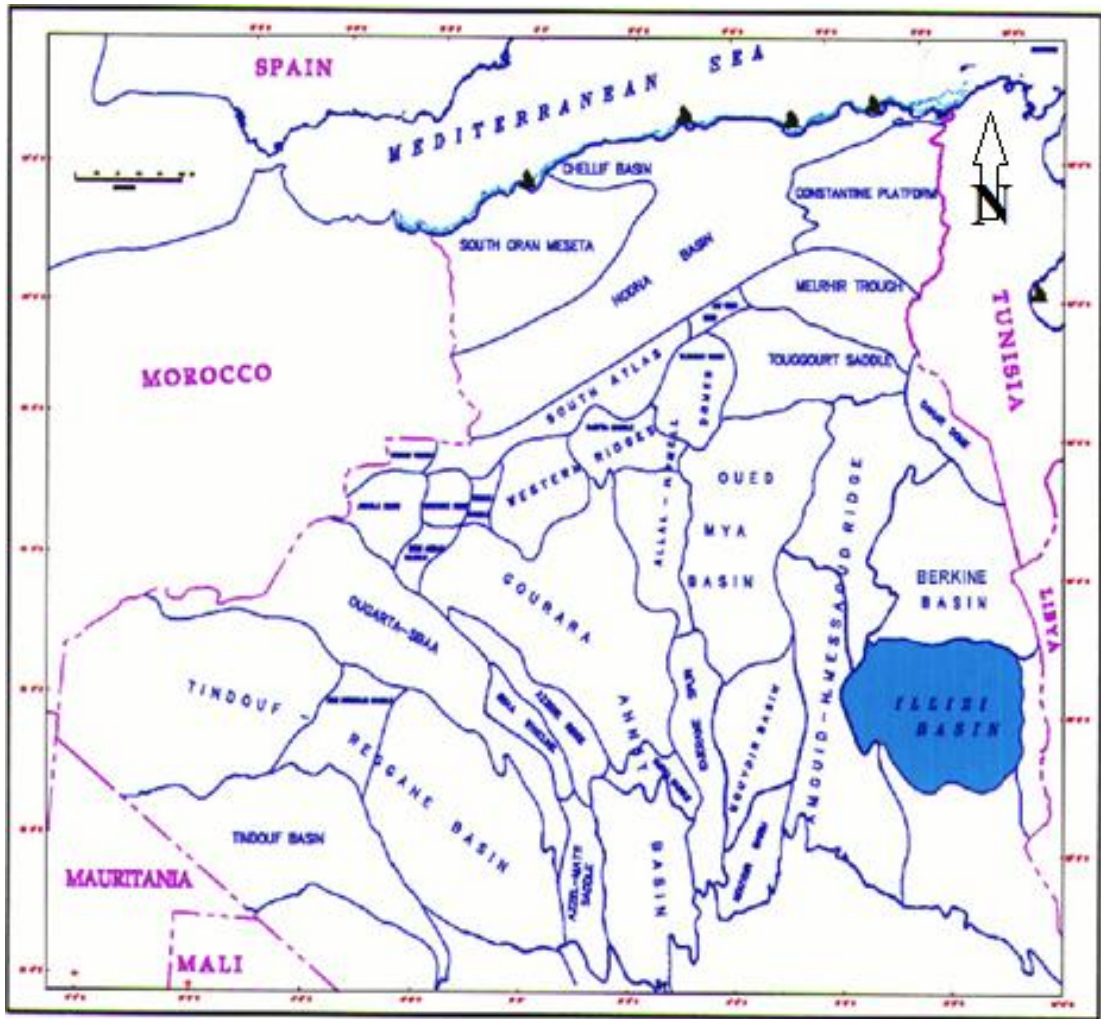


Fig.01:Situation géographique du bassin d'Illizi (Sonatrach, Division Exploration)

I.5.Situation géologique du bassin d'Illizi

Le bassin d'Illizi fait partie de la synclise Est Algérienne. Il est limité par les môles d'Ahara au Nord qui le sépare du bassin de Berkine, Tihemboka à l'Est, Amguid El Biod à l'Ouest et le massif cristallo-métamorphique du Hoggar au Sud

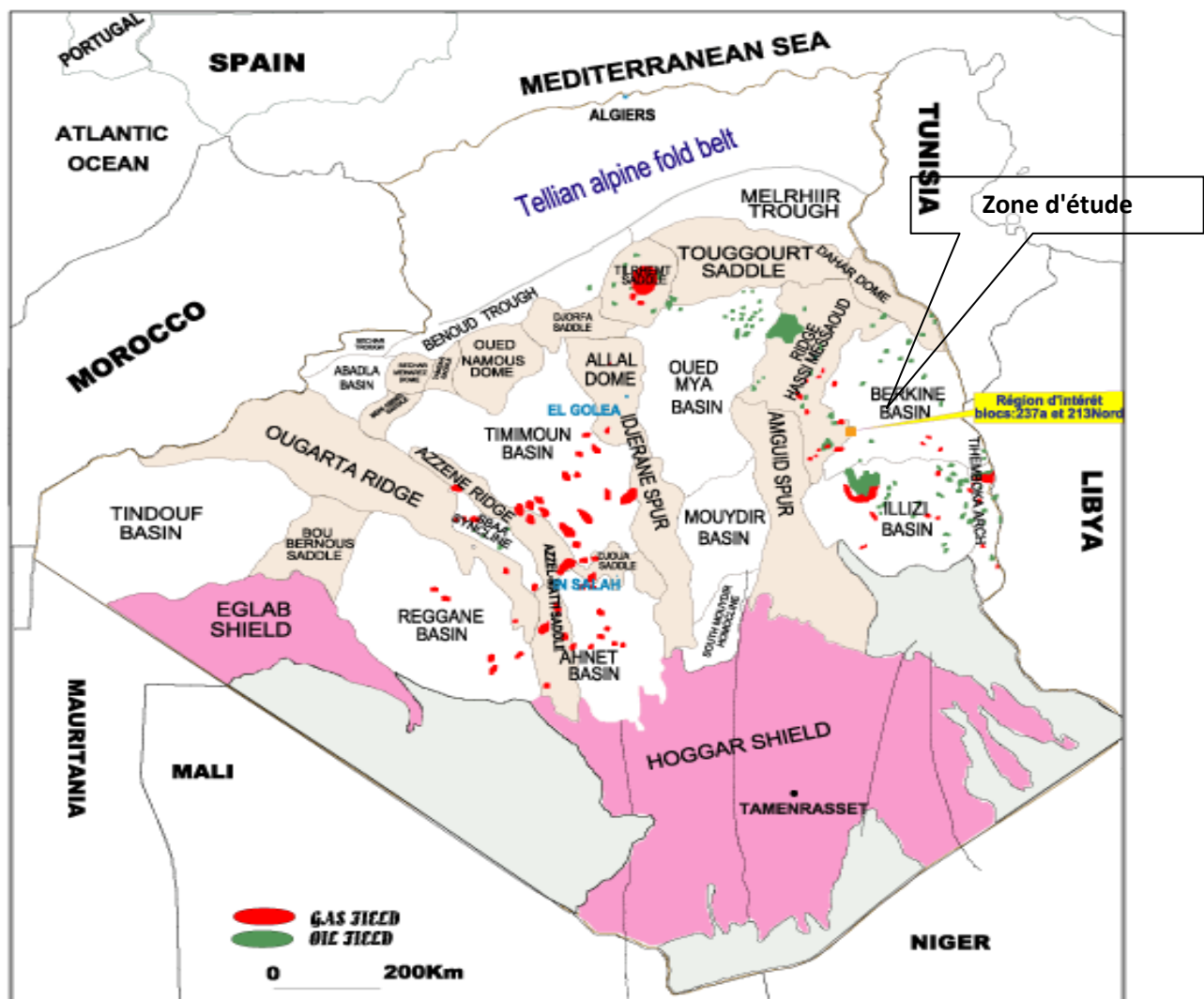


Fig.02: Situation géologique du bassin d'Illizi (Document Sonatrach)

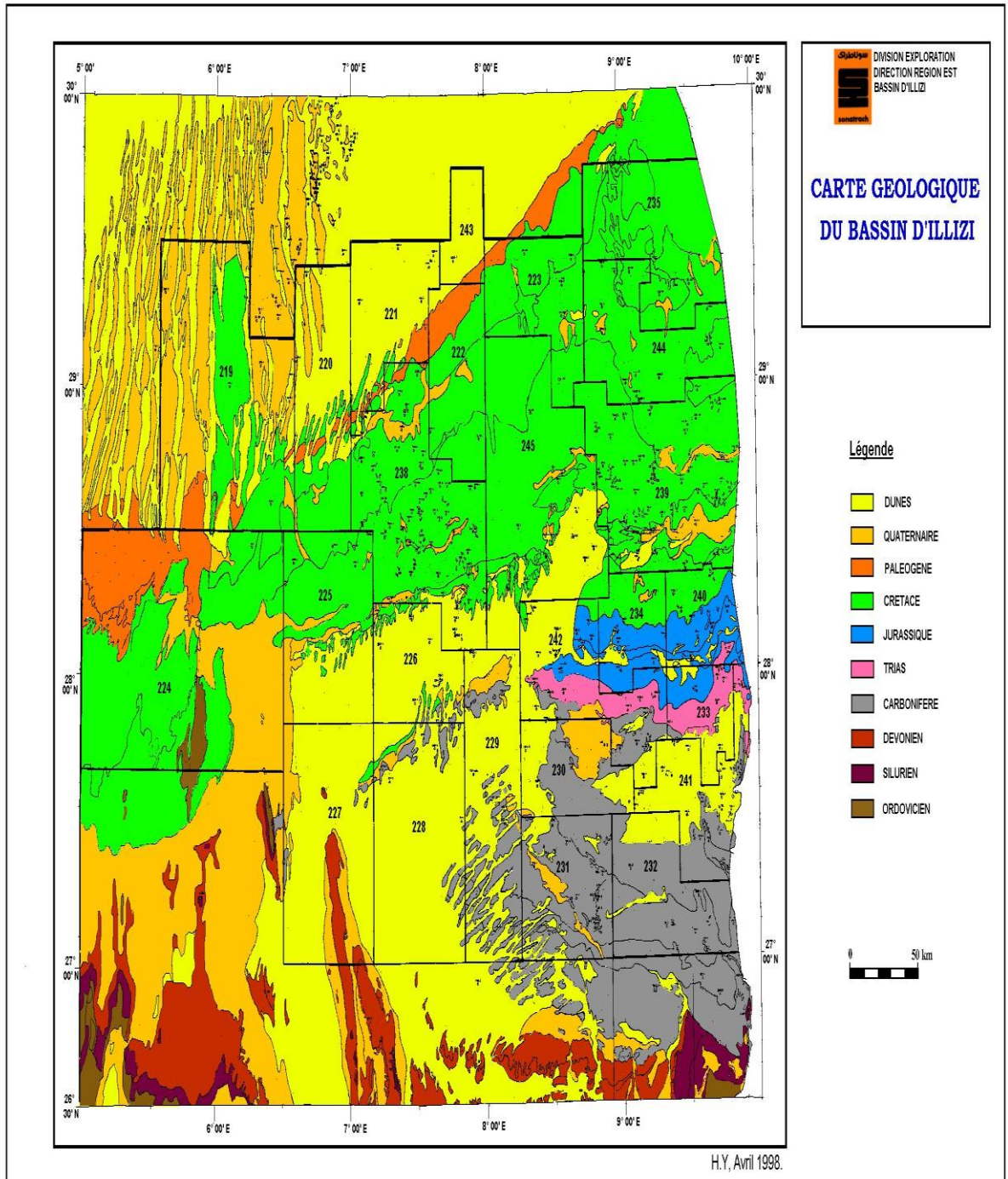


Fig03: Carte géologique dans le bassin d'Illizi (SONATRACH 1986)

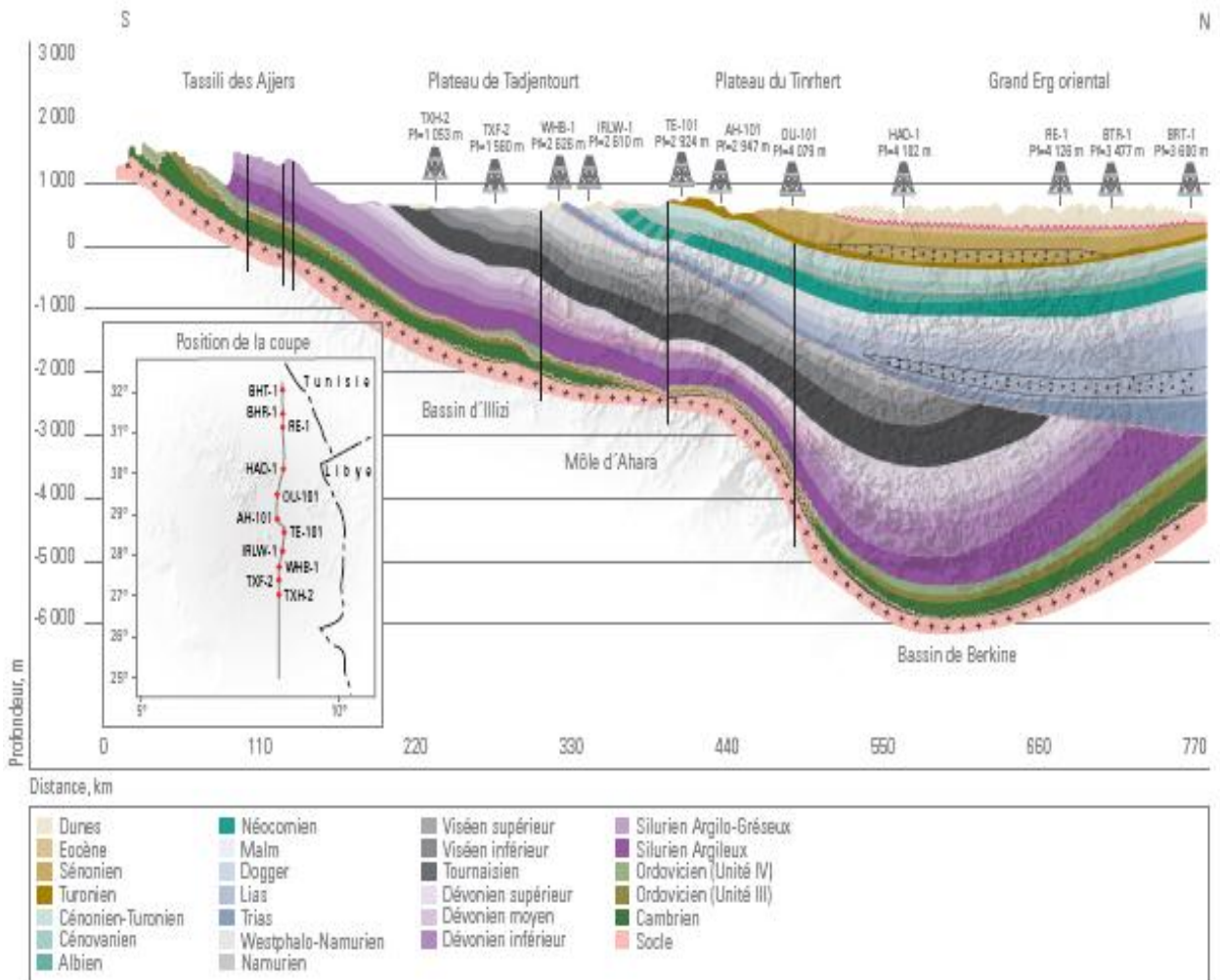


Fig04: Coupe géologique sud/nord du bassin d’Illizi.(WEC2007).

I.6. Structure et Tectonique du bassin d’Illizi

Le bassin d’Illizi ne représente qu’une entité de la plate forme saharienne. Il se range dans la catégorie des bassins intracratoniques stables de type synclise qui se sont formés dans la partie Nord du Gondwana, et comprenant d’Est en Ouest : les bassins de Kufra et de Murzuk (Libye), du Mouydir, de l’Ahnet, de Sbaa, de Reggane et de Tindouf (Algérie) (**Fig. 01**). L’image structurale actuelle est reliée aux différentes phases tectoniques ayant affecté la région depuis le Cambrien jusqu’au Quaternaire. L’individualisation du bassin s’est faite à la fin du Silurien et au cours du Dévonien inférieur.

Le bassin d’Illizi est traversé par des accidents subméridiens pour la plupart panafricains (600 Ma)

Au Nord, cette région est recouverte par le plateau Crétacé supérieur de Tinnert .V Ason extrême sud, les formations paléozoïques offrent des affleurements d’une qualité exceptionnelle sur la bordure septentrionale du Hoggar.

I.6.1. Les principaux éléments structuraux du bassin d'Illizi

Le bassin d'Illizi est constitué d'éléments géotectoniques à grand rayon de courbure (bombement de Tin Fouyé, haut fond de Tihemboka, Monoclinial d'Illizi), il est divisé en une succession de dépressions ou de sillons par une série d'axes majeurs qui sont d'Ouest en Est

- L'axe d'Amguid El Biod qui forme la bordure occidentale du bassin et qui le sépare du bassin de Mouydir à l'Est.
- L'axe de Tan Elak.
- L'axe d'Essaoui Méllene.
- L'axe passant par Maouar Tin Tayart.
- L'axe de Fadnoun.
- L'axe de la Tihemboka.

Les directions de tous ces axes sont proches de la direction N-S. Ils sont accompagnés de failles importantes dues au jeu de failles profondes du socle. Celles-ci sont le prolongement des accidents panafricains qui affectent le socle du Hoggar sur des centaines de kilomètres et qui le

divisent en plusieurs compartiments

Ces failles majeures accompagnées de faisceaux de failles secondaires, ont joué au cours des temps géologiques lors des phases tectoniques successives en affectant la couverture sédimentaire du bassin.

En fonction des directions des failles et de celles des contraintes tectoniques, il y a eu des phases de compression, de distension et de décrochement. La plupart des structures anticlinales de la région sont en relation avec des failles.

Un examen rapide du schéma structural du bassin montre l'individualisation structurale de trois régions en raison des orientations majeures des accidents, de leur densité et de leur continuité :

A l'ouest, la région **d'Amguid El Biod** comprise entre les dépressions Oued Mya - Mouydir (sa bordure Ouest) et le trend englobant le périclinal de Tin Tayart, les anticlinaux d'Elssaouane (Est et Ouest) et celui de Maouar.

Au centre, le bassin **d'Illizi** proprement dit (nettement moins structuré) où se trouve l'ancien môle d'Ahara orienté approximativement E.W, celui-ci est compris entre le trend précédent et la grande zone d'accidents correspondant au trend de Fadnoun.

A l'Est, le môle de **Tihemboka** s'étendant entre le trend du Fadnoun et la frontière Algéro-Libyenne (cette région montre un style structural différent de précédente) est caractérisé par trois directions de failles :

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

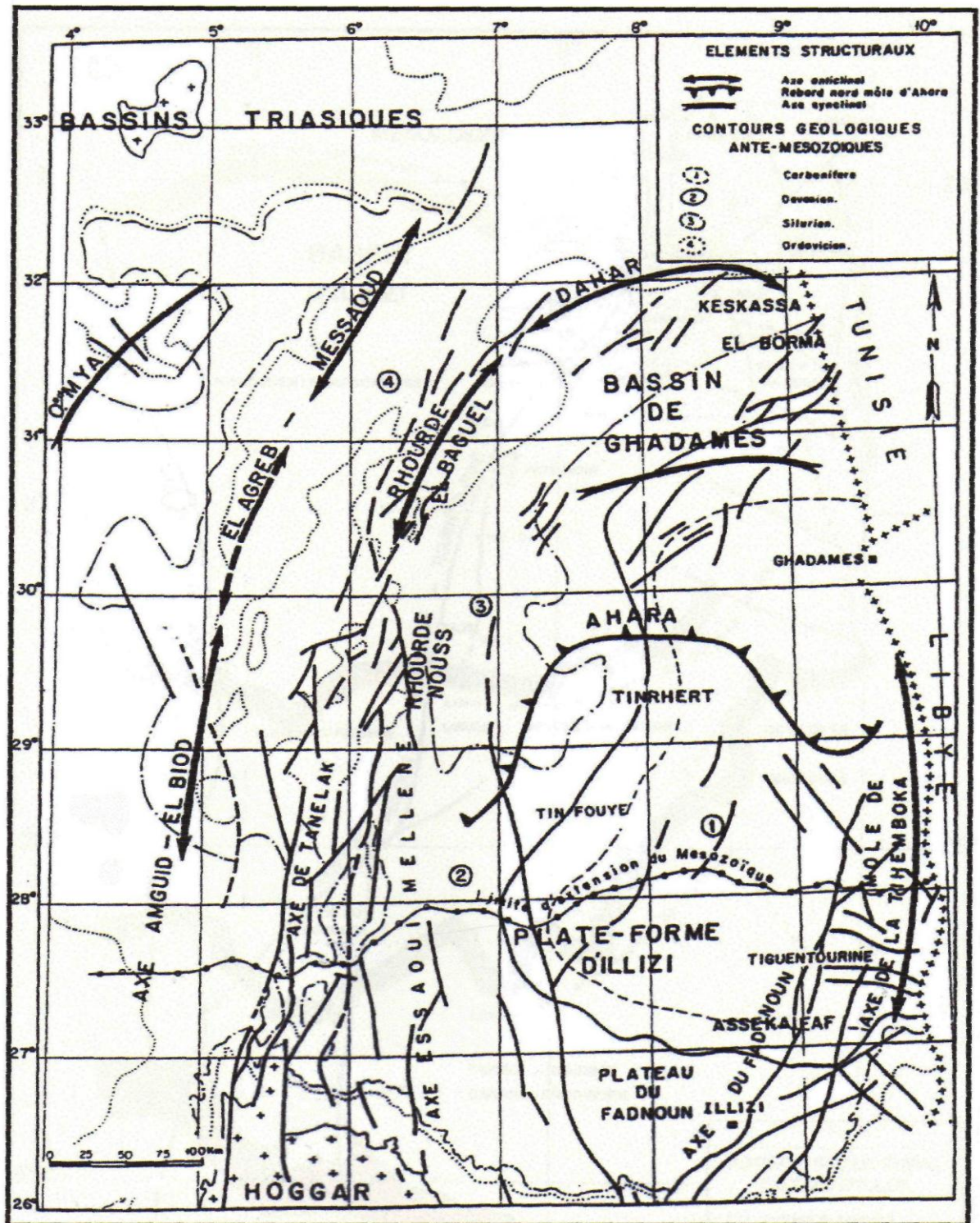


Fig.05: Esquisse structurale schématique de la synclise est-algérienne (SONATRACH, 1971).

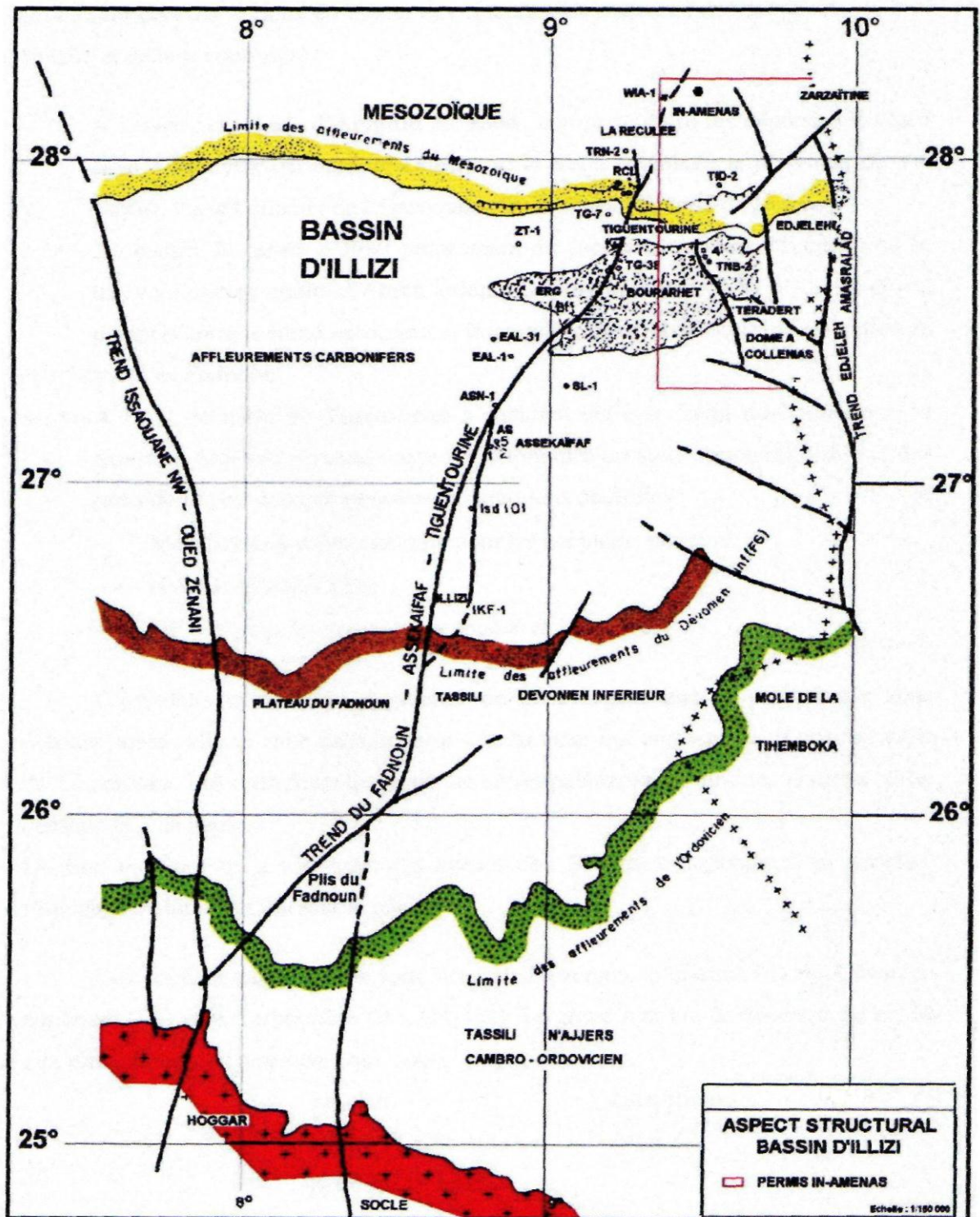


Fig.06: Schéma structural du bassin d'Illizi (Document Sonatrach)

I.6.2. Evolution géodynamique du bassin d'Illizi

Les principaux événements tectoniques qui ont affecté le bassin d'Illizi se sont déroulés: Du Précambrien terminal-Cambrien inférieur : événement panafricain

- A l'Ordovicien supérieur : phase taconique du Silurien supérieur.
- Au Dévonien inférieur : phase calédonienne.
- Au Dévonien supérieur : phase frasnienne .

- Au Carbonifère - Permien : phase hercynienne.
- Au Crétacé inférieur (Aptien) : phase autrichienne.
- Au Tertiaire (Eocène) : phase pyrenienne. (tab. 01)

Ces différentes phases tectoniques, (compressives et distensives) se traduisent sur la sédimentation du bassin par des discordances ou des discontinuités sédimentaires. (Aiouana, A., 1995 ; Aliev et al. 1971 ; Boudjemaâ. A., 1987 ; ECHIKH.K., 1971 ; Skender, M, S et Arab, M., 1996, Beicipe 1975).

I.6.3. Evénements tectoniques anté-hercynien

- **La phase panafricaine**

Elle s'est déroulée 600-500 Ma en créant la chaîne panafricaine, par collision du paléocontinent de l'Ahaggar contre le craton Ouest-africain. La fin de cette phase correspond à une pénéplation de cette chaîne et au début de l'histoire cratonique de la plate-forme saharienne. Le trait structural caractéristique du substratum précambrien est représenté par les grands accidents subméridiens. Ces accidents ont joué à plusieurs reprises durant l'histoire paléozoïque et mésozoïque du bassin et contrôlent les éléments structuraux.

Durant le Cambro-ordovicien, une phase de distension mineure a eu lieu se traduisant par des variations d'épaisseurs et de faciès de part et d'autres d'accidents majeurs du socle.

- **La phase taconique**

Une importante discordance de ravinement glaciaire sépare la formation d'In Tahouite ou Argilo-gréseux supérieur (**AGS, unité III-3**) du Complexe Terminal dénommé Formation de Tamadjert due à la phase taconique qui s'est produite dans tout le Sahara.

Les effets de cette phase, sont amplifiés par les glaciations ordoviciennes. Ainsi, la discordance taconique suivie de l'érosion glaciaire va façonner les bassins sahariens essentiellement méridionaux.

Dans le bassin d'Illizi, ces phénomènes ont engendré des érosions plus ou moins importantes selon les secteurs. Ces variations on une ampleur d'érosions sont influencée par l'architecture structurale héritée de la phase taconique. Le façonnement de la topographie s'est effectué avant et au cours du dépôt du Complexe Terminal (Unité IV) par des érosions importantes qui ont affecté les séries cambro-ordoviciennes et atteignent souvent le socle.

Dans ces vallées se déposeront les grès de bas niveau marin, surmontés par un niveau transgressif d'argiles micro-conglomératiques, et qui correspondent à l'unité IV-2. L'ensemble est scellé par le dépôt de la dalle terminale (Unité IV-3)

Dans la région d'étude, on reste dans le même système de paléovallée bien connue ailleurs, notamment au Sud-Est du bassin d'Illizi, la différence réside peut être dans l'étendue de ces dépressions, beaucoup plus larges et aussi moins complexes dans le détail.

En subsurface, l'effet de la structuration taconique, ne peut être mis en évidence que par l'observation en sondage des dénivelées structurales dans les formations sous-jacentes.

- **La phase calédonienne**

Elle se situe entre le Silurien et le Dévonien inférieur, ses manifestations sont observées au niveau du môle d'Ahara et du haut fond de Tihemboka, où cette phase a joué un rôle primordial dans leur mise en place. Des discordances et une importante érosion est observée durant cette période le long de ces zones hautes. C'est durant cette phase que le

bassin d'Illizi s'est individualisé. On observe aussi une érosion et une interruption de la sédimentation dévonienne le long de l'axe de Fadnoun.

- **La phase frasnienne**

Elle est considérée comme une phase calédonienne tardive, elle se traduit par un non dépôt de sédiments et une érosion profonde au niveau du môle d'Ahara (discordance frasnienne).

- **La phase N 40° d'âge Viséen (Mouvements hercyniens précoces)**

Cette phase se situerait après le dépôt du Dévonien supérieur et au cours du Viséen. Elle interviendra sur la structuration des séries déposées antérieurement de la façon suivante (Beicip, 1975) :

- Formation d'importantes structures le long d'accidents NW-SE favorables à la direction de compression N040;
- Jeu en décrochement le long des accidents méridiens et possibilité de création de plis d'entraînement dans la couverture.

Elle se traduit également par une érosion partielle des sédiments du Tournaisien-Viséen inférieur dans certaines structures locales du haut fond de Tihemboka.

I.7.Aperçu Lithostratigraphique

- **Le Paléozoïque de bassin(le réservoir)**

A) Le Cambrien

Il est constitué par une succession de formation détritique, essentiellement gréseuse.

- **L'unité I:**(conglomérats d'EI Moungar) épaisse de 300m, est principalement formée de lentilles de grès conglomératiques, c'est une série très localisée et représente les derniers termes de démantèlement de la chaîne panafricaine.
- **L'unité II :** sa puissance est de l'ordre de 200 à 300m. Les dépôts de base sont essentiellement des grès moyens à grossiers à stratifications obliques avec quelques graviers et galets de quartz. La partie supérieure de cette unité est représentée par des grès fins à ciment siliceux et épaisse de plusieurs mètres avec des intercalations de minces bancs argilo-silteux ; Ces bancs montrent des traces de bioturbation (Tigillites). L'âge présumé de cette unité est Cambrien.

B) L'Ordovicien

A l'échelle du bassin d'Illizi, l'Ordovicien est subdivisé en quatre unités.

- **L'unité III-1:** son épaisseur est variable, d'âge Trémadoc, elle est représentée par une alternance de grès fins à stratification oblique et de galets d'argile avec des intercalations de niveaux silteux. Elle contient des traces de bioturbations essentiellement des tigillites.
- **L'unité III-2:** formée essentiellement de grès fins à grossiers à ciment siliceux. Le développement du ciment peut donner naissance à de véritables quartzites, avec la présence fréquente de joints stylolitiques et de tigillites. Ce dépôt s'est effectué dans un milieu marin de faible profondeur.
- **L'unité III-3:** elle est d'âge Caradocien, son épaisseur peut atteindre 40 à 200 mètres en moyenne constituée de grès micacés fins à ciment argileux ou siliceux à alternant

avec de rares passées d'argilite ; Cette série passe vers le sommet à des grés grossiers à fins et à stratifications obliques qui s'enrichit en argile vers le sommet.

- **L'unité IV:** son épaisseur est de 100 à 300 mètres en moyenne. Elle est composée de grés et d'argile d'origine glaciaire. Cette formation repose en discordance sur l'unité III-3 ; elle comprend :
 - **L'unité IV-2 :** qui est une série de comblement des paléotopographies façonnées par l'avancement des glaciers est constituée de dépôts variés
 - **L'unité IV-3 :** appelée dalle terminale, elle est essentiellement gréseuse

C) Le Silurien

Le Silurien est composé de bas en haut par les formations suivantes :

Formation de l'Oued Imirhou formée d'argiles à Graptolites d'une épaisseur moyenne de l'ordre de 300 m avec de rares intercalations silteuses ; caractérisée par une série condensée appelée argiles radioactives très fossilifère et très riche en matière organique d'une épaisseur de plus de 30m.

Zone de passage (unité M) : formant le réservoir basal du F6 épais d'environ 100m. Cette unité est constituée d'alternance de grés, d'argile et de silt, les grés sont fins à moyens à stratifications obliques.

Barre inférieure (unité A) du réservoir F6 : il s'agit de grés fins à moyens à stratifications obliques d'une épaisseur moyenne de 30 m.

Talus à Tigillites (unité B) du réservoir F6 : son épaisseur varie de 40 à 50 m.

Cette unité est formée d'alternances d'argiles silteuses et de grés fins argileux associés à des terriers. Les argiles à graptolites s'étendent globalement à l'échelle de toute la plateforme saharienne et fournissent l'une des plus importantes roches mères,

D) Le Dévonien

A l'échelle de la région d'étude il est représenté en général par le Dévonien inférieur d'une puissance de l'ordre de plus de 200 m et sa stratigraphie est comme suit :

- **La barre moyenne (unité C1) du réservoir F6 :** d'âge Gédinien, présente une épaisseur d'environ 50 m. Elle est constituée de grés fins à grossiers à stratifications obliques à entrecroisées.
- **Les trottoirs (unité C2) du réservoir F6 :** d'âge Gédinien, son épaisseur varie entre 20 et 30 m. Elle est représentée par des alternances de grés et d'argile silteuses soulignant un environnement fluvio- estuarien.
- **La barre supérieure (unité C3) du réservoir F6 :** d'âge Siégénien, elle est essentiellement gréseuse, son épaisseur varie de 80 à 100m. Elle est assez caractéristique sur le gamma ray, sa configuration est cylindrique.

Le dévonien moyen et supérieur qui correspondent aux séries de Tin-Meras et de Gara Mas Melouki ne sont représentés d'une manière générale que par le réservoir F2 appelée formation d'Irheme d'âge Strunien. Ce sont de grés fins à moyens passant latéralement à des silts et des argiles de l'ordre de 40 à 70 m.

E)-Le Carbonifère

Dans le bassin d'Illizi le Carbonifère est représenté par une épaisse formation argilo-gréseuse (de 100m environ) qui renferme des roches carbonatées et se termine par des sédiments continentaux. Cette série englobe :

- Le Tournaisien argilo-gréseux.
- Le Viséen argilo-gréseux caractérisé par l'existence de deux chenaux régionaux B₂ B₁₂.
- Le Westphalien représenté à la base par un chenal et une série argilo-calcaire avec une zone à gypse, des dolomies et des bancs oolitiques.
- La série de Tigentourine, constituée par des argiles rouges à gypse.

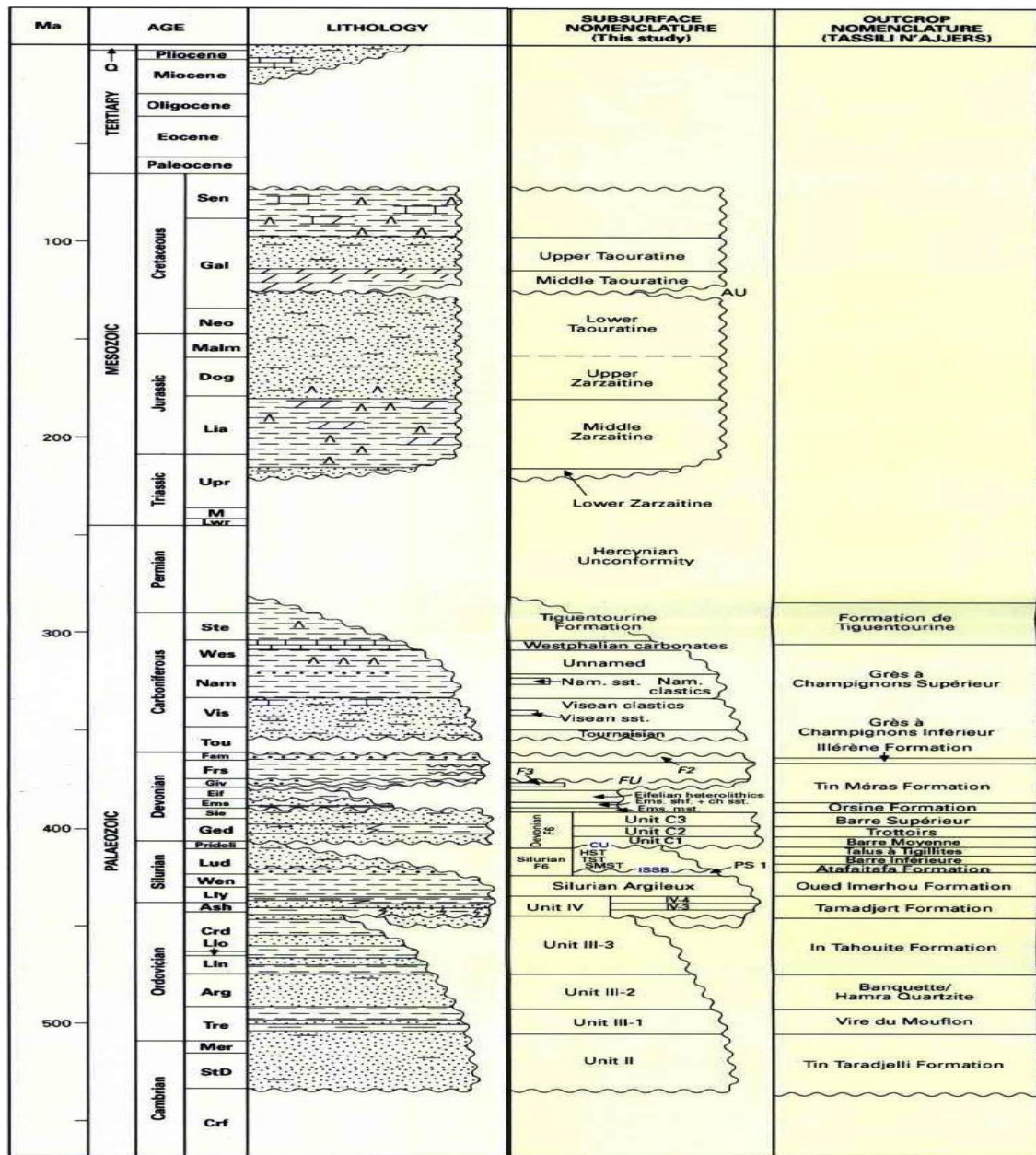


Fig.07: La colonne litho-stratigraphique du bassin d’Illizi (Rapport SONATRACH, Robertson, 2000).

I.8.Présentation du champ de TFT (Tin Fouyé Tabankort)

I.8.1.Situation géographique

La Région de Tin Fouyé Tabankort est située dans la partie Nord-Ouest du bassin d’Illizi, plus précisément à 300 km au Nord - Ouest d’In-Amenas, à 500 km au Sud-est de Hassi – Messaoud sur la route National N°3, à 1300Km d’Alger et dépend administrativement de la Wilaya d’Illizi, les coordonnées Lambert sont :

Longitude : Y1=3110000 Y2=3900000
 Latitude : X1=3100000 X2=400000

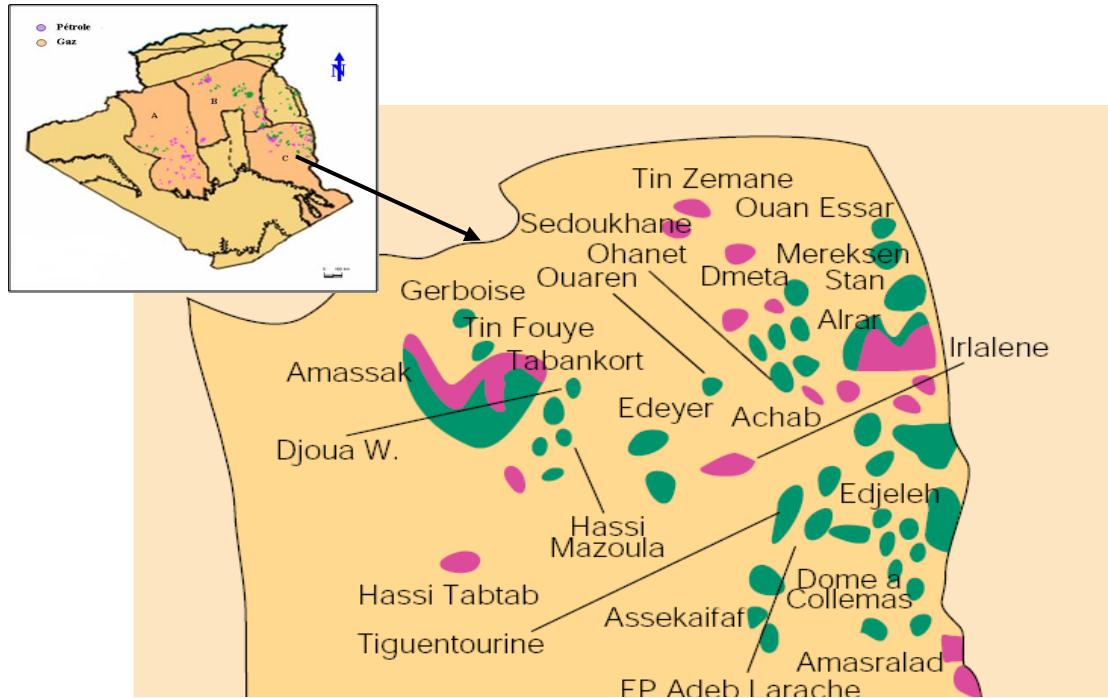


Fig. 08 :Répartition des champs pétroliers du Bassin d’Illizi. (Le Potentiel en Hydrocarbures de l’Algérie 2000).

La région se trouve sur une altitude de 432 m avec une température ambiante qui varie entre 0°C et 45°C durant l’année. La superficie de la région est du 4000Km² environ

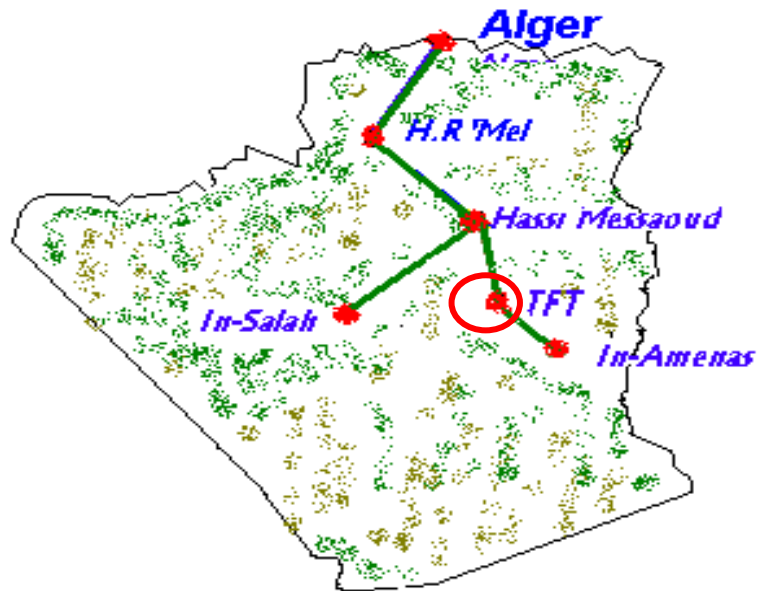


Fig.09:La Situation Géographique de la région Tin Fouyé Tabenkourt.

I.8.2.Situation géologique

Et morphologiquement,TFT puise son origine dans dialecte Touareg, elle se définit comme "rivière digues", signification plausible au regard du relief et configuration de la région.

Du point de vue géologique le gisement de TFT se présente comme un système de compartiments longitudinaux, délimités par des failles transversales par rapport à la direction Est-Ouest du monoclin; le toit du réservoir ordovicien forme un monoclin de direction Est-Ouest et de pendage Nord. La régularité du monoclin est aussi affectée par une série de failles de direction Nord-Ouest à Nord- Nord-Ouest et du Nord-Est à Nord- Nord- Est, par des culminations de la pente structurale.

Des failles dont le rejet atteint 50 à 60 m ont été mises en évidence, dans l'ouest de la structure. Dans la partie Est, le rejet est de 20 à 30 m, dans les régions des champs où les rejets des failles dépassent l'épaisseur de la couche, ces failles représentent des écrans hydrodynamiques.

L'analyse des concentrations au toit de l'ordovicien au mur de la couche productrice prouve que le gisement a une structure divisée en blocs. Les séries sédimentaires sont marquées par deux discordances majeures, la discordance Frasnienne et la discordance Hercynienne. Ces dernières ont engendré la disparition des terrains du dévonien et ceux du Trias.

I.9..Historique et découverte

Les premières découvertes dans la région datent des débuts des années soixante, le premier gisement découvert est celui de TFY au 1961, puis se succédèrent ceux de Hassi-Mazoula Sud et Nord en 1963, de TFY Nord et Djoua en 1966, de TFT Ordovicien en 1968 et enfin ceux de Tamendjelt et Amassak en 1970. Le gisement de TFY est situé au Sud de TFT, l'huile est présente dans l'unité F6 du Dévonien (1300 m) et exploitée par la technique du gaz- lift.

Le gisement d'Amassak est situé à 25 km à l'Ouest Nord Ouest du gisement de TFT. Les réserves du gaz et d'huile sont situées dans l'unité IV-3 de l'Ordovicien (2000 m). Pour leur exploitation on utilise les deux techniques maintiens de pression et gas-lift. Le gisement de Djoua se trouve à l'Est Sud Est de TFT, il produit de l'huile principalement dans le réservoir F6 (l'unité C1 du Dévonien, 1500 m et A-VIII et M1-X du Gothlandien, 1600 m) par pompage électrique. Le gisement de Tamendjelt est situé à environ 6 km au Nord Ouest de TFT, l'huile de son réservoir F6 Dévonien est exploitée par gaz- lift. Les gisements de Hassi- Mazoula Nord, Sud et Hassi- Mazoula B produisent par pompage électrique à partir du réservoir F6.

I.9.1.Historique de production

Le réservoir de TFT ordovicien (2000) produit la plus grande partie de la production de la région. Son exploitation a commencé en novembre 1968. Jusqu'au 1975, les puits forés étaient en nombre de 52, dont 49 producteurs. La surface embrassée par les forages ne présentait que 40% de la surface de TFT, la production d'huile en 1974 a atteint 2634000 tonnes. En raison de la diminution de pression de gisement conduisant à l'épuisement de l'énergie de réservoir, le projet de maintien de pression a été introduit en 1980. Les résultats ont commencés à ce manifester à partir de 1984 où il a été produit 2751651 tonnes, 4976886 tonnes en 1981 et 4410176 tonnes en 1994 et 3504200 tonnes en 1998 et 3987213 tonnes en 2004.

Dans le but d'augmenter le taux de récupération à plus de 25% et de récupérer les gaz torcher, un autre projet est entré en service en 1987 avec la construction de l'usine de

traitement de gaz. Actuellement 400 puits d'huile sont forés dans le réservoir ordovicien de gisement de TFT.

Plusieurs techniques de récupération d'huile ont été utilisées dans la région de TFT : récupération primaire (puits éruptif), et récupération secondaire (gaz lift, maintien de pression par injection d'eau et pompage électrique).

I.9.2. Différents gisements

A. GISEMENT DE TFT

Découvert en 1966 et mis en service en 1967, Le gisement de TFT se présente comme un anneau d'huile, coiffé d'un important gaz cup. Le toit du réservoir Ordovicien forme un monoclinale de Direction Est - Ouest et de pendage Nord.

L'Analyse de la carte en isobathes au toit de l'ordovicien et au mur de couche prouve que le gisement a une structure divisée en blocs.

Le mode de drainage s'effectue par expansion des gaz dissous et du gaz cup. L'injection d'eau à partir de 1981. Le gisement est exploité actuellement en partie par gaz-lift.

B. GISEMENT D'AMASSAK

Découvert en 1970 et mis en service en 1974, Le gisement d'AMASSAK est situé à 25 km à l'Ouest - Nord Ouest du gisement de TFT.

Le réservoir ordovicien se présente comme un monoclinale pente vers le Nord - Est et recoupé par plusieurs accidents subméridiens; ces accidents jouent le rôle de limite de compartiments de l'accumulation d'huile. Il a été mis en évidence de l'huile et du gaz dans l'unité IV-3 de l'ordovicien qui est le principal réservoir de cette zone.

C. GISEMENT DE DJOUA

Découvert en 1966 et mis en service en 1968, Le gisement de DJOUA situé à 30 Km au Sud Est de TFT, se présente sous forme d'un anticlinal allongé Nord/Ouest - Sud/Est affecté par une faille de même direction.

Il produit de l'huile principalement dans le réservoir F 6 (unités C1, A- VIII et M1-X) par pompage électrique.

D. GISEMENT DE TAMENDJL

Découvert en 1970 et mis en service en 1974, Le réservoir de TAMENDJELT, situé à environ 6 km au Nord - Ouest de TFT se présente sous forme de deux unités structurales majeure séparées par un grand accident composé d'une série de failles en relais; du Sud au Nord on distingue :

- Un anticlinal

- Un monoclinale plongeant vers le Nord - Ouest.

L'exploitation du réservoir F 6 se fait par gaz-lift.

E. GISEMENT DE HASSI MAZOULA NORD

Découvert en 1958 et mis en service en 1965, Le réservoir dévonien F6 se présente comme un anticlinal aplati et légèrement allongé du Sud - Sud / Est au Nord - Nord / Est, il est lié à l'accident majeur « Mazoula - Belouda ».

L'exploitation du réservoir F6 se fait par pompage électrique.

F. GISEMENT DE HASSI MAZOULA SUD

Découvert en 1963 et mis en service en 1966, Le gisement de HMZ - SUD se présente sous forme d’anticlinal limité par deux failles à l’est et à l’ouest dont les rejets sont de l’ordre de 100 m. Actuellement, seul le réservoir F6 produit de l’huile par pompage électrique.

G. GISEMENT DE HASSI MAZOULA « B »

Découvert en 1966 et mis en service en 1967, Le gisement de HMZ B se présente sous forme d’un anticlinal allongé Nord - Sud et dont le flanc oriental est faillé. La fermeture structurale est d’une trentaine de mètres et son aire de 4,4 Km².

Il a été mis en évidence par la présence d’huile dans le réservoir F6 et du gaz dans le réservoir ordovicien.

**les douze (12) périmètres d’exploitation
de la direction régionale de TFT:**

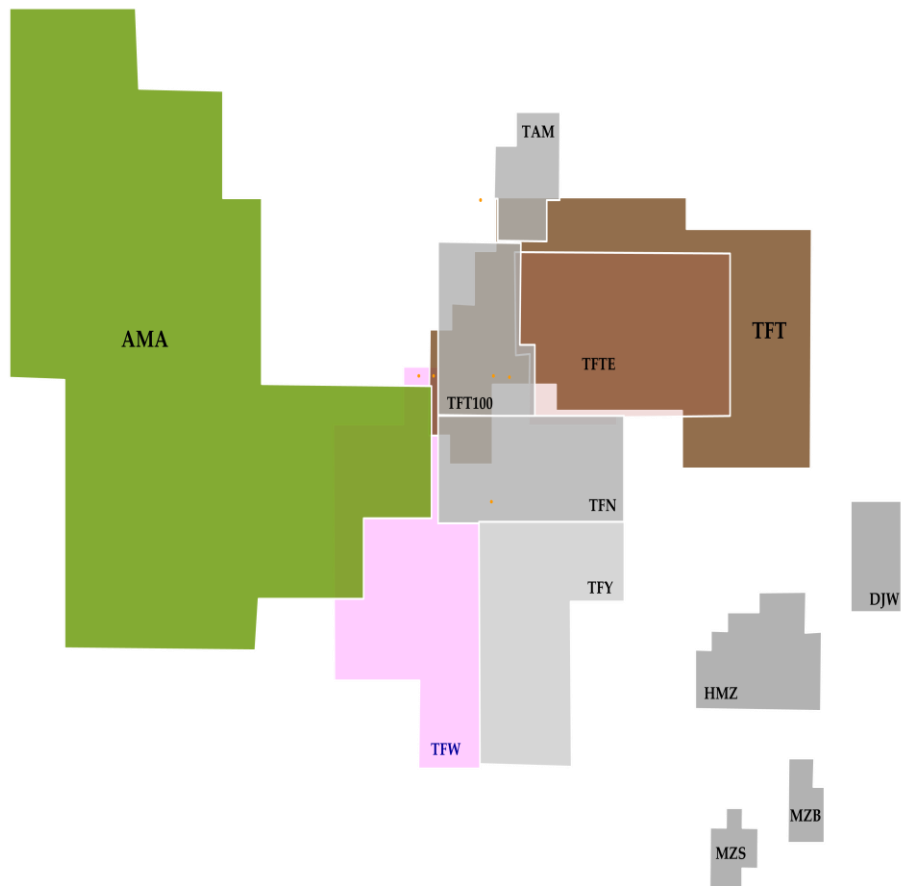


FIG:10 :CHAMPS DE LA DIRECTION REGIONALE TFT(Document Sonatrach).

CHAMPS DE LA DIRECTION REGIONALE TFT

CHAMPS	DATE DE DECOUVERTE	DATE DE MISE EN SERVICE						
SECTEUR SUD								
TIN FOUYE	1961	1963						
HASSI MAZOULA SUD	1963	1966						
HASSI MAZOULA B	1966	1967						
TIN FOUYE NORD	1966	1966						
HASSI MAZOULA NORD	1958	1965						
SECTEUR NORD								
TFT ZONE 100	1966	1967						
DJOUA OUEST	1966	1968						
TFT ORDOVICIEN	1967	1968						
TFT ZONE EST	1968	1968						
TAMENDJELT	1970	1974						
AMASSAK	1970	1974						
	RESERVOIR	PROF.(moy) (m)	H.total (m)	H.util (m)	porosite (%)	Perm. (K) (md)	P.G actuel (Kg/cm2)	P.G INITIAL (Kg/cm2)
TFT - ORDO	Ordovicien	2050	25	15	8,7	60	165	202
TFT -DEVO TFN	Devonien	1400	50	15,5	19,5	560	115	130
TAM - ORDO	Ordovicien	2125	19	13	9	80	198	209
TAM -DEVO	Devonien	1550	13	9,5	17,9	380	136	145
AMASSAK	Ordovicien	1970	16	13	9	60	183	202
DJOUA	DEVO - III	1688	46	20	15	80	150	170
	DEVO -VIII	1805	55	15	15	80	166	177
	DEVO - X	1915	51	10	15	80	171	180
TFY	Devonien	1300	60	24	17,5	525	115	126
HMZ. Nord	Devonien	1560	5	3,5	17,4	15	144	146
HMZ .Sud	Devonien	1350	100	24	14,3	60-450	125	138,5
HMZ .B	Devonien	1500	19	9,5	17,3	80	142	146

Tableau2: CARACTERISTIQUES DES RESERVOIRS DES CHAMPS DE TFT

Chapitre II
***L'environnement
glaciaire actuelle***

II.Introduction

Distribution des glaciers sur Terre :

- **Systèmes des hautes latitudes (ice sheets, inlandsis) ex :** Antarctique. Banquise flottante (ice shelf) Iceberg. (Peu de matériaux sédimentaires. La glace est propre car faible surface de contact avec le substrat rocheux.)
- **Systèmes glaciaires de montagne :** Glaciers alpins (Zones d'accumulation [les précipitations ne s'effectuent quasiment que sous forme de neige s'accumulent et tendent à augmenter l'épaisseur de la glace]de transport et d'ablation[fusion plus importante que l'accumulation. La glace présente n'est due qu'à l'écoulement du glacier – bandes de Forbes visible sur la mer de glace par exemple]. Production sédimentaire beaucoup plus grande que celle des glaciers polaires.
- **Systèmes glaciaires intermédiaires :** calotte réduite et champ de glace.

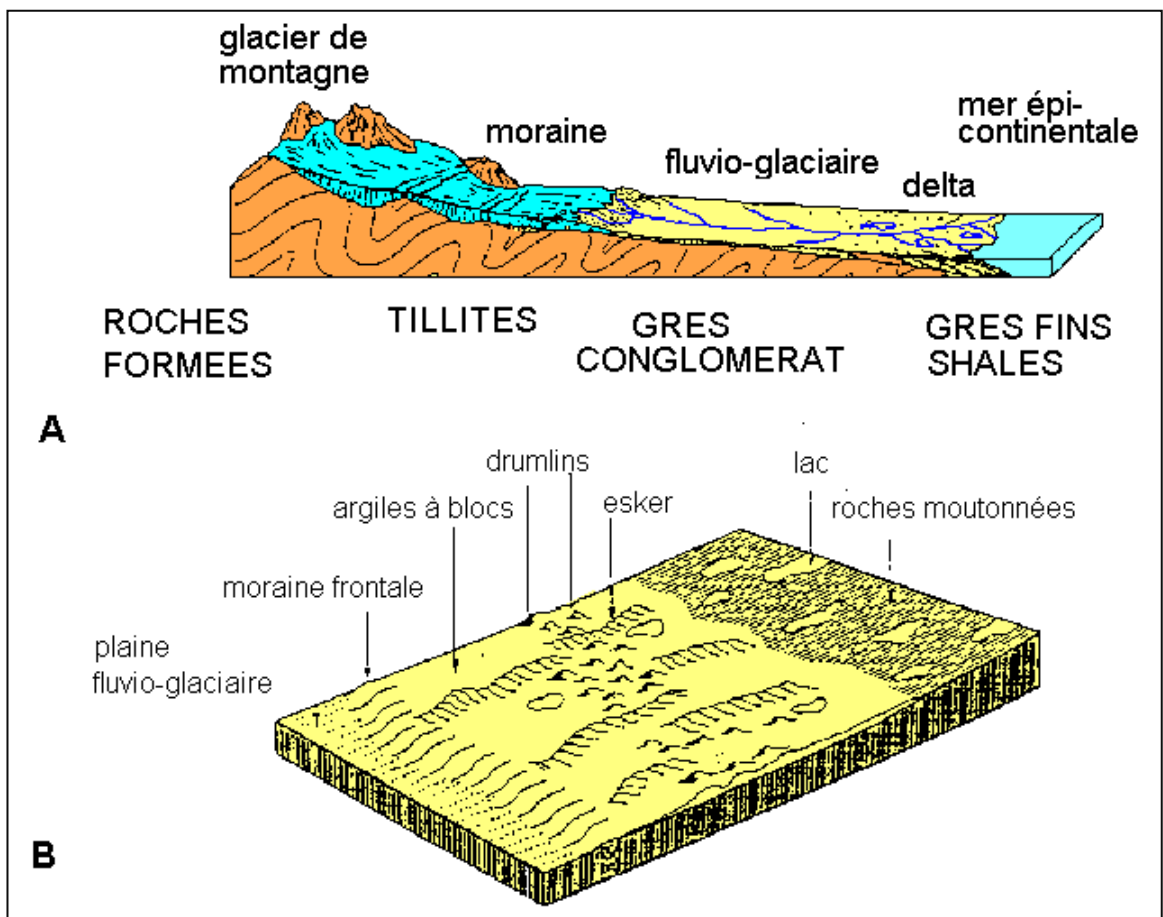


Fig11:Les deux figure (AetB) représenté Le Système général glaciaires.(d'après l'internet)

II.1.Caractères généraux des dépôts glaciaires (tills-moraines)

Le terme moraines est plutôt un terme morphologique, le terme de tills est plutôt génétique

A. Classement granulométrique faible

- Figure : fréquence = f(diamètre des grains). Coexistence de bloc de grosse taille et de petites tailles. S'atténue lors de remaniements par les eaux de fonte, en contexte fluvio-lacustre ou fluvio-glaciaire. Présence de farine glaciaire
- Transport non sélectif. Comparaison granulométrique avec les dépôts fluviaux et éoliens.
- L'altération chimique est faible

B. Structures sédimentaires rares

- Peu d'organisation structurale due à un transport non sélectif et porté. L'organisation en lits classés apparaît progressivement lorsqu'on s'éloigne du front du glacier sous l'influence des eaux de fonte.
- On peut montrer des photos ou des diapos

C. Constituants plus ou moins émoussés et nature pétrographique variée

- Diversité d'histoire des sédiments (polissage plus ou moins important). Emoussé léger mais graduel au fur et à mesure qu'on s'éloigne du front.
- Origine diverses, notions d'érosion glaciaire (manière passive par cryoclastie ou recrutement, active par abrasion [lime à ongle] ou délogement [la pression exercée par la glace sur les aspérités permet l'arrachage de ces aspérités]), provenance des sédiments étudiés dans une moraine.
- Exercice : on retrouve diverses roches dans une moraine. Estimation relative de la distance (polissage) et comparaison avec la carte géol. On retrace ainsi les mouvements de retrait des glaciers lors des dernières glaciations.
- Les glaciers sont à la fois des entonnoirs, recrutant des sédiments d'origine diverses, et des agents de transport et d'érosion qui modifient les sédiments.

II.2. Les divers types de tills**A. Génération des tills et variations des environnements de dépôts**

- **Variabilité des facteurs d'érosion:** type de glacier (calottes-inlandis ou glaciers alpins), épaisseur du glacier, nature du substrat (érosion plus importante avec un substrat tendre ou avec un domaine rugueux)
- Selon la disposition par rapport à la glace (base du glacier, marge latérale ou frontale), selon la disposition du glacier (progression/régression), selon la proximité du glacier et ses interactions

B. Dépôts glaciaires en domaine continental (till s.str.)

- **Tills de fond :** mis en place à la semelle du glacier en contact avec le substrat. Accumulation par abandon de matériaux à la base de la masse glaciaire en mouvement. Irrégularités topo : creux piègent les matériaux (d'un côté ils sont compacts à cause de la pression de la glace, de l'autre, ils sont meubles). Matrice ne mais forte hétérogénéité granulométrique. Galets striés en forme de fer à repasser. Poids de la glace compression et donc bonne cohésion du matériau. Le tout est accompagné de plis et de failles synsédimentaires. On peut distinguer dans les tills de fonds les tills de plaquage (les forces de friction entre le glacier et le substratum

provoque l'enchâssement des matériaux dans le sous-bassement, les tills de fonte sous pression (la pression de la glace peut entraîner sa fusion partielle à sa base qui libère une partie des éléments pris en base de glaces ; ces derniers peuvent présenter un litage sédimentaire et des failles syntectoniques) et les tills de dislocation qui exploitent les fractures préexistantes pour le détachement de blocs. Ces tills présentent des traces de cisaillement

- **Tills d'ablation** : accumulation de matériaux lors de la fonte sur place à la périphérie du glacier ou lors de sa décrépitude. Souvent superposés aux tills de fond mais moindre compaction et pauvreté en matrice fine entraînée lors de la fonte. Sédiments meubles, localement stratifiés. Moraine frontale avec ride de poussée.
- **Tills subaquatiques** : se déposent au contact d'un front glaciaire avec une masse d'eau marine ou lacustre. Faciès typique hétérométrique et faciès d'eau calme marquée par l'abondance de fractions fines litées, des figures de fluage et de turbidité. Dépôt soit à la base du glacier quand il se décolle de son substrat par flottaison, soit par lâchage de matériaux dans l'eau (dropstones)
- **Alternance avancée et retrait glaciaire !séquence sédimentaire** : l'avancée montre une superposition de tills avec une stratification pendant vers l'extérieur et la mise en place possible de structures tectoniques en inverse. Si le glacier recule, on a une succession de structures effondrées.

C. Dépôt paraglaciale en domaine continental

- **Dépôts proximaux** : eskers (50m de large, plusieurs km de long, 20m de haut), kames, drumlins (2 à 3 km de long, 1km de large et 20-30m de haut)
- **Dépôts distaux** : complexes fluviaux glaciaires et glacio-lacustres (varves: clair - sables déposé en été lors de la fonte des glaciers/ sombre : silt avec argile et matière organique)
- Deltas grossiers et festonnés avec une zone de progradation inclinée à cause de l'apport glaciaire et des couches sommitales horizontales du au niveau du lac. Variabilité des processus avec diversité des milieux de dépôts dans des environnements distincts. Faible taux de préservation pour l'ensemble des roches peu indurées et soumises à une très forte érosion (on peut introduire la notion de "cryokarst").

II.3 Les dépôts glaciaires au regard du géologue

A) Les dépôts glaciaires permettent de reconstituer les paléoclimats

Etude de la carte topographique du Mont Blanc (1/25000) : un retrait de la mer de glace à l'échelle du siècle montré par la hauteur des moraines latérales. On peut choisir de calculer une valeur de réchauffement climatique (très en vogue : remontée de la mer entre 1850 et l'actuel de 300m. Le gradient est d'environ 0,6°C/100m donc le PAG est plus froid de 1,8°C. réf: (<http://tristan.ferroir.free.fr>).

Chapitre III
Synthèse des données
Sédimentologique

III. Révision des corrélations et du modèle sédimentaire des dépôts

III.1 Série préglaciaire : unité III, formation d'In Tahouite

La série préglaciaire est bien conservée dans l'ensemble. La figure 10 montre une corrélation NNW-SSE dans la longueur du champ. Seule la vallée glaciaire Sud entaille sensiblement cette série.

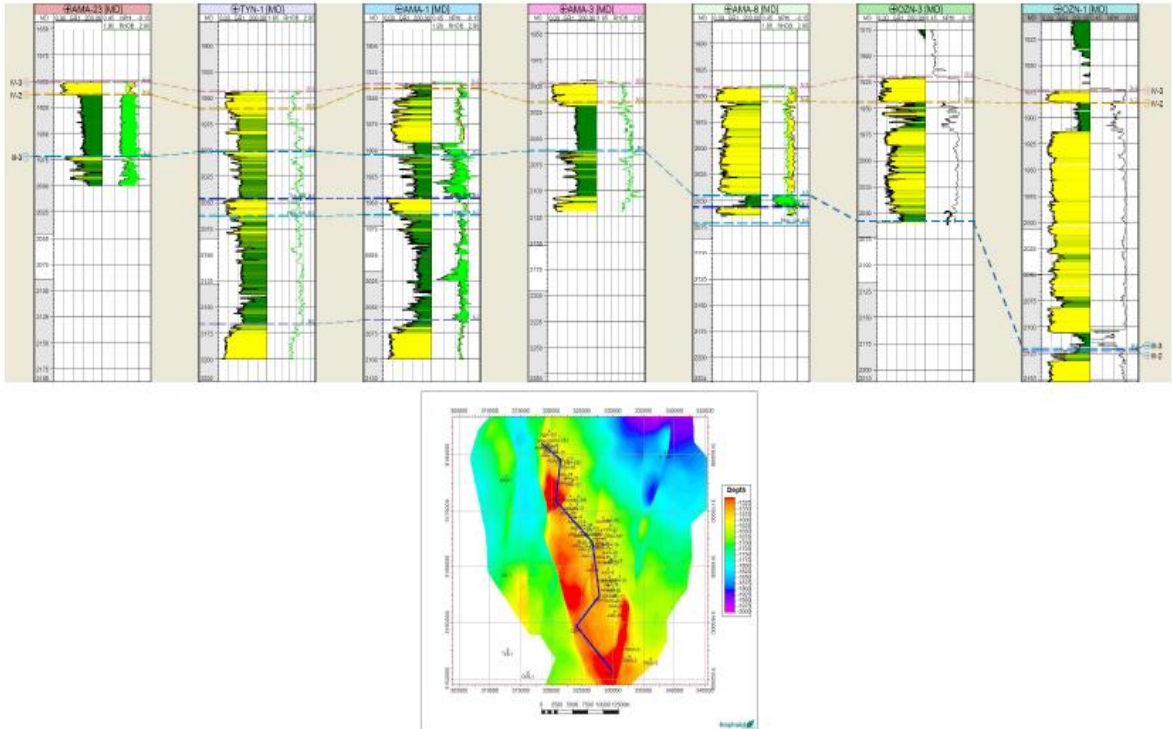


Fig.12: Corrélation NNO-SSE à travers le champ – plan de position: carte profondeur (m) du toit de l'Ordovicien (d'après l'étude géophysique de 2004).

Les puits des zones nord et centrale du champ traversent généralement une série relativement isopaque.

Les puits aux carottages les plus importants (AMA-1, 2 et 3) calibrent l'unité III-3 dans sa quasi totalité.

L'unité sous-jacente, le III-2, (sous jacente) est calibrée localement par les diagraphies de certains puits: la dernière unité est aquifère sur l'ensemble du champ, l'unité III-3 a été subdivisée en trois intervalles : un intervalle gréseux produit en particulier par AMA-1, et les intervalles sus et encaissant sont principalement de nature argileuses.

III.2. Environnements de dépôt

Cette unité III-3 a été décrite par le passé (Réf. 5) comme une succession de parasequences progradantes marines comportant des faciès déposés en milieu marin (offshore inférieur à shoreface supérieur). Les figures 11 à 1-18 présentent la succession des faciès rencontrés dans

cette unité à AMA-3 avec les logs composites (réponse diagraphiques) et des photos de carottes réalisées lors de une étude en 2004. Une interprétation en termes d'environnement de dépôt est aussi présentée en commentaire. Ce puits calibre le toit de l'unité III-3, du réservoir à la base de l'érosion glaciaire.

Les observations majeures sont :

III-3 Inf. Les faciès localisés sous la base du réservoir III-3 sont principalement argileux. Intercalée de quelques passées gréseuses. Elles présentent souvent des structures HCS (Hummocky Cross Stratification) et peu de bioturbations. Ces caractéristiques peuvent traduire un environnement de dépôts d'offshore supérieur.

Unité réservoir

A La base du réservoir une transition entre des faciès d'offshore à des faciès de shoreface à HCS. Ces faciès sont peu épais et laissent rapidement place aux grès à tigillites. Ces grès sont généralement interprétés comme des dépôts de "sand-flats" d'environnement estuarien. Localement, des faciès plus argileux s'intercalent entre les grès à tigillites (figure 12).

Ces faciès sont similaires à ceux trouvés sous le réservoir III-3, mais ils sont plus bioturbés et déformés. Il peut s'agir de faciès de type "wavy" à "lenticular bedding" associés à l'environnement tidal. Il s'agit de dépôts de "mud-flats".

On observe donc des éléments caractérisant le domaine tidal. Cette observation est importante puisque l'orientation des corps sédimentaires sera donc plutôt transverse à celle des corps attendus dans les paraséquences d'offshore à shoreface.

Le toit du réservoir III-3 est marqué par une transgression. On observe des dépôts carbonatés bien marqués sur le log de densité. A AMA-3 (figure 13), ils semblent correspondre à un niveau coquiller (bancs à lingules semblables repérés régionalement, connu.).

Toit du III-3

Un banc repère est présent à la base de cet intervalle, 5m au-dessus du toit du réservoir.

Il s'agit d'un niveau riche en fer, rouge, très marqué sur le log de densité (figure 14)

Ce dépôt peut correspondre à un niveau condensé .

Le toit du III-3 comprend au moins trois paraséquences avec des successions de faciès argileux d'offshore inférieur à supérieur (bancs centimétriques à HCS) vers des faciès de shoreface à HCS plus épais (bancs pluri décimétriques à HCS), et parfois des faciès à litages d'angle faibles interprétables comme des dépôts de foreshore. Les bancs sont souvent bioturbés .

La dernière paraséquence est particulière puisqu'on observe à son sommet des bancs de carbonates (figure 17) très marqués sur le log de densité.

Sommet de l'unité III-3 – faciès carbonatés, possibles remaniements glaciaires (AMA-3)

Ils sont régionalement décrits comme des niveaux à bryozoaires .L'observation de détail de ce t'intervalle soulève quelques questions d'interprétation puisque certains bancs gréseux sous-jacents présentent des bioturbations non verticales ainsi que des intra clastes pluri centimétriques très anguleux (figure 18).

Ces derniers dépôts (5-6 derniers mètres sommitaux) sont situés sous les argiles microconglomératiques de la série glaciaire.

Les bases de séquences glaciaires sont généralement associées à d'importantes déformations structurales et de fréquents remaniements des séries préglaciaires (Réf. 14,Réf. 2). Dans ce contexte on peut se demander si les dépôts observés sous la base de la série glaciaire sont en place ou non. Dans les corrélations, les dépôts de carbonates ont généralement été inclus dans l'intervalle glaciaire. Leur manque de corrélation et leurs médiocres propriétés pétrophysiques (peu d'échantillons Phi-K disponibles) n'ont pas justifié une modélisation explicite dans le modèle géologique où ils sont donc intégrés à la base de l'intervalle IV-2, et modélisés comme un rock-type non réservoir, au même titre que les argiles microconglomératiques.

III.3.Corrélations et variabilité latérale:

Quelques corrélations dans l'unité III-3 sont présentées sur les planches 19 à 22.

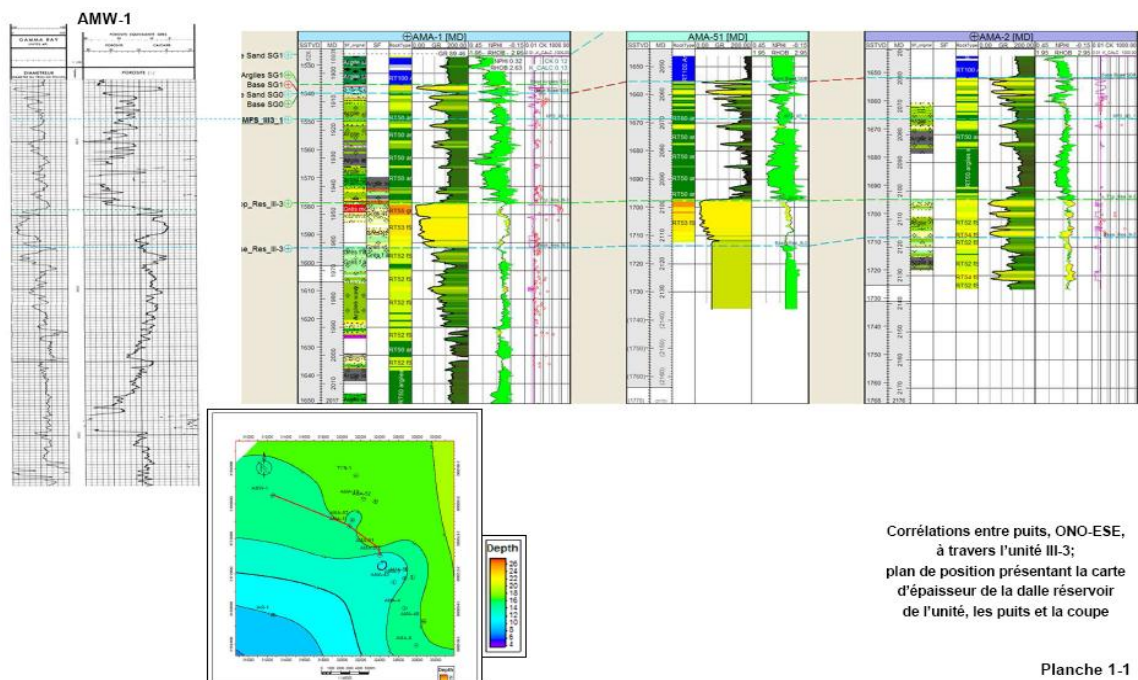
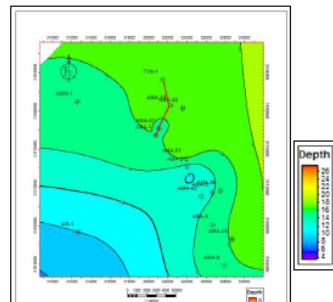
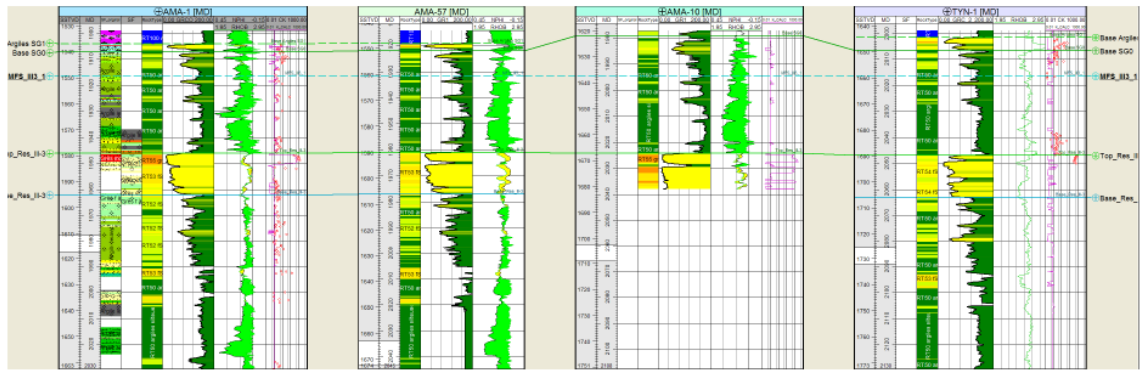


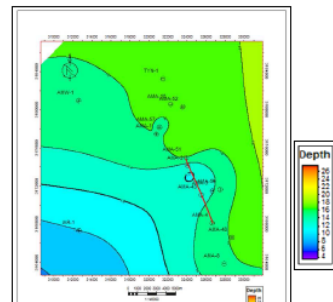
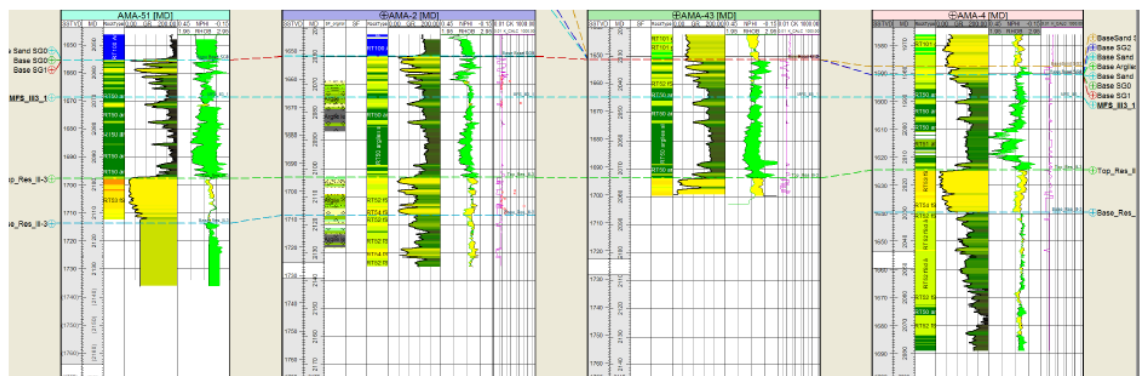
Fig.13:corrélation entre puits ONO-ESE à travers l'unité III-3(d'après Beicip 2004).



Corrélations entre puits, SSO-NNE, à travers l'unité III-3; plan de position présentant la carte d'épaisseur de la dalle réservoir de l'unité, les puits et la coupe

Planche 1-2

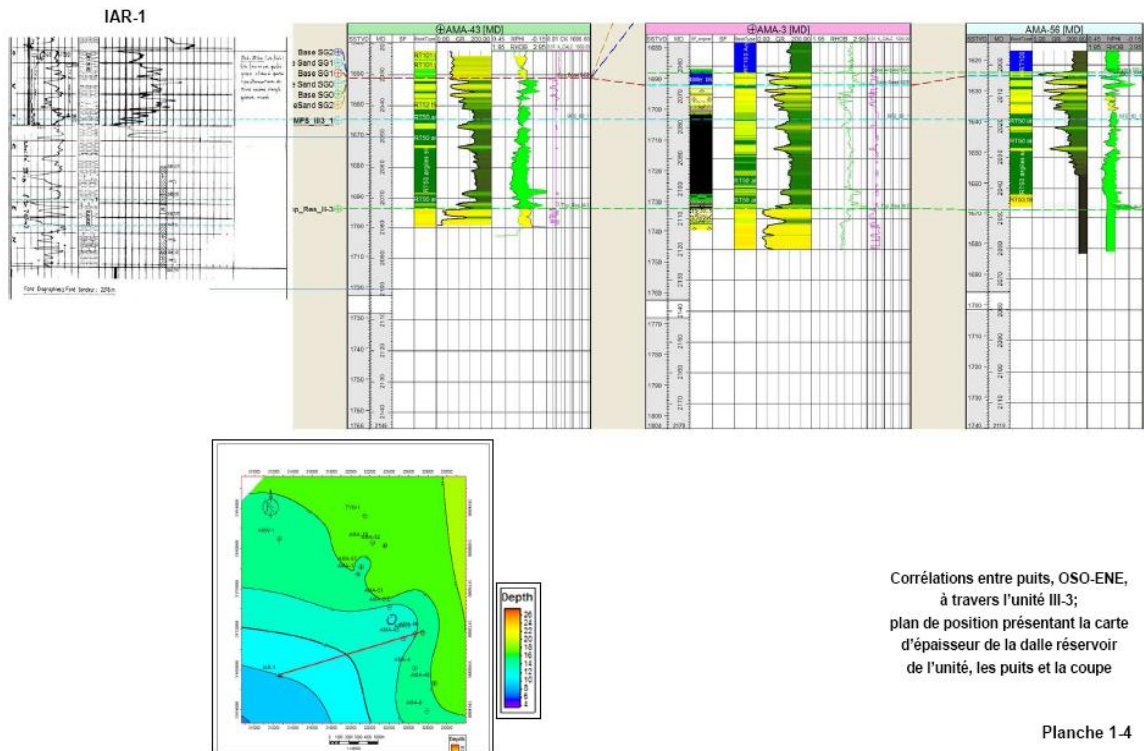
Fig.14: corrélation entre puits SSO-NNE à travers l'unité III-3(d'après Beicip 2004).



Corrélations entre puits, NNO-SSE, à travers l'unité III-3; plan de position présentant la carte d'épaisseur de la dalle réservoir de l'unité, les puits et la coupe

Planche 1-3

Fig.15: corrélation entre puits NNO-SSE à travers l'unité III-3(d'après Beicip 2004).



Corrélations entre puits, OSO-ENE, à travers l'unité III-3; plan de position présentant la carte d'épaisseur de la dalle réservoir de l'unité, les puits et la coupe

Planche 1-4

Fig.16: corrélation entre puits OSO-ENE à travers l'unité III-3(d'après Beicip 2004).

Une horizontalisation a été réalisée sur une surface d'inondation maximale mineure d'une des paraséquences du toit de l'unité III-3, souvent forée par les puits, à la différence de la surface d'inondation maximale majeure située au-dessus de la dalle réservoir III-3. Les paraséquences sont très bien corrélées ce qui suggère une grande extension des dépôts gréseux.

Dans le réservoir III-3 on remarque deux éléments importants. Tout d'abord, d'excellents faciès réservoirs calibrés à AMA-1 peuvent apparaître au toit du réservoir. Il pourrait s'agir de dépôts de chenaux tidaux (Réf. 18). Leurs propriétés pétrophysiques (porosité perméabilité) sont nettement supérieures à celles des grès à tigillites ou à HCS, et de l'ordre de grandeur des meilleurs faciès de la dalle terminale glaciaire (perméabilité de la centaine de millidarcys). On voit malgré tout qu'ils restent très localisés. Aussi, AMA-2 et IAR-1 montrent un intervalle réservoir III-3 nettement dégradé en comparaison des calibrations habituelles. A AMA-2, les faciès argileux correspondent aux faciès de "mud-flats" décrits à AMA-3. Il s'agit là aussi d'une hétérogénéité inhérente au système tidal estuarien dont il conviendra de bien tenir compte lors de la modélisation.

III.4:Série glaciaire : formation de Tamadjert

III.4.1:Concepts Sédimentologique sur les dépôts glaciaires

L'interprétation du milieu de dépôt des sédiments d'origine glaciaire a toujours soulevé de nombreuses discussions.

Dans les années 1970, certains auteurs (Beuf, Biju Duval, Réf. 2, Réf. 12) les interprétaient comme des dépôts plutôt continentaux fluviaux à lacustres. Plus récemment, de nombreuses figures sédimentaires caractérisant les dépôts clastiques glaciaires ont été interprétées comme étant d'origine turbiditique. Cette interprétation a étayé le concept de delta pro-glaciaire qui décrit l'organisation des dépôts gréseux au front des glaciers lors des épisodes de fonte.

L'observation des dépôts de glaciers récents sur le terrain (Canada, Réf. 1), ou par de la sismique haute résolution et carottages ,permettent de caractériser la succession des dépôts glaciaires dont la nature va fortement varier suivant la position dans le cycle glaciaire (glaciation ou fonte).

Les empreintes régionales laissées par les phases de glaciation sont variables. On mentionne généralement les vallées glaciaires (largeur de 5 à 10km, longueur de plusieurs dizaines de km et profondeur de 50 à 200m), et les vallées en tunnel de taille plus restreinte (largeur de 1 à 3km, longueur variable et profondeur de 50 à 150m).La figure23présente un exemple de vallée glaciaire à l'affleurement

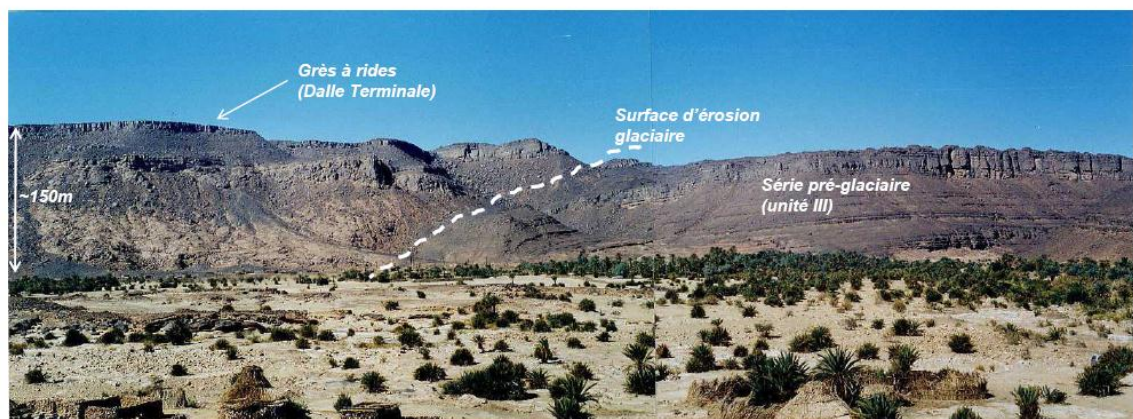


Fig17: photo de Exemple de vallée en tunnel dans le paysage (Iherir, SO du bassin d'Ilizi, modifié d'après Hirst, 2002)

On distingue aujourd'hui les dépôts plutôt liés à la phase de glaciation de ceux de la fonte. Lors de la glaciation, le glacier érode principalement les dépôts sous-jacents qui peuvent être d'origine glaciaire ou préglaciaire, comme en témoignent les indices de déformations syn-sédimentaire (principalement failles inverses et microtectonique: fractures en gradins). Dans

le même temps, les tillites et les diamictites se déposent sous le glacier ou au front de celui-ci. Les tillites représentent les dépôts conglomératiques issus de l'érosion mécanique du glacier, et les diamictites sont les dépôts d'argile à dropstones (grains de quartz ou fragments de roches), considérés comme des dépôts d'écoulement de débris. Ces dépôts sont souvent associés à des phénomènes d'injection. En effet, les très fortes pressions des fluides localisés sous le glacier ont tendance à provoquer ce type de structure sédimentaire dans les dépôts encaissants. Ces deux types de dépôts dits "glaciogéniques" vont tendre à combler des volumes présents sous la surface du glacier ou au front de celui-ci. Lors du retrait du glacier pendant la fonte, il en résulte une topographie résiduelle qui va influencer la géométrie des éventuels dépôts sableux sus-jacents.

Les carottes d'Amassak permettent souvent d'observer des diamictites directement sous la dalle terminale (IV-3). Ces facies représentent donc un marqueur stratigraphique important caractérisant le début de la fonte du glacier (voir §1.3.2.2).

A ces dépôts peuvent être associés ceux des chenaux sous-glaciaires qui peuvent avoir ou non de très bonnes propriétés réservoirs selon l'intensité du remaniement glaciaire à leur sommet (cas du champ de Tiguentourine).

La figure 24 présente un chenal sous-glaciaire à l'affleurement dans le Tassili du Tafassasset, cartographié en photographie aérienne.

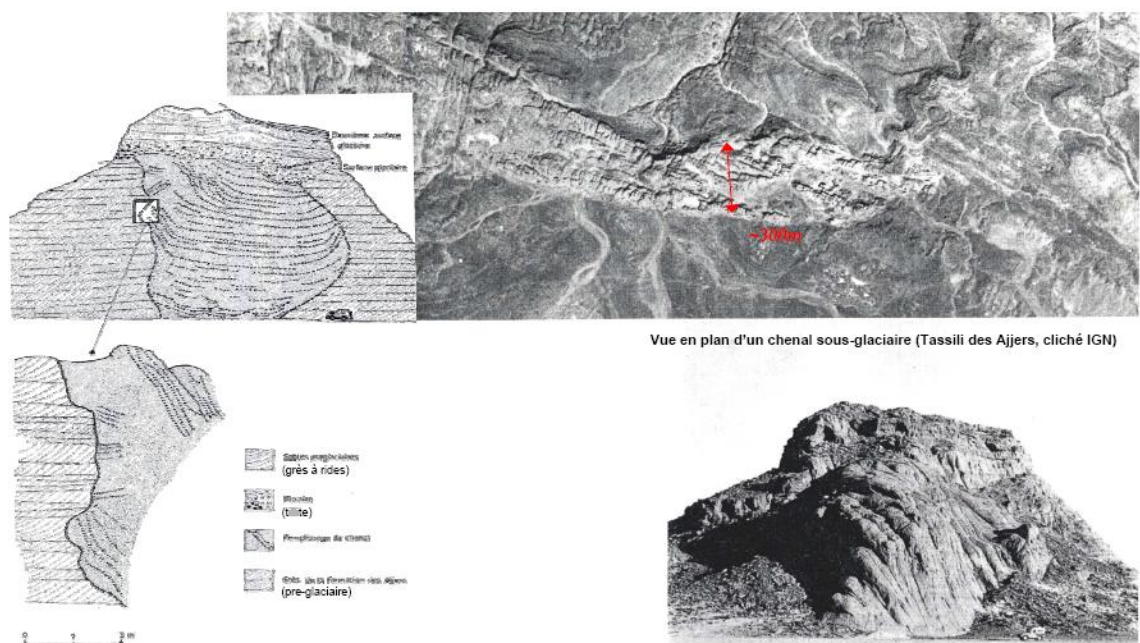


Fig.18: Photo de Exemple de chenal sous-glaciaire (Tassili du Tafassasset, Beuf. S. et al. 1971)

Il s'est creusé sous la surface du glacier et a été rempli par des grès apparaissant fortement déformés. Des dépôts liés au retrait du glacier (moraine et sables proglaciaires) drapent le chenal.

A la fonte du glacier un « fan delta » glaciaire se développe. Les dépôts sont principalement gréseux et viennent s'encaisser dans la paléotopographie laissée par le passage du glacier: son érosion mais aussi ses dépôts irréguliers de diamictites.

La figure 25 présente deux séquences de dépôts glaciaires de l'Ordovicien terminal dans le bassin de Murzuq, tirées de la thèse de J. Moreau de 2005 (Réf. 14, Tikiumit, Libye).

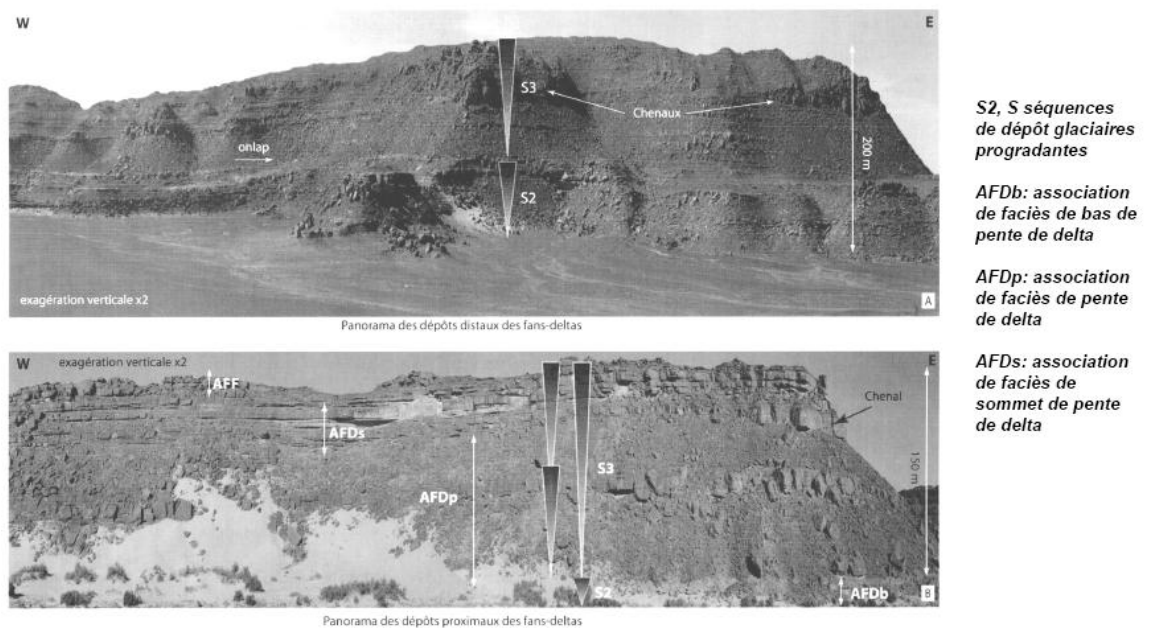


Fig.19: Photos des « fan deltas » glaciaires de l'Ordovicien terminal dans le bassin de Murzuq en Libye (secteur de Tikiumit) –d'après Moreau, 2005.

La géométrie des bancs permet d'identifier des dépôts lobés relativement minces (<15m), d'extension assez importante mais inférieure au kilomètre (« sheet sands »), ainsi que des chenaux plus épais (environ 20m) et plus encaissés (extension inférieure à 500m).

La figure 26 montre un détail de l'unité IV-3 dans les Tassili des Ajers (Algérie), où des géométries semblables sont observées.

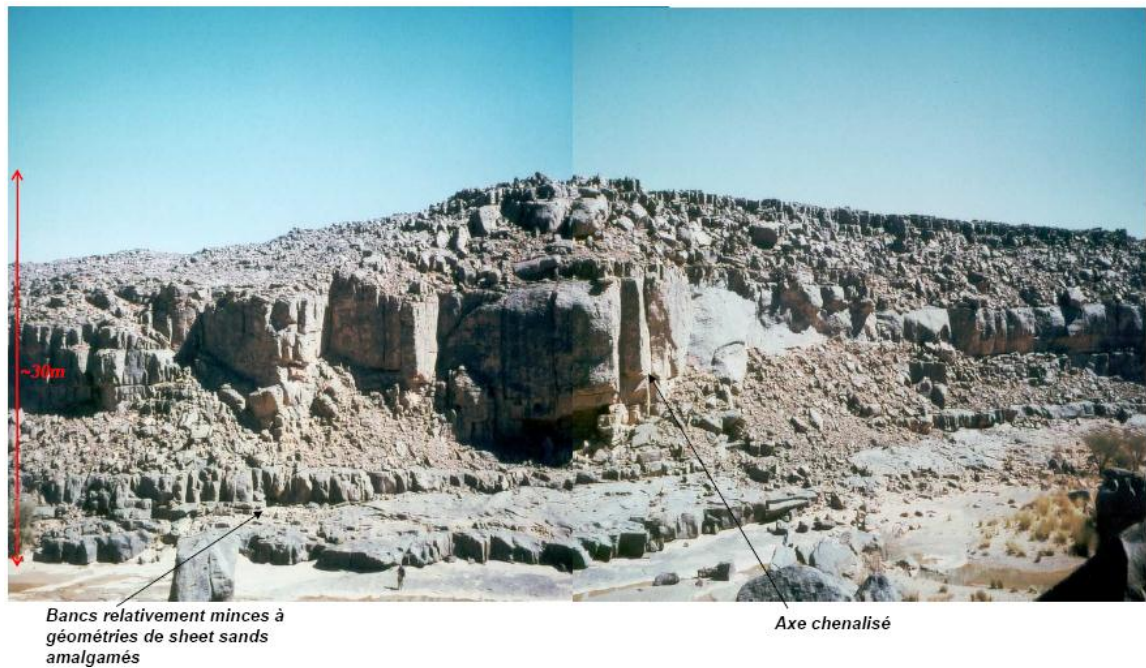


Fig20: Photos de l'unité IV-3, grès à rides, dans le bassin d'Illizi (Tassili des Ajjers, Algérie) –photographie Beicip-Franlab.

La mise en place des fan-deltas glaciaire est schématisée sur la figure 27. La nature turbiditique de ces dépôts est maintenant admise, qu'elle soit liée à des processus de crues dans un système fluvial de sommet de delta (figure 27), ou à une construction directe de celui-ci dans la mer, au front du glacier en fonte. L'étude réalisée par Beicip-Franlab en 2000 sur le champ de TFT présente un modèle de dépôt pour l'ensemble de la série glaciaire, en particulier, celui des "cordons" (Dalle Terminale), principal réservoir du champ d'Amassak.

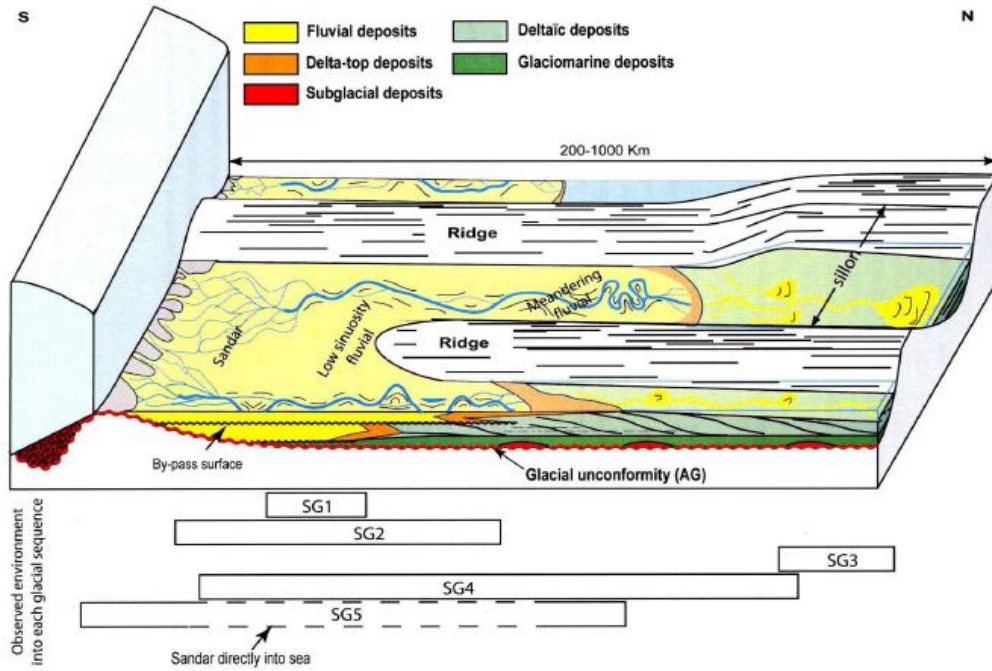


Fig.21: Organisation et géométrie d'un fan glaciaire (d'après Moreau, 2005 – étude bassin de Murzuq, Libye)

Une photographie aérienne des cordons dans les Tassili des Ajjers, et sa description sont présentées en figure 28.

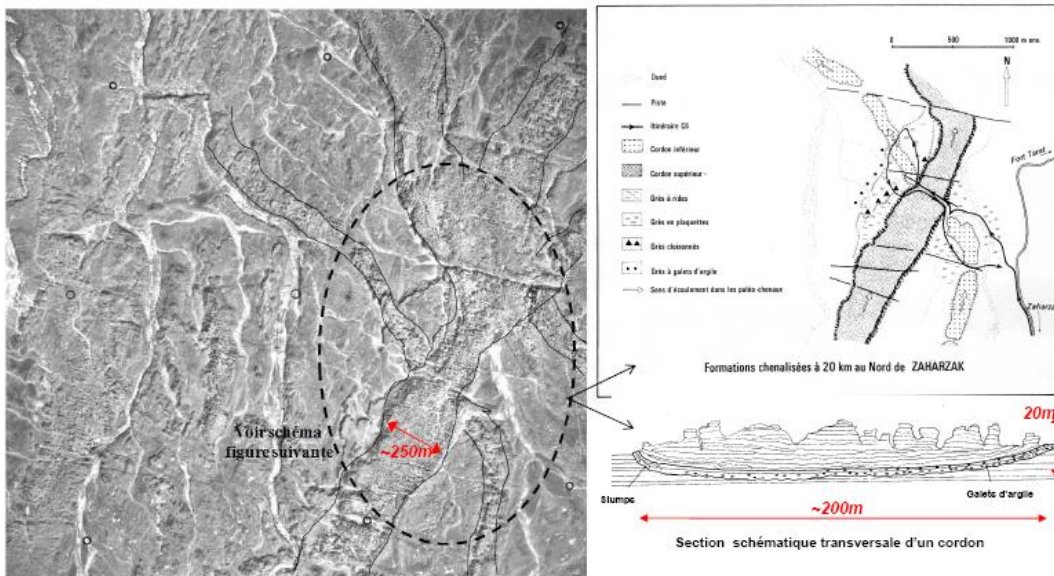


Fig.22: Photo des "Les Cordons" de L'unité IV-3
Photo aérienne et schéma descriptif (Nord de Zaharzak, Tassili des Ajjers (d'après Beuf S. et al., 1971, et étude TFT Beicip-Franlab, 2000).

La figure 29 présente une séquence type de phase glaciaire tirée de l'étude du champ de Tiguentourine. On y observe de bas en haut:

La surface d'érosion glaciaire Des dépôts de chenal sous-glaciaires grossiers (rarement observé sur le champ d'Amassak, sauf probablement à AMA-51) Des dépôts d'écoulement de débris, les diamictites Un ensemble progradants avec un pôle argileux basal (argiles microconglomératiques de pro-delta) évoluant vers un pôle gréseux à mégarides (anti dunes, constitué de plusieurs séquences à granoclassement normal (épisodes turbiditiques).

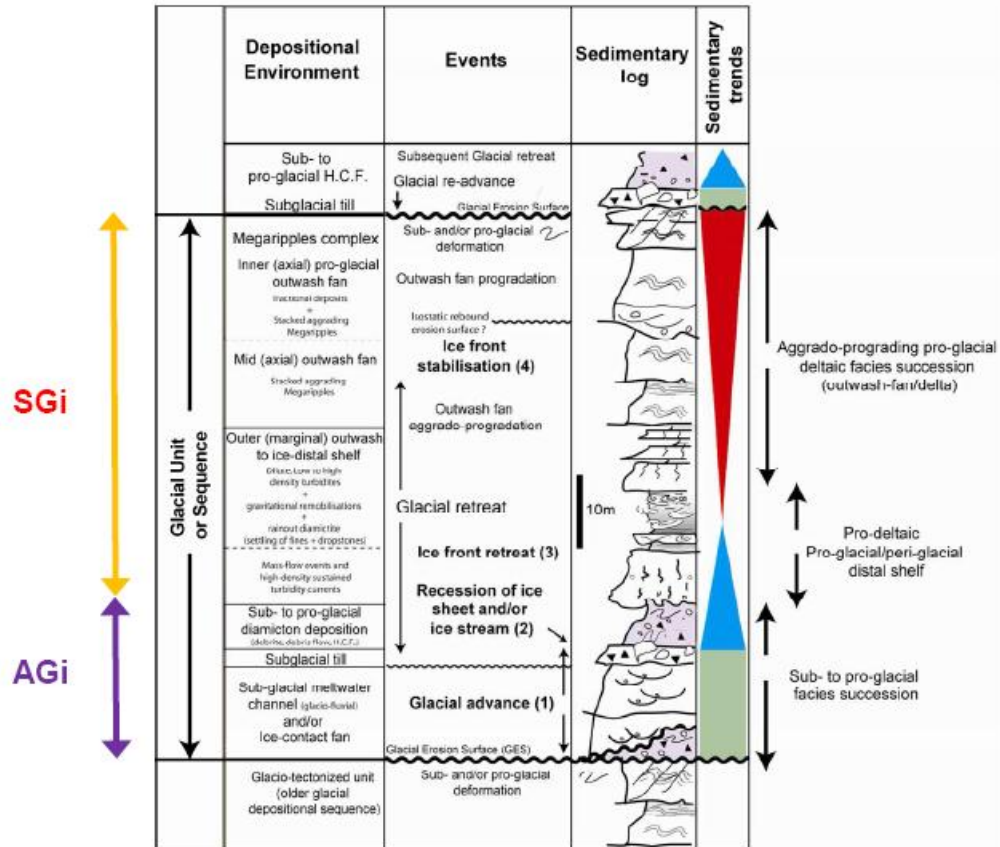


Fig.23:Dépôts de phase glaciaire type – Assemblage glaciogénique puis séquence de dépôt glaciaire(d'après étude sédimentologique de Tiguentourine, Beicip-Franlab, 2008)

II.4.Application des concepts au cas du champ d'Amassak: découpage séquentiel retenu

Identification des diamictites Deux puits clés pour leurs photos de carottes permettent d'identifier des diamictites à la base de la dalle terminale .La figure 30présente le log composite du puits AMA-42 ainsi qu'un détail des faciès situés à la base de la dalle terminale. On note un contact, peut être faillé, entre un grès argileux à nombreuses granules de roches métamorphiques avec une argile non laminée à petits grains de quartz. Il s'agit d'une diamictite.

La figure 31 montre le log composite du puits AMA-506 et le contact des grès sur les faciès argileux sous-jacents. La base du grès est érosive sur des turbidites distales argileuses finement laminées (de base de séquence de dépôt glaciaire). Ces faciès laminés présentent des fractures en gradins (Riedels) qui peuvent résulter d'un ultime passage de la glace au front du glacier.

La figure 32 montre le type de faciès rencontrés dans l'intervalle argileux localisé sous le contact grès-argile à 2041m (MD/RT). On y trouve des diamictites (argiles non laminées à grains de quartz) et des injections gréseuses, probablement originaires de l'ensemble gréseux sus-jacent.

Des puits et faciès similaires sont présentés sur les figures 33 et 34. La figure 1-20 présente deux types de diamictites : la diamictite argileuse, non laminée à petit grains de quartz, et la diamictite gréseuse, un "débris flow" (matrice argileuse) sableux à nombreux clastes plus ou moins anguleux. La figure 33 montre le même type de faciès qu'à AMA-506.

Ces éléments mettent en évidence que les faciès argileux rencontrés aux puits sous les grès sommitaux sont des diamictites, donc déposés par le glacier ou au début de sa fonte (faciès glaciogéniques).

Dans la précédente étude on avait considéré que ces faciès étaient des équivalents distaux, contemporains des mégarides gréseuses (turbidites basse densité). Cette hypothèse, aujourd'hui remise en cause, n'impliquait donc pas de travail de corrélation interne plus détaillé que le découpage historique en unités IV-3 et IV-2 au sein de la série glaciaire.

Les diamictites marquent la base d'une séquence de dépôt glaciaire et sont déposées sur une surface d'érosion glaciaire. Selon la classification établie par Moreau en 2005 (Réf. 14), on parle de d'assemblage glaciogénique pour caractériser l'intervalle à diamictites/tillites générées pendant l'activité du glacier et à l'initiation de la fonte de celui-ci, et de séquence de dépôt glaciaire pour caractériser les dépôts principalement gréseux issus de la débâcle du glacier. Chaque intervalle (assemblage glaciogénique et séquence de dépôt glaciaire) est donc potentiellement corrélable quand il est présent (non érodé). Cette compréhension du système de dépôt glaciaire nous a conduit à détailler le découpage stratigraphique de la série glaciaire pour en identifier les principales séquences. Ceci a permis de construire un cadre stratigraphique servant de base au layering de la grille des modèles géologiques et réservoir. Ce layering est très important dans la mesure où il contraindra l'analyse de données (dont les proportions de faciès) ainsi que les simulations géostatistiques peuplant les modèles géologiques et in fine réservoir.

Par exemple, pour le puits AMA-506, on constate qu'il y a en fait deux séquences glaciaires dans la série (top du préglaciaire, III-3, en pointillés rose), avec probablement deux intervalles à diamictites sous chaque intervalle gréseux. Identification d'un marqueur à horizontaliser pour réaliser les corrélations. Le travail de corrélation dans la série glaciaire a nécessité l'identification d'un marqueur stratigraphique de référence bien représenté parmi l'ensemble des puits disponibles. Ce marqueur permet une horizontalisation et un travail de corrélation plus fiable qu'une simple horizontalisation sur le toit de l'Ordovicien.

Bien entendu, la base de la série glaciaire ne peut pas être utilisée comme marqueur d'horizontalisation car elle représente une surface d'érosion dont l'intensité est variable sur le champ d'Amassak.

Le toit de l'Ordovicien est connu pour être régionalement une surface non horizontale puisque elle matérialise parfois le toit du dernier fan-delta proglaciaire, et parfois le toit des dépôts transgressifs localement gréseux (les "grès haricots"). Ces derniers marquent l'élévation du niveau marin consécutive à la fonte généralisée du glacier à la fin de l'Ordovicien. Ces dépôts peuvent être plus ou moins développés comme le démontrent l'étude de terrain réalisée par Moreau en 2005, ou même l'étude Sédimentologique réalisée par Beicip sur le champ de Tiggentourine.

C'est donc un marqueur dans l'unité III-3 qui a été retenu comme niveau repère horizontalisable. En effet, les dépôts de l'unité III-3 se corrélaient sur de très importantes distances à l'échelle du champ, mais aussi sur les champs voisins (TFT). S'il est rare que les puits aient traversé la dalle réservoir du III-3 produit à AMA-1, le sommet du III-3 est souvent foré lorsqu'il n'est pas érodé par la série glaciaire. Le marqueur repère est donc une surface d'inondation maximale locale du sommet du III-3. La robustesse de ce marqueur pour réaliser une horizontalisation a été vérifiée en le confrontant à des marqueurs dans le Silurien. Cet exercice est présenté sur la planche 36 (corrélation NNO-SSE incluant le Silurien). On y a réalisé une horizontalisation sur le marqueur "Top A" au-dessus de la série argileuse du Silurien en utilisant les puits où des logs étaient disponibles dans cet intervalle.

Il apparaît que :

La série argileuse du Silurien a une épaisseur variable comblant en fait la paléo topographie laissée au toit de l'Ordovicien. Ainsi le toit de l'Ordovicien n'est pas horizontal lors de la transgression Silurienne et n'est donc pas le meilleur candidat pour effectuer une horizontalisation et faciliter les corrélations dans l'Ordovicien. Le marqueur référence du III-3 identifié sur la coupe comme "MFS_III3_1" est quasiment parallèle au marqueur "TopA". Ils

sont donc conformes malgré leur différence stratigraphique. Ceci confirme que le marqueur «MFS_III3_1» est bien un bon candidat pour l'horizontalisation.

Pour réaliser les corrélations, une surface « MFS_III3_1 » a été créée à partir du toit de l'Ordovicien, et de la carte d'épaisseur entre ce toit et le marqueur « MFS_III3_1 » (toit de l'Ordovicien approfondi avec cette carte d'épaisseur). Cette surface est donc une surface restaurée qui ne prend pas en compte l'érosion glaciaire. C'est sur cette surface qu'a été réalisée l'horizontalisation pour les corrélations. Aux puits où le marqueur est absent soit du fait de l'érosion glaciaire soit car le puits n'est pas assez profond, on obtient donc tout de même la position probable du niveau repère.

Séquences glaciaires retenues Trois séquences glaciaires ont pu être identifiées dans la zone nord. La figure 36 présente une corrélation des puits AMW-1, AMA-23, 55, 22, 504.

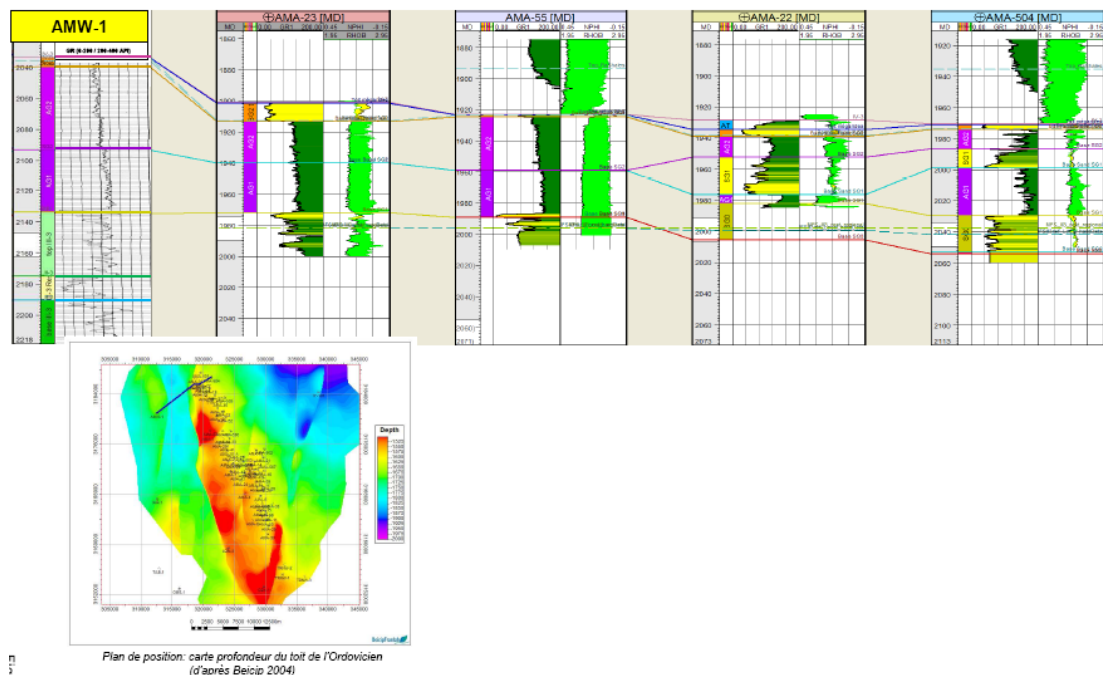


Fig.24:Corrélation SO-NE au Nord du champ – séquences glaciaires sont identifiables à AMA-504

Chaque surface glaciaire est érosive sur la séquence précédente et se caractérise par un dépôt de diamictites (signature d'argiles silteuses en log) à sa base, dans l'assemblage glaciogénique (AG). Les érosions s'organisent en vallées glaciaires imbriquées, semblables à des terrasses fluviales, et au remplissage principalement gréseux(Séquences de dépôts glaciaires, SG).

A AMA-23 et 55 sur cette coupe, les intervalles de diamictites sont très importants. On note aussi une évolution de la radioactivité moyenne qu'on a interprété comme un changement de phase glaciaire. A AMW-1 et AMA-55 la dalle terminale est quasiabsente.

Plus spécifiquement, des puits récents ont permis de confirmer la présence d'une petite vallée en tunnel au nord du champ (figure 37 à 43) dans la dernière séquence glaciaire. La direction d'allongement (NNO-SSE) est conforme à celle des linéaments glaciaires connus sur le terrain dans les Tassili des Ajjers. Les dépôts sableux (figure 37) sont encaissés entre deux « ridges » de diamictites corrélables (figure 38) qui contrôlent l'épaisseur de la partie sableuse de la seconde séquence de dépôt glaciaire.

Cette morphologie des « ridges » de diamictites est probablement héritée de la géométrie de la base du glacier, plus profonde et érosive là où du sable a été ensuite déposé lors de la fonte. Ce type de morphologie est documenté dans que lques publications sur des analogues de terrain, ou marins peu profonds .Une illustration en coupe dans le modèle est représentée sur la figure 37

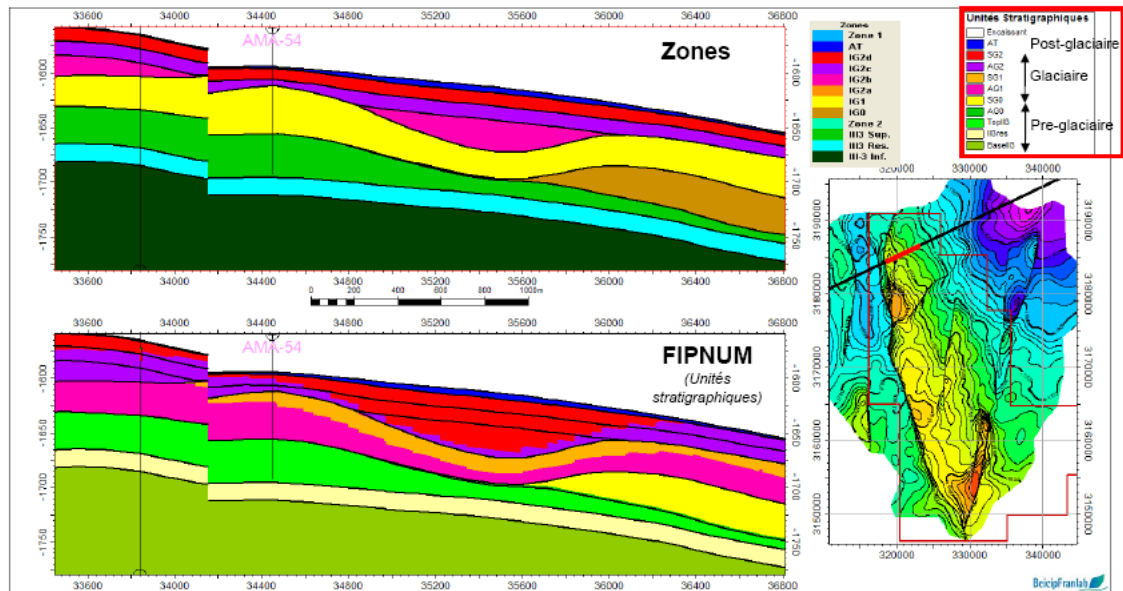


Fig.25:Implémentation de la stratigraphie glaciaire (AG/SG) dans la grille fine – coupe 1

Plus au sud se développe la principale vallée glaciaire de la zone comme illustré sur la figure 38. L'incision dans l'unité III est très importante. Le remplissage est très homogène et très gréseux. On n'identifie pas d'intervalle argileux que l'on pourrait assimiler à des diamictites telles que vues plus au nord. A OZN-1, la série glaciaire érode presque jusqu'au III-2.

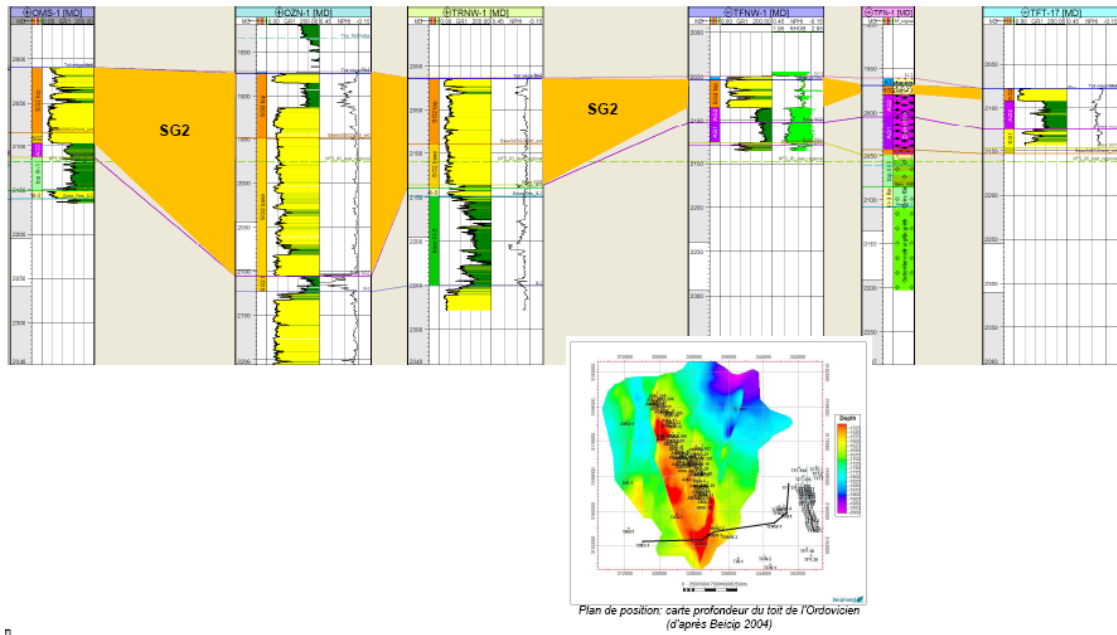


Fig.26:Corrélation O-E à travers la vallée Sud

La figure 39 montre une corrélation régionale entre AMW-1 et AMA-1. L'horizontalisation sur la surface d'inondation locale du III-3 permet de mettre en évidence la paléotopographie qui pouvait exister à la fin de l'Ordovicien.

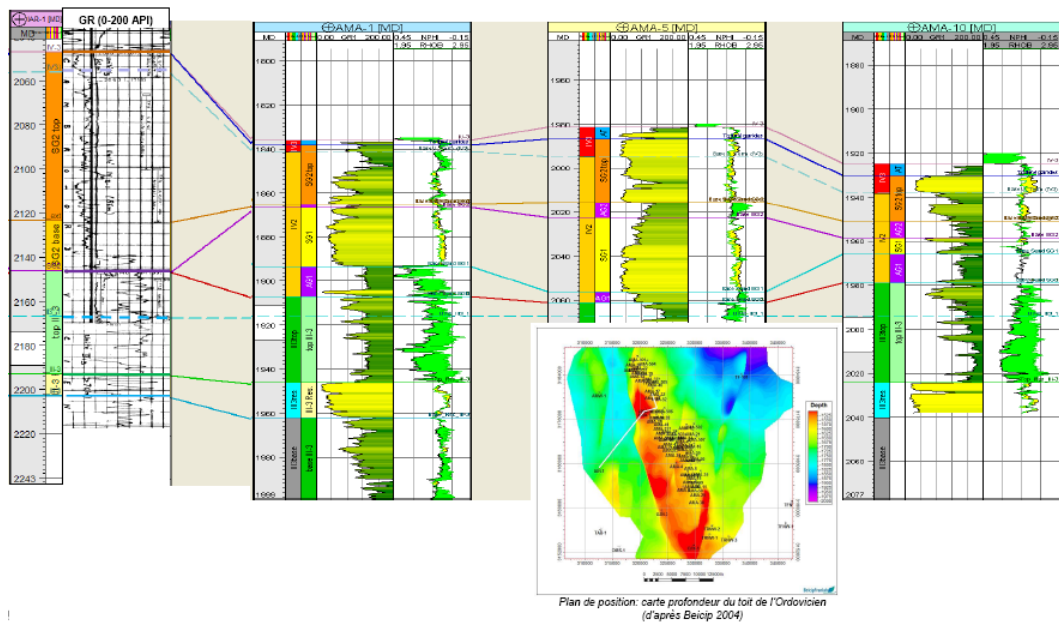


Fig.27:Corrélation régionale SO-NE (IAR-1, AMA-1, 5, 13, 10)

La figure 40 montre une corrélation semblable, au sud du champ. Le marqueur de référence du III-3 utilisé pour l'horizontalisation a été reconstruit d'après les informations régionales sur le

III-3 regroupées dans l'étude Beicip 1971. Une paléotopographie similaire à celle de l'Ouest est visible par reconstruction. Le dénivelé est comparable: environ 0.2° de pente.

A l'Ouest et au Sud, dans les vallées glaciaires (fortes épaisseurs de IV-2), les « fandeltas» pro-glaciaires sont plus développés et constituent des zones hautes par rapport à la zone d'Amassak qui est plutôt en contrebas. On peut aussi penser que les « fandeltas» proglaciaires puissent avoir à l'échelle régionale des géométries rétrogradantes vers les vallées, puisqu'ils ont suivi le recul du front du glacier, rapide dans les zones où il était peu épais, et lent dans les vallées là où il présentait plus d'épaisseur. On a considéré que ces vallées profondes sont le résultat du troisième épisode de glaciation majeur. L'absence de diamictites argileuses est peut être à mettre en relation avec l'intensité de l'érosion et donc l'épaisseur du glacier. Les observations aux puits laissent penser que les diamictites argileuses sont concentrées plutôt au front principal du glacier (limite de la vallée sud dans notre cas), et pas accumulées dans les vallées les plus profondes. L'importance du remplissage gréseux de ces vallées interpelle néanmoins et témoigne des quantités considérables de matériel silico-clastique libérées dans un temps relativement court à la fonte des glaciers.

Certains auteurs attribuent d'ailleurs à certains facies gréseux massifs le nom de diamictites pour leur contenu non négligeable en argile matricielle qui les catégoriserait encore dans la classe de dépôts d'écoulement de débris. Dans le cas d'Amassak, les diagraphies ne montrent pas un contenu important en argile dans ces facies gréseux remplissant la paleovallée Sud. On les a donc intégrées dans les séquences glaciaires plutôt que dans les intervalles glaciogéniques. Des analyses détaillées de lames minces permettraient de confirmer ce choix.

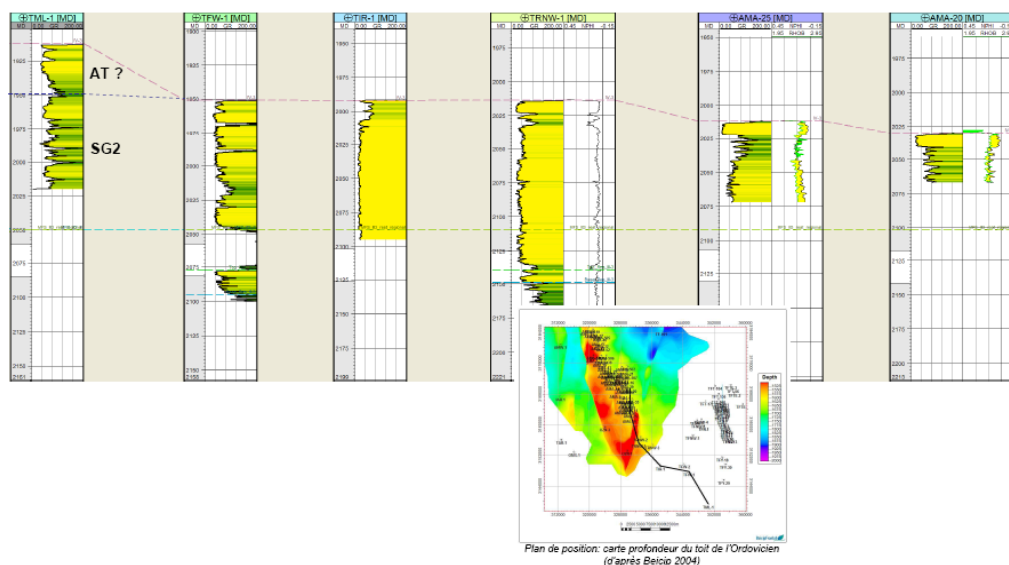


Fig.28: Corrélation SE-NO à travers la vallée Sud

Une telle érosion associée au dernier cycle glaciaire interpelle par son importance, mais des observations semblables ont été réalisées en Libye dans le bassin de Murzuq. La figure 41 montre la coupe stratigraphique des affleurements du secteur de Ghat. On note que les surfaces d'érosion des deux dernières séquences glaciaires (cycle 2) représentent localement des incisions aussi profondes que toute l'épaisseur de la sérieglaciaire (~200m), ce qui n'est pas sans rappeler la géométrie des vallées glaciaires d'Illyzy.

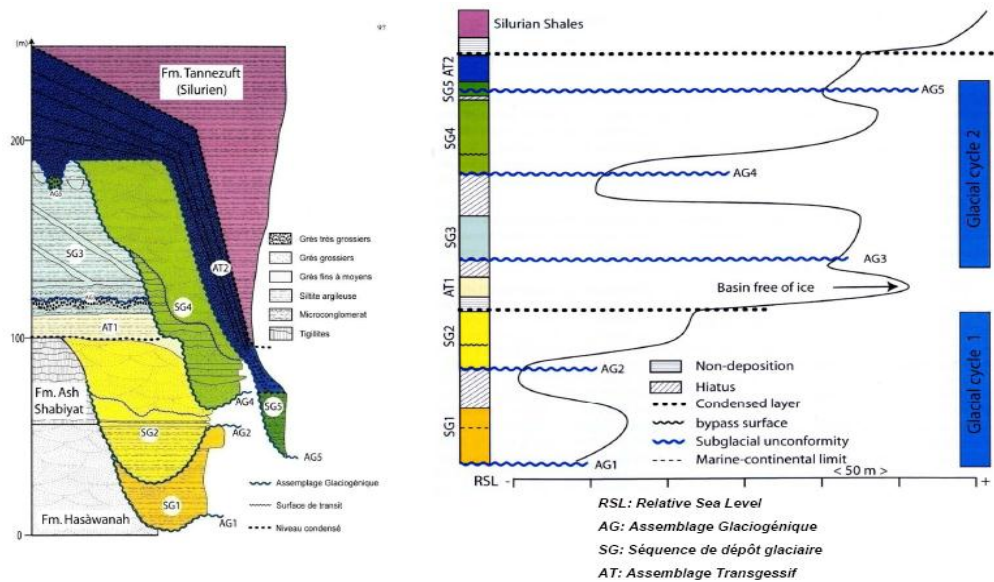


Fig.29: Coupe stratigraphique et schéma d'évolution eustatique issus de l'étude de terrain du bassin de Murzuq (Libye) –(d'après Moreau J., 2005)

La figure 42 tirée de la thèse de J. Moreau (Réf. 14) montre un exemple de stratigraphie sismique appliquée à un champ Libyen (El Sharara) dont les réservoirs sont contemporains de ceux d'Amassak. On note l'emboîtement des différentes séquences glaciaires au sein de la paléovallée, ainsi que les incisions variables de chaque surface d'érosion glaciaire. La complexité des géométries souligne l'importance que pourrait avoir une interprétation stratigraphique détaillée de la sismique 3D à venir sur le champ d'Amassak. Celle-ci pourrait grandement faciliter le travail de corrélation ainsi que son extension dans les zones non forées, pour peu que la résolution sismique soit suffisamment fine.

Assemblage transgressif (AT) Le dernier épisode de fonte du glacier est suivi par la transgression Silurienne. Des faciès marins de transition sont localement présents entre les argiles radioactives du Silurien et la Dalle Terminale. Sur le terrain dans les Tassili des Ajjers, ils sont appelés: "Grès Haricots". Les publications récentes les qualifient d'assemblage transgressif.

Ces dépôts ont des extensions variables à l'affleurement. On pense qu'ils s'organisent en barres littorales localisées sur des hauts topographiques résultant de la géométrie du fan delta glaciaire, ou de mouvements liés au réajustement isostatique suivant la fonte du glacier .

Ces dépôts sont en particulier caractérisés par de petites bioturbations (skolithos), absentes dans les dépôts glaciaires, marquant l'évolution du climat à la fin de l'Ordovicien.

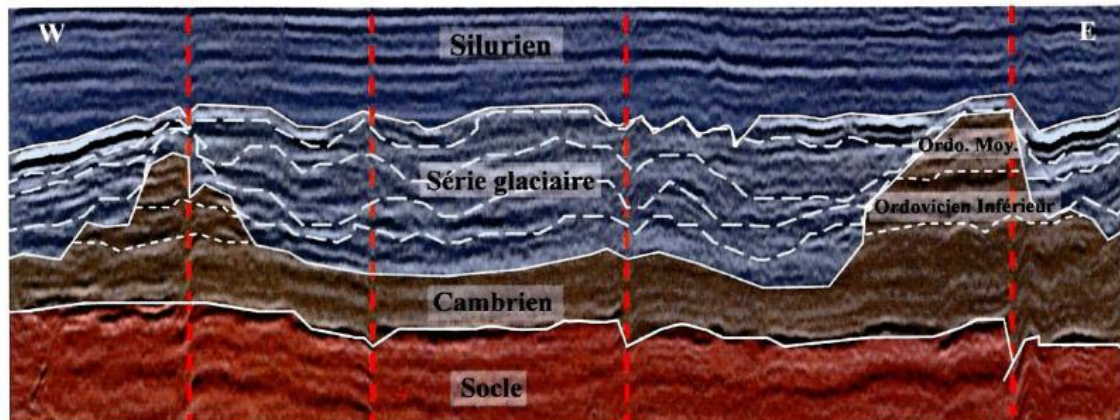


Fig.30: Exemple de stratigraphie sismique appliquée aux dépôts glaciaires du champ d'El Sharara (bassin de Murzuq, Libye) - d'après Moreau J., 2005 – Ref. 14

Un des meilleurs exemples de subsurface sur le champ d'Amassak est le puits AMA-44. La figure 43 présente le log composite de ce puits, son découpage stratigraphique, et les carottes au niveau du toit des grès à mégarides (séquence de dépôt glaciaire) et de l'assemblage transgressif. Une surface d'inondation mineure (intervalle argileux présentant encore quelques dropstones) est présente au-dessus des grès à mégarides.

Cet intervalle argileux se corrèle assez bien sur l'ensemble des puits proches qui présentent un assemblage transgressif développé.

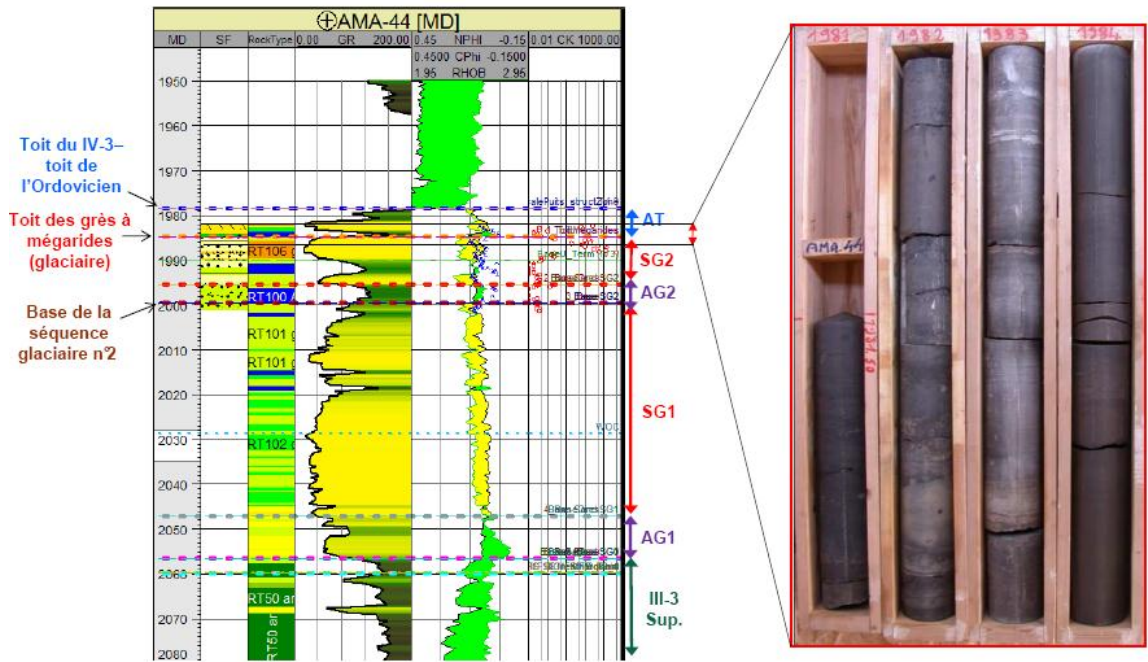


Fig.31: Sommet des mégarides de la dalle terminale et assemblage transgressif à AMA-44

La figure 44 montre les bioturbations présentes au toit de l'intervalle à mégarides.

La figure 45 présente les grès bioturbés qui succèdent aux grès glaciaires à mégarides.

La figure 46 présente des faciès réservoirs de cette unité: des grès moyens à SCS témoignant de leur origine marine .



Fig.32: Assemblage transgressif à AMA-4 – faciès à SCS imprégnés, perméables

Hormis les bioturbations, un autre élément de reconnaissance des dépôts de l'assemblage transgressif est la granulométrie. En effet, ces faciès peuvent être localement très grossiers, bien triés, avec des stratifications entrecroisées. C'est le cas à AMA-40 (figure 47). Cette granulométrie et ce tri seraient le résultat de l'action des courants marins (houle ou courant tidaux). A certains puits, l'assemblage transgressif n'est pas développé, et le seul indice de cet évènement est un remaniement par les courants du toit des dépôts de mégarides du fan delta glaciaire (figure 48).

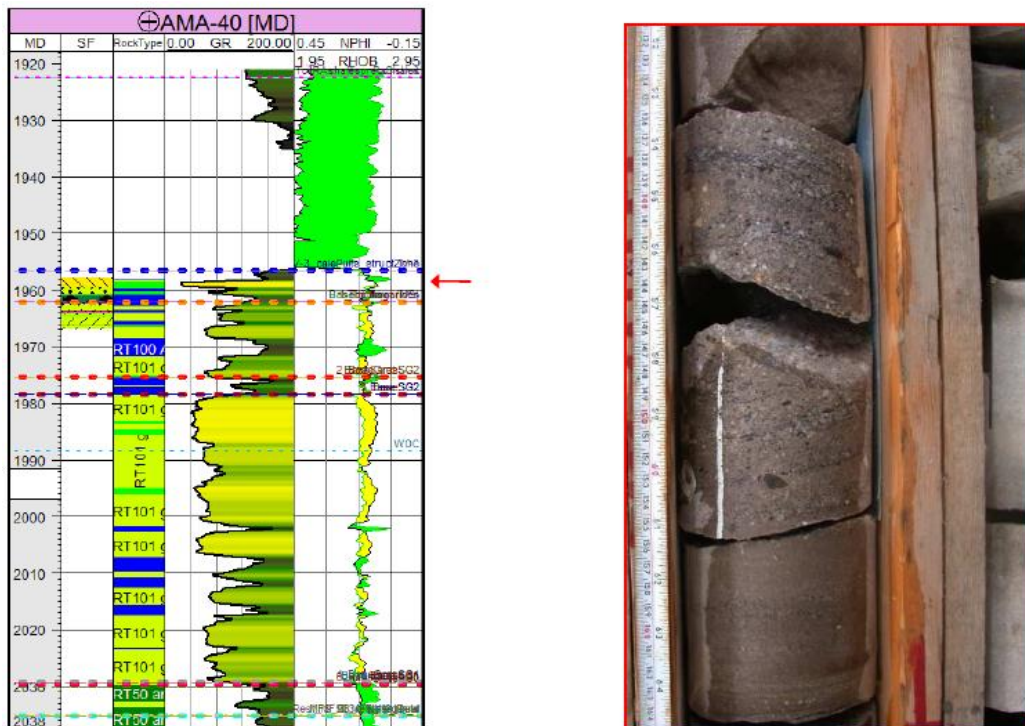


Fig.33:Grès très grossiers à stratifications entrecroisées caractérisant les dépôts de l'assemblage transgressif

Les informations concernant les nouveaux marqueurs et le réajustement éventuel des marqueurs des anciens puits sont présentés dans le tableau figurant en annexe 1-1. Il apparaît que le seul marqueur fiable d'identification des séquences glaciaires est ici la présence de diamictites. Néanmoins le nombre limité de carottes, et leur possible absence pour cause d'érosion rend l'exercice délicat.

Ces nouvelles corrélations permettent donc malgré tout de définir des unités stratigraphiques (lorsque les diamictites sont identifiées) à lithostratigraphiques (en leur absence), dans lesquelles une stationnarité « pétrophysique » est plus facile à envisager qu'à une échelle plus globale.

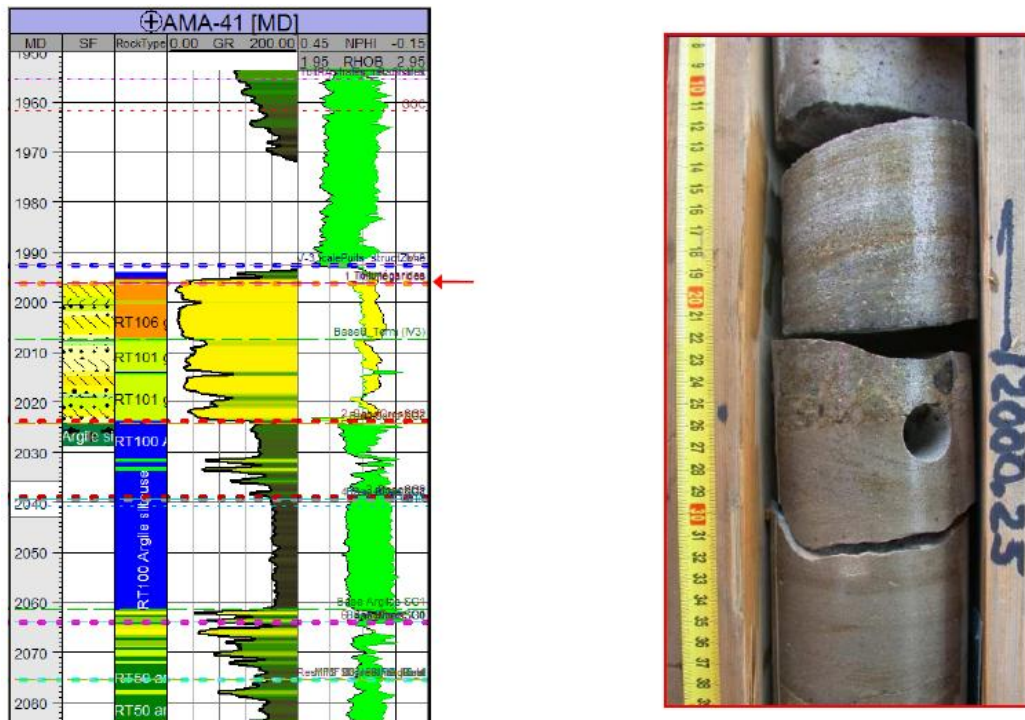


Fig.34: Remaniements par les courants marins des grès à mégarides au toit de l'Ordovicien

1.3.2.3 Géométries: modélisation des cartes d'épaisseur et des horizons

Les cartes d'épaisseur ont été calculées dans Petrel™ (algorithme «convergent interpolation »), à partir des épaisseurs aux puits.

Pour modéliser correctement les érosions, pour la plupart des intervalles, on a d'abord créé les cartes d'épaisseurs entre le toit de l'Ordovicien et les marqueurs, pour chaque marqueur. La carte d'épaisseur de l'intervalle est recalculée par différence en retranchant la somme des épaisseurs des intervalles sus-jacents. La figure 49 explique la méthode sur un exemple théorique.

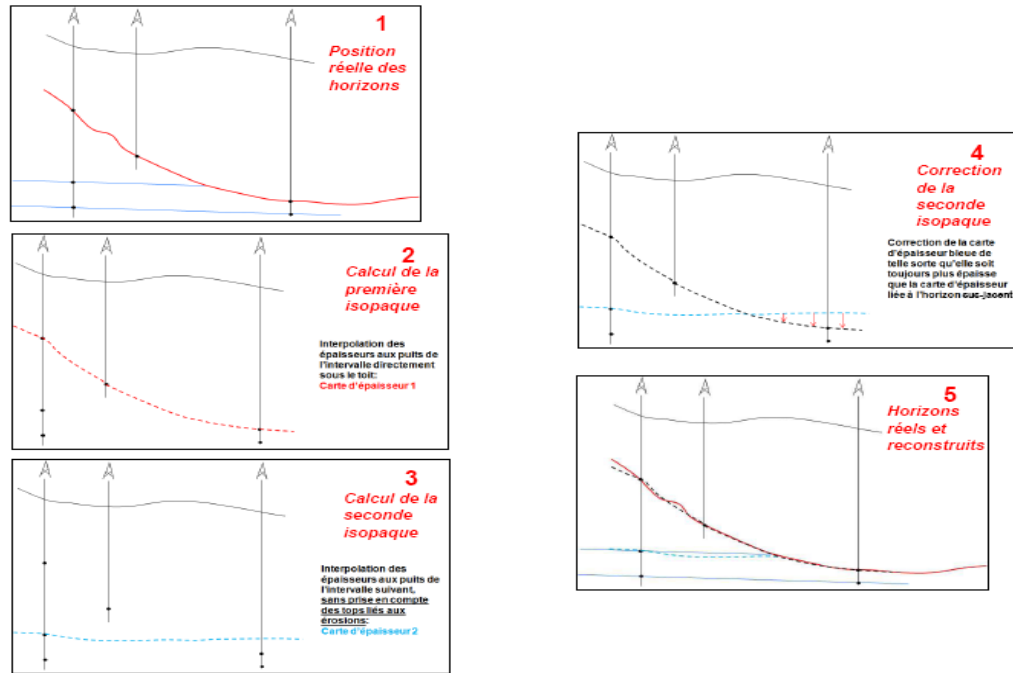


Fig.35: Méthodologie de construction des horizons à partir du toit de l'Ordovicien

Pour les intervalles minces à épaisseur très variable (Assemblage glaciogénique, AG), les cartes d'épaisseurs ont été réalisées directement à partir des marqueurs toit et base. Pour certains intervalles, la réalisation des cartes a nécessité l'ajout de contraintes endehors des zones de puits pour respecter la géométrie des vallées, ou contraindre des zones à épaisseur nulle.

Les informations apportées par les puits périphériques ont été très importantes pour comprendre la géométrie et la position des paléovallées, ainsi que pour extrapoler latéralement les informations des puits du champ d'Amassak. En effet, les puits s'alignent suivant la structure et l'anneau d'huile dans la dalle terminale. Ils n'apportent donc pas suffisamment d'information sur l'évolution des épaisseurs dans le gas cap et dans l'aquifère. Les puits périphériques, en dehors du modèle, permettent de compenser ce manque d'information.

Les figures 1-50 à 1-59 présentent les cartes d'épaisseur des différents intervalles stratigraphiques.

Ces cartes intègrent les informations des puits périphériques disponibles, et présentent les contours de l'intersection de l'horizon toit avec les contacts GOC: -1562 mSL et WOC: -1641 mSL), lorsque l'intervalle présente un potentiel réservoir.

L'épaisseur de l'assemblage transgressif (AT) est représenté sur la figure 50. Cet intervalle ne représente que quelques mètres et reste assez localisé. Par la suite on inclura cet intervalle dans l'unité IV-3.

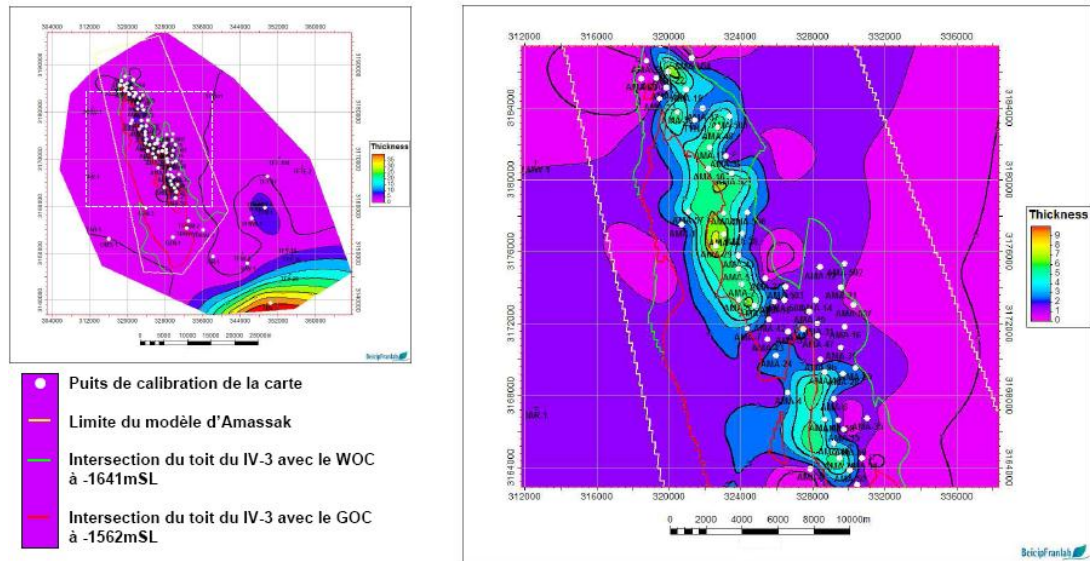


Fig.36: Carte d'épaisseur (m) de AT, assemblage transgressif terminal

La figure 51 montre la carte d'épaisseur de la dernière séquence de dépôt glaciaire (grès à rides de SG2). On remarque en particulier la présence de deux domaines distincts: les vallées au Sud où l'épaisseur de grès dépasse 75m, et la zone frontale nord où l'épaisseur de grès est plus réduite et plus variable. La zone d'Amassak, intensément forée, permet d'identifier des zones à épaisseurs plus importantes localement, qu'on peut assimiler à de petites vallées en tunnel.

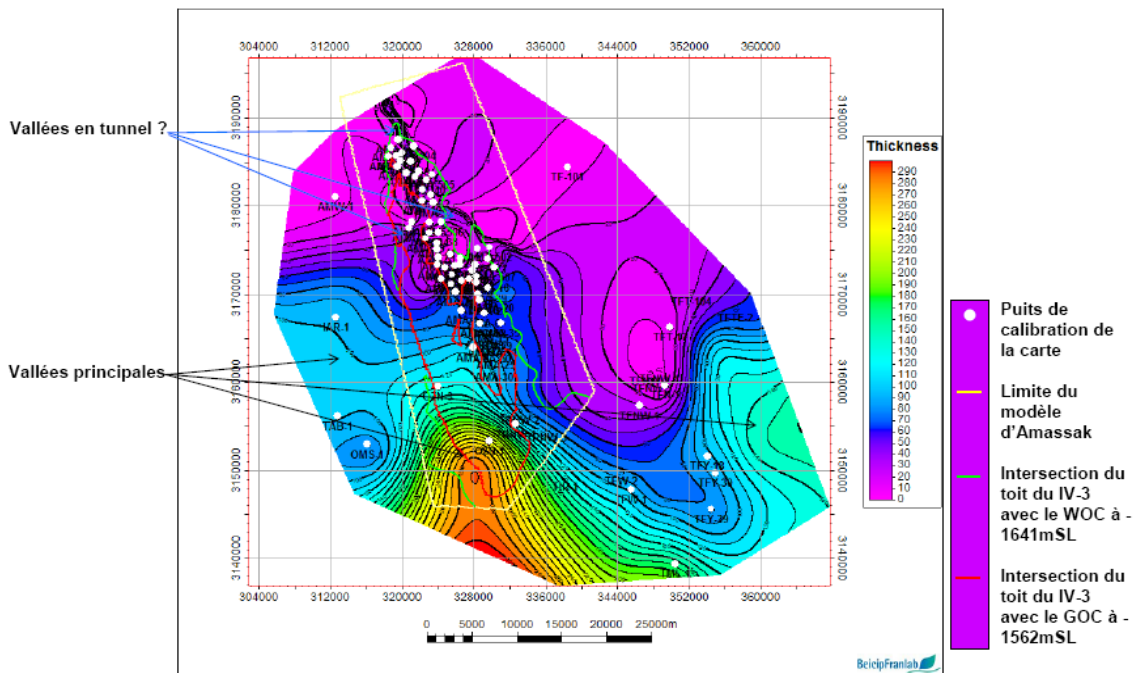


Fig.37: Carte d'épaisseur (m) de SG2, séquence de dépôt glaciaire de la troisième phase (grès à rides)

La figure 52 présente l'épaisseur de l'assemblage glaciogénique (diamictites argileuses) associé à cette dernière phase glaciaire. On constate que les épaisseurs les plus importantes de

diamictites sont localisées au front des vallées glaciaires. Les vallées principales et les quelques vallées en tunnel traversant Amassak en sont dépourvues.

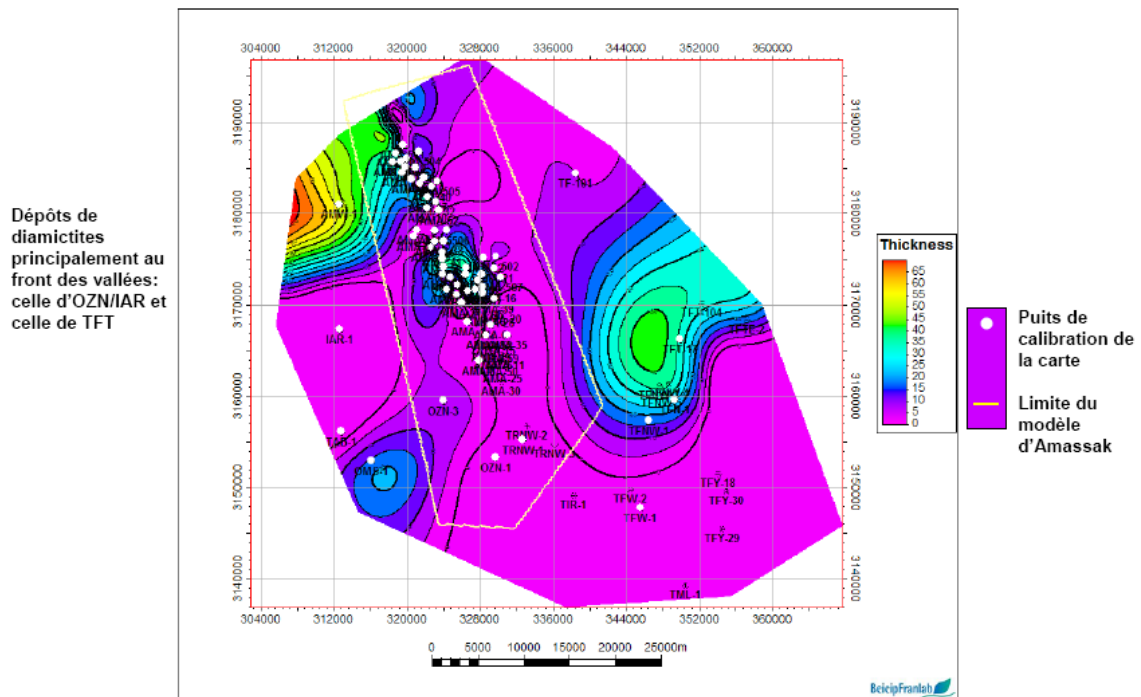


Fig.38: Carte d'épaisseur de AG2 (m), agencement glaciogénique de la troisième phase (diamictites argileuses – non réservoir)

La figure 53 présente l'épaisseur de la seconde séquence de dépôt glaciaire SG1. La vallée principale serait située au Nord comme en témoignent TF-101, MAO-1 (plus au Nord, non représenté sur la carte) et quelques puits sur Amassak. On a considéré que les vallées du Sud n'étaient remplies que par les dépôts de la dernière séquence car aucun intervalle de diamictites argileuses n'avait pu y être identifié. Néanmoins, elles ont pu être érodées et il est possible que les vallées du Sud aient aussi un remplissage polyphasé.

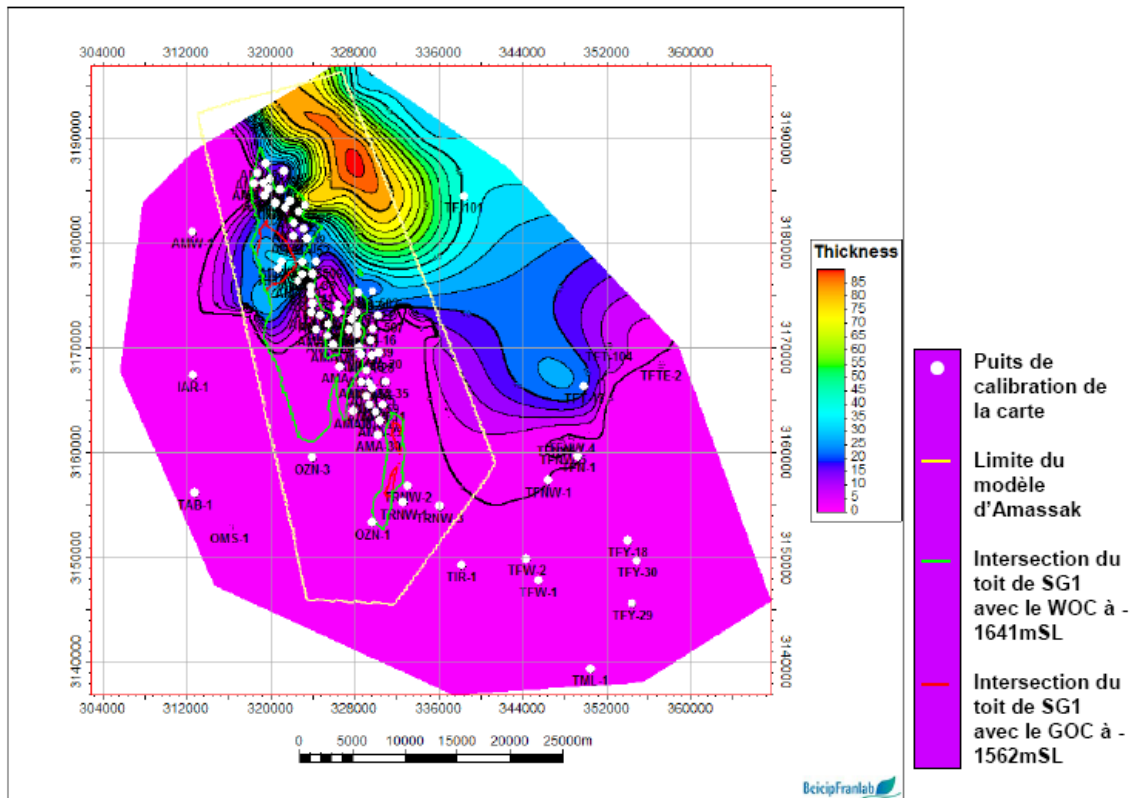


Fig.39: Carte d'épaisseur de SG1 (m), séquence de dépôt glaciaire de la seconde phase (grès à rides)

L'épaisseur de l'AG1 (assemblage glaciogénique associé) est présenté sur la figure 54. Comme pour l'AG2, on voit que les diamictites sont identifiées au front des vallées. Aux puits, on a noté un changement de radioactivité entre AG1 et AG2. Ce changement pourrait être lié à un contenu en silts plus important dans AG2 que dans AG1.

La première séquence (SG0 et AG0) a été repérée sur quelques puits seulement au Nord. On a modélisé sa carte d'épaisseur en suivant la géométrie de la paléovallée nord de SG1/AG1. Les cartes sont présentées sur les figures 55 et 56. Cet intervalle est aquifère.

Les cartes d'épaisseur des trois intervalles du III-3 (III-3 Sup., III-3 Res., III-3 Inf.) sont sur les figures 57 à 58. On peut noter la géométrie des érosions du glaciaire dans les paléovallées Nord, Sud et Sud-Est.

Les figures 59 à 60 présentent la géométrie des différents horizons en coupe, du sud au nord, avec une horizontalisation sur le marqueur de référence du III-3 (restauré par isopacité lorsqu'il est érodé). On note la géométrie des paléovallées ainsi que les bourrelets de diamictites localisés au front de celles-ci, pour les intervalles glaciaires IG0 à 2.

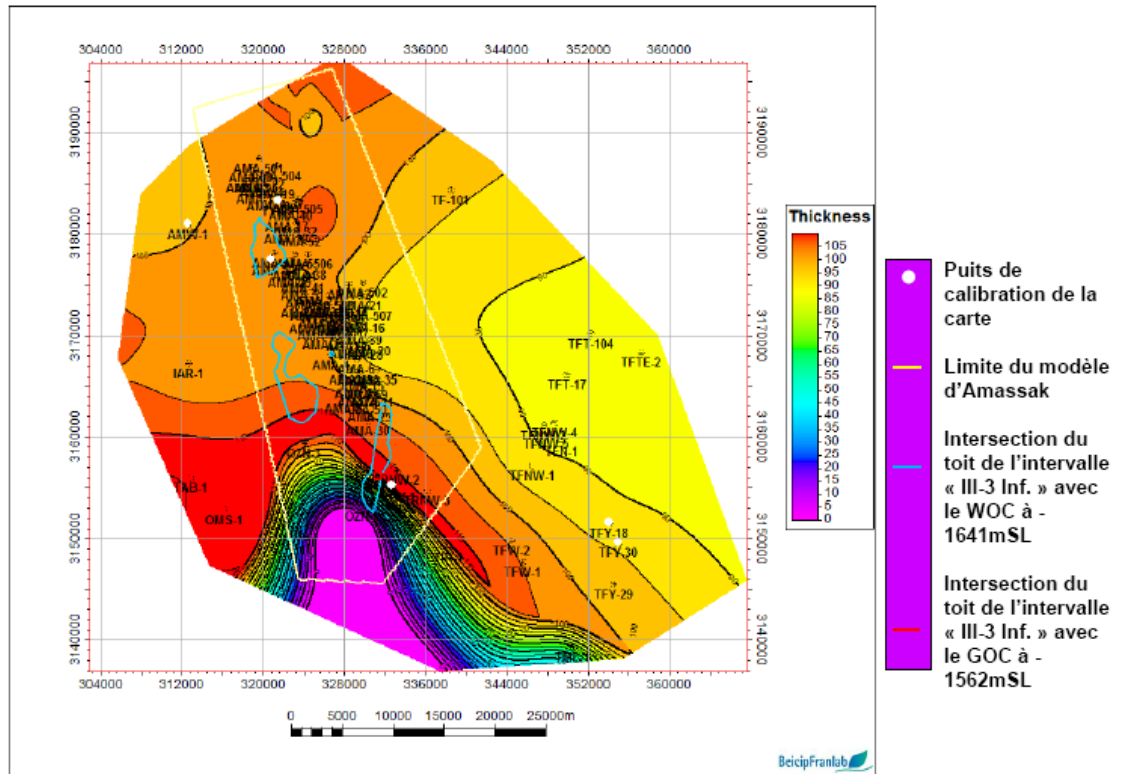


Fig.40: Carte d'épaisseur (m) de l'intervalle «III-3 Inf.», la base du III-3

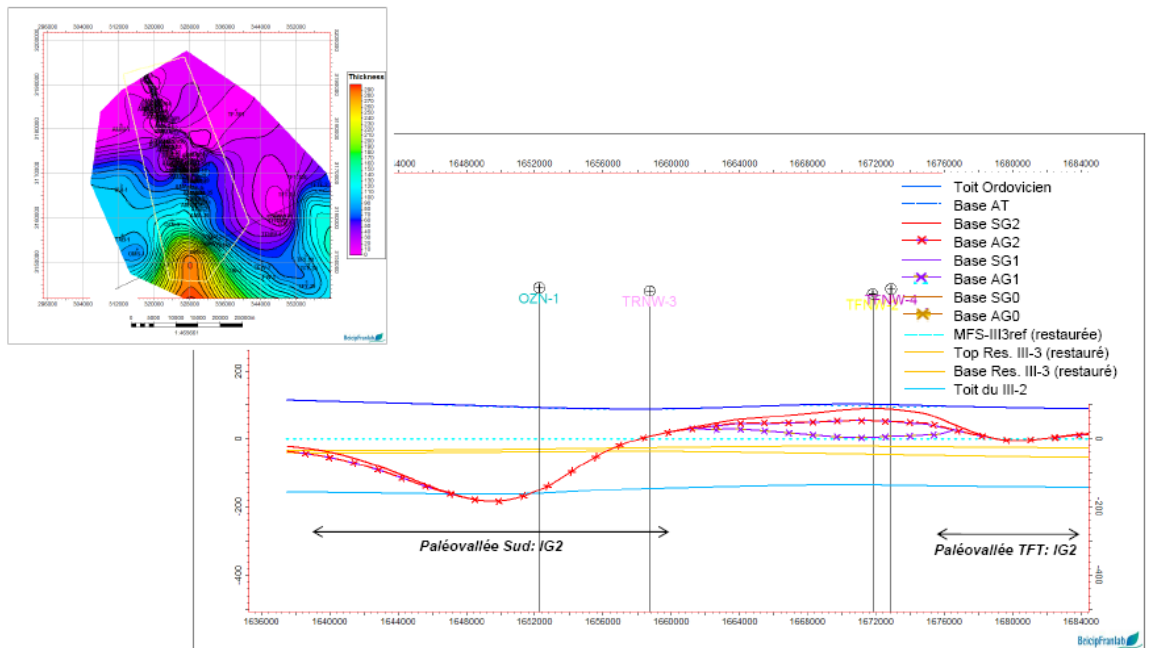


Fig.41: Géométrie des surfaces à l'extrême Sud avec horizontalisation sur la surface de référence MFS-III3ref Plan de position: carte d'épaisseur de SG2

1.4 Rock-typing

Le rock-typing est le même que pour le modèle de l'étude 2004. Il est basé sur une classification d'électrofaciès avec le logiciel Easy Trace™. Les classes sont ensuite regroupées selon les caractéristiques Phi-K des plugs correspondants.

Les électro faciès sont générés à partir d'une classification non supervisée avec les logsgamma-ray, densité et neutron. Pour les puits ou les intervalles où seuls un ou deux logs étaient disponibles, c'est une classification supervisée qui a été utilisée. Le set d'apprentissage correspond aux résultats de la classification non supervisée. Le regroupement en rock-types fait ensuite intervenir un cut-off sur les valeurs de gammaray.

La mise en cohérence avec les Pc/Kr sera expliquée dans la partie réservoir du rapport. La méthode de classification de 2004 a donc été appliquée aux nouveaux puits: AMA-50 à 59.

Conclusion générale

L'analyse sédimentologique détaillée des réservoirs du gisement d'Amassak a permis de compléter la reconnaissance des principaux faciès sédimentaires glacio-marins fini-ordoviens, et de proposer une architecture stratigraphique en relation avec les cycles climatiques majeurs.

A l'échelle du gisement d'Amassak, et au niveau de l'Unité IV, les associations de faciès principales correspondent à un système régional d'avancée et de retrait glaciaire : les phases d'avancée permettent la mise en place de sédiments fins, souvent argileux (principalement Unité IV-2), alors que la phase de retrait glaciaire permet le dépôt de sédiments gréseux discontinus et chenalisés dans un premier temps, puis de sédiments relativement plus homogènes (plaine turbiditique) qui constituent les meilleurs réservoirs de l'Unité IV-3.

Il n'existe pas au niveau du gisement d'Amassak de développement de paléovallée typique, si ce n'est dans la partie extrême sud de la zone d'étude.

Fig.42: Faciès de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3)

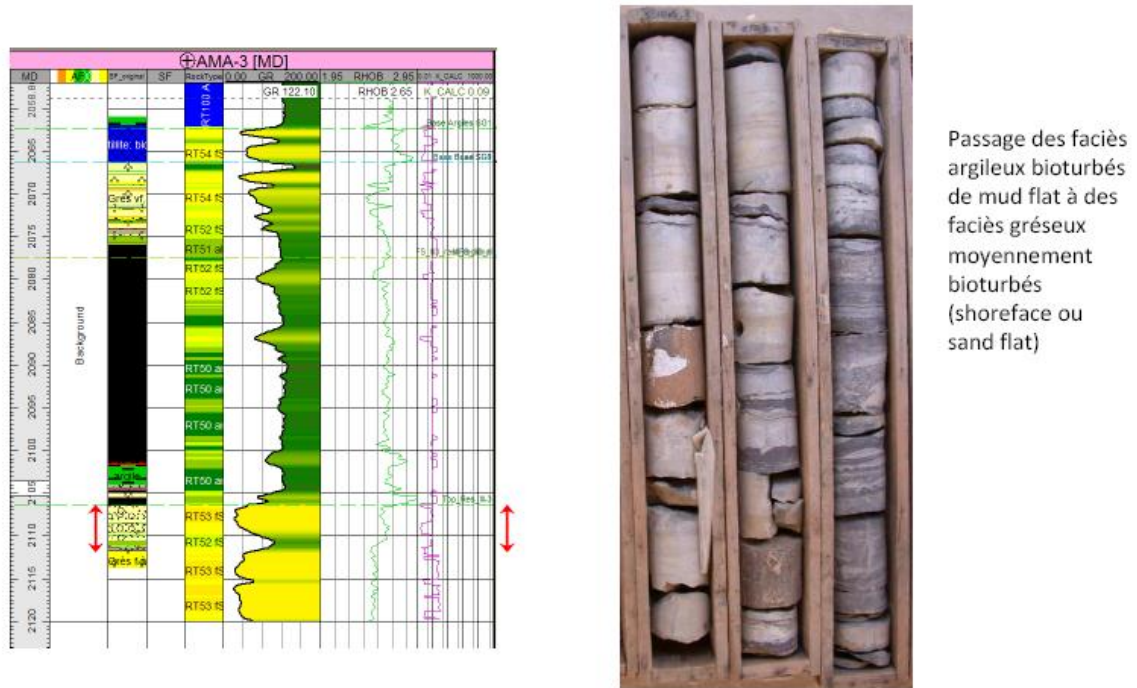


Fig.43: Faciès de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3)

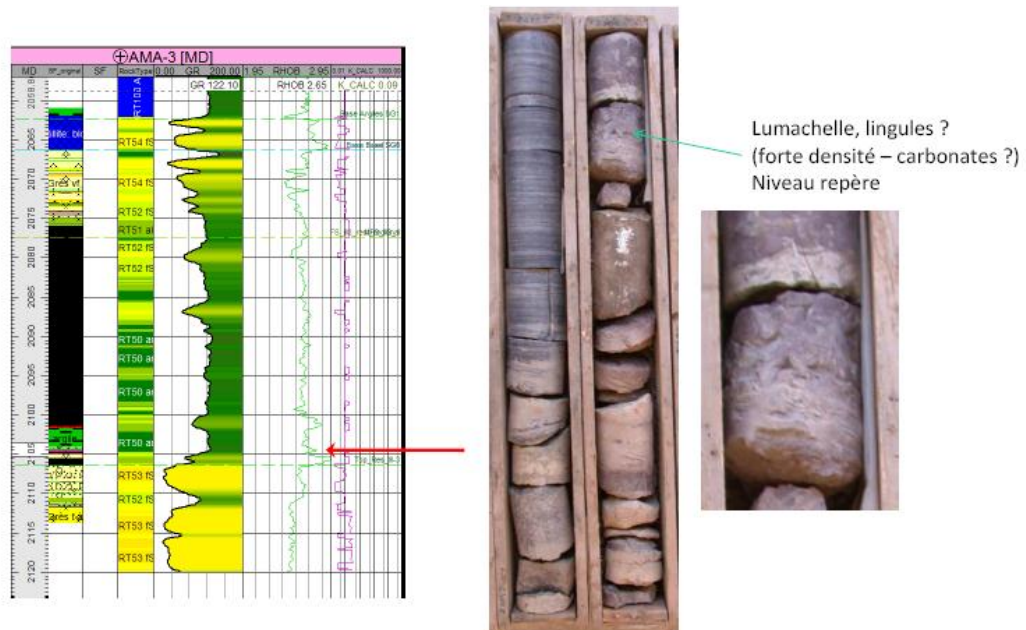
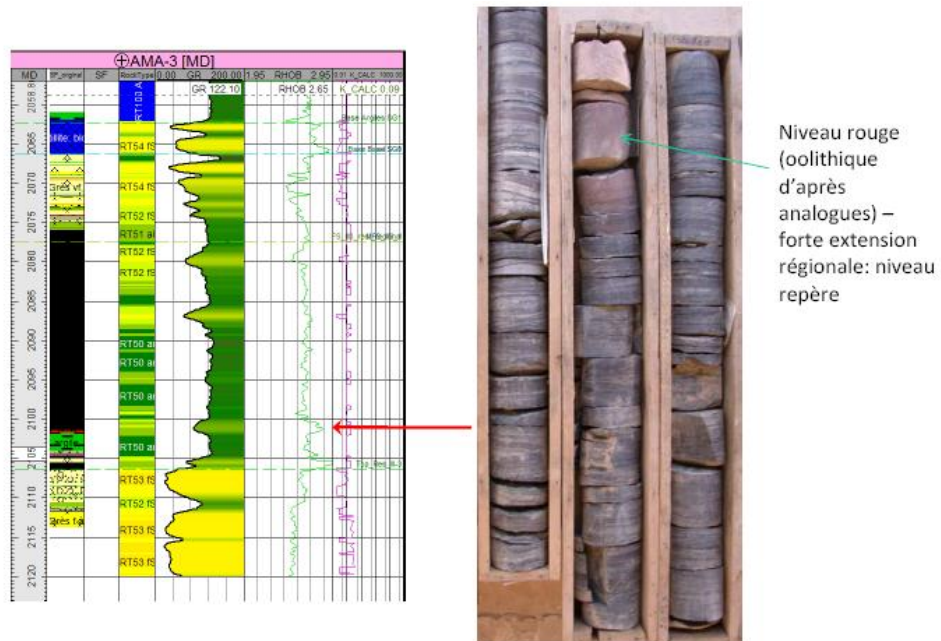
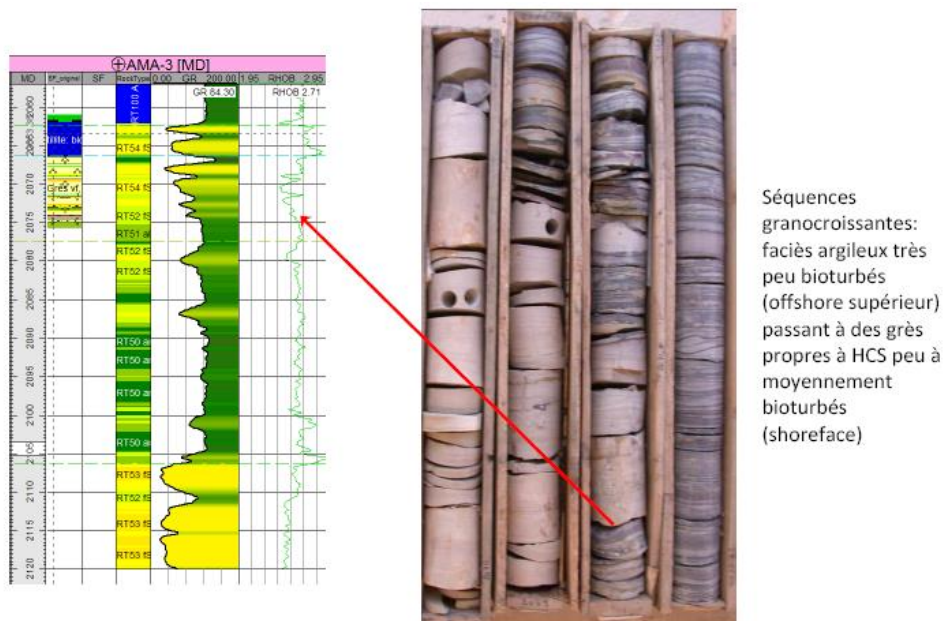


Fig44: Faciès sommitaux de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3)



Niveau rouge
(oolithique
d'après
analogues) –
forte extension
régionale: niveau
repère

Fig.45: Niveau repère condensé proche de la surface d'inondation maximale succédant aux dépôts de la dalle réservoir de l'unité III-3 (AMA-3)



Séquences
granocroissantes:
faciès argileux très
peu bioturbés
(offshore supérieur)
passant à des grès
propres à HCS peu à
moyennement
bioturbés
(shoreface)

Fig.46: paraséquences de l'unité III-3 – passage des faciès d'offshore supérieur aux faciès deshoreface (AMA-3)

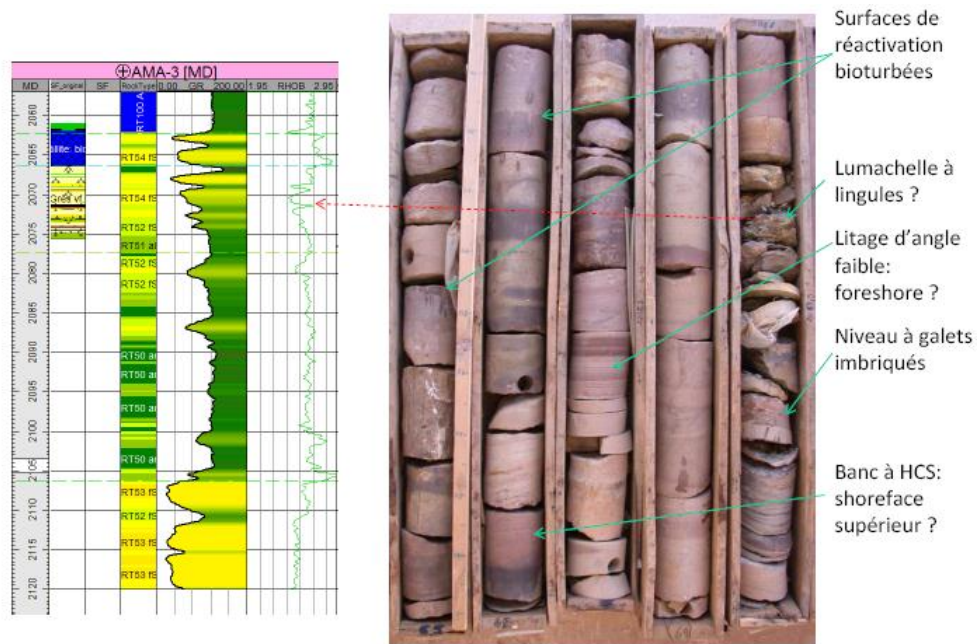


Fig.47: faciès gréseux au sommet de l'unité III-3 – faciès de shoreface et de foreshore(AMA3)

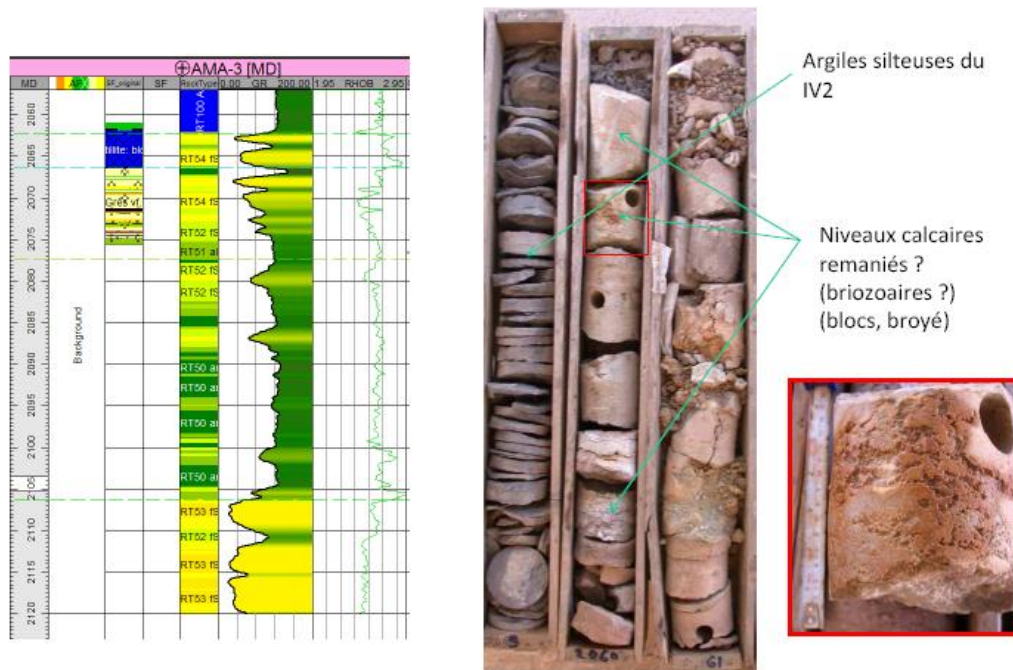


Fig.48:sommet de l'unité III-3 – faciès carbonatés, possibles remaniements glaciaires (AMA3)

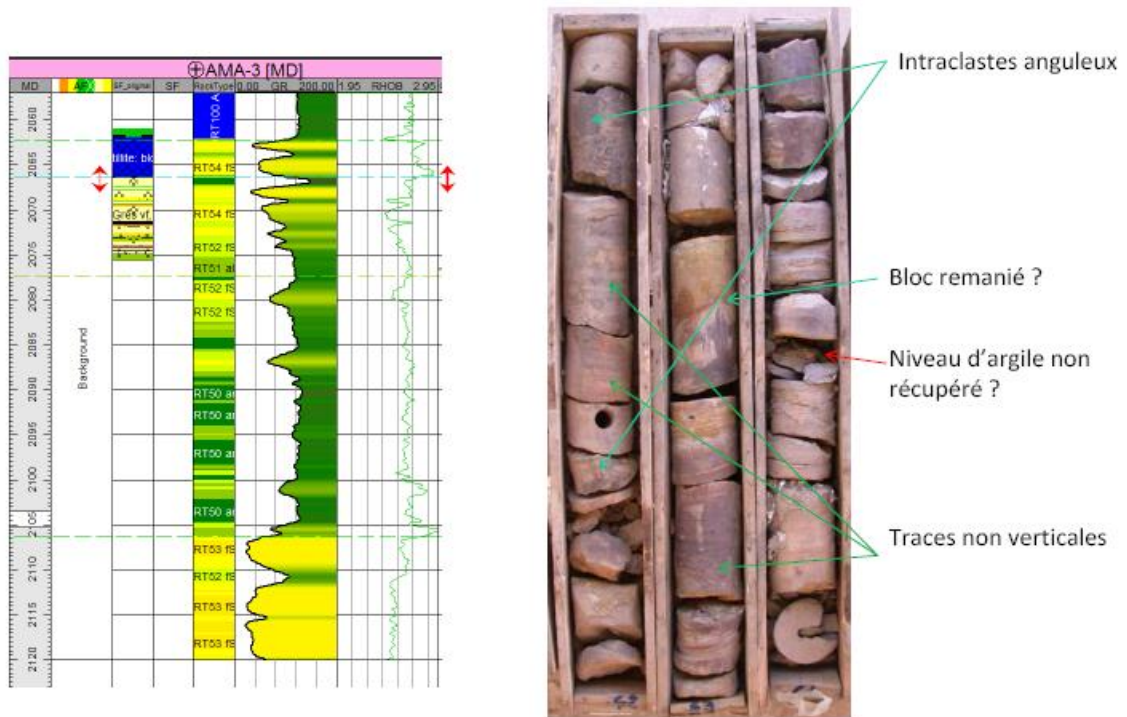


Fig.49:sommet de l'unité III-3 – indices de possibles remaniements glaciaires (AMA-3)



Fig.50:Sommet des mégarides de la dalle terminale et assemblage transgressif à AMA-44



Fig.51:Assemblage transgressif à AMA-4– faciès bioturbés



*Faciès d'injection gréseuse probable –
noter l'effet de cisaillement et le mélange
copeaux gréseux-argile au sommet*

Diamictites et injections gréseuses

Fig.52:Identification de diamictites à AMA-506

Résumé

Une analyse sédimentologique détaillée des réservoirs du gisement d'Amassak a permis de compléter la reconnaissance des principaux faciès sédimentaires glacio-marins de l'épisode fini-ordovicien, et de proposer une architecture stratigraphique en relation avec les cycles climatiques majeurs.

A l'échelle du gisement d'Amassak, et au niveau de l'Unité IV, les associations de faciès principales correspondent à un système régional d'avancée et de retrait glaciaire : les phases d'avancée permettent la mise en place de sédiments fins, souvent argileux (principalement Unité IV-2), alors que la phase de retrait glaciaire permet le dépôt d'un faciès gréseux discontinu et chenalisés, puis de sédiments relativement plus homogènes (plaine turbiditique) qui constituent les meilleurs réservoirs de l'Unité IV-3.

En fait, à l'échelle régionale, ce cycle glaciaire majeur qui se traduit dans la région d'Amassak par la sédimentation de dépôts marins directement sur l'Unité III-3 correspond à l'expression distale d'un ensemble glaciaire à influences plus fluviales ou deltaïques vers le Sud ou le Sud Est.

Mots clés: Bassin de Illizi, Tin Foy Tabenkourt, Amassak, Ordovicien terminal, Milieu glaciaire, Unité III et IV, Diamictite, Tillite.

Abstract

A detailed sedimentological analysis of reservoirs of Amassak deposit has complemented the recognition of the main glaciomarine sedimentary facies. The Late ordovician episode, and suggest a stratigraphic architecture in relation to major climate cycles.

A wide Amassak of deposit, and at the Unit IV, the main facies associations correspond to an advanced regional system and glacial retreat: the advanced phases allow the establishment of fine sediments often clayey (mainly Unit IV-2), while the glacial removal phase allows the deposition of a discontinuous sandstone facies and channelized and relatively more homogeneous sediments resting on turbiditic plaine. Which constitute the best reservoirs of the Unit IV –III-3.

In fact, this major glacial cycle which results in the region of Amassak by sedimentation of marine deposits directly on the Unit III-3 corresponds to the distal expression of a glacial together influences more fluvial or delta to the south or southeast.

Keywords: Illizi Basin, Tin Foy Tabenkourt, Amassak, Late Ordovician, Ice, Unit III and IV diamictite, Tillite.

المخلص

سمحت الدراسة الرسوبية والمفصلة للخرانات الرسوبية لمنطقة أماساك. بالتعرف أكثر علي السحنات الرسوبية الرئيسية ذات الطابع الجليدي البحري، والتي توضع أثناء الأوردوفيسي الأحدث. ارتباطا بدورات مناخية كبيرة. وفي خزان أماساك، تجمعات السحن الرئيسية في الوحدة الرابعة، تدل على نظام إقليمي لتراجع أو تقدم للكتل الجليدية.

تسمح مرحلة تقدم الجليد بتوضع الرواسب الدقيقة، تكون في كثير من الأحيان طينية. بينما أثناء مرحلة الانحسار تتشكل سحنة الحجر الرملي ذات امتداد متقطع ومحفورة بمجري المياه. بعد ذلك، نجد رواسب أكثر تجانسا نسبيا، توضع تريبديية تمثل أحسن الخرنات للوحدة رقم III- VI.

في الواقع، على المستوى الإقليمي، هذه الدورة الجليدية الكبرى والذيعرفي منطقة أماساك تمثل في توضع رسوبيات بحرية مباشرة فوق الوحدة 3-تعبيرا عن وجود كتلة جليدية بعيدة مع وجود تأثير أكثر لمجرى الأنهار أو الدلتا باتجاه الجنوب أو الجنوب الشرقي.

كلمات البحث: إليزي حوض، أماساك، تين فوي تابنكورت، أوردوفيسي الأندى، الدياميكيت، التيليت، الوحدة الثالثة والرابعة.