

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université de Constantine (I)
Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire
Département des Sciences Géologiques

N° d'ordre :

N° de Série :



MEMOIRE DE MAGISTER

Présenté pour l'Obtention du Diplôme de Magister en Sciences de la Terre
Option : Ressources Energétiques

**Interprétation Géodynamique des Configurations Sismiques
marqueurs événementiels aux applications des
Systèmes pétroliers dans le Bassin de Berkine Est,
(Plate-forme Saharienne, Algérie)**

Par

BEN ABDELKRIM MOUSSA

Soutenu devant le Jury d'examen composé de : 18/01/2015

M^r: MARMI R.	Professeur	Université de Constantine (I)	Président
M^r: SHOUT H.	Professeur	Université de Constantine (I)	Rapporteur
M^r: BEN AÏSSA A.E.K.	Professeur	Université de Constantine (I)	Examineur
M^r: BEN ZEGHOUTA M.S.	Maitre de Conférence (A)	Univ. Oum El-bouaghi	Examineur

Constantine, 2015

Dédicace

Je dédie ce modeste travail :

A la sagesse de mon Père mon Maître qui m'a allumé le chemin de la vie,

Aux sacrifices de ma Mère qui m'a donné le sens de la vie,

A mes frères et mes Sœurs, ma Fiancée, A la famille BEN ABDELKRIM

A mes amis Aek Ben Abdelkrim, Bedlaoui AbdElhamid

Titafi AbdEhhamid, Hamadha Bachir.

Moussa Ben AbdElkrim

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail on adresse nos sincères remerciements distingués à Monsieur Shout Hocine Professeur à l'Université de Constantine (I) et le rapporteur de ce mémoire pour sa gestion sage et les bonnes conditions d'études qu'il nous a procurées au cours de nos cursus post-graduation, une fois plus on lui remercie pour la confiance qui nous a accordées en se proposant ce sujet et à toute disponibilité quant le besoin se faisait sentir, pour ses conseils précieuses et la grande intérêt qu'il porte à ce travail ses encouragements ont permis à ce travail d'aboutir.

Nous remercions vivement Mr Marmi Remdane Professeur à l'Université de Constantine, ça fait un grand honneur être un membre de jury en tant que président nous lui sommes très reconnaissant sa patience et sa pédagogie pour l'enseignement de la post-graduation, nos remerciements vont aussi à Mr Ben Zeghouta M. S. Maître de conférence à l'université d'Oum Elbouaghui, et Mr Ben Aissa Aek Maître de conférence à l'Université de Constantine (1) d'être membres de jury.

On tient également à exprimer notre remerciement et notre gratitude envers Mr Ezouawen Hoine Directeur des opérations d'exploration à la division production 24 Février HMD Ouargla, qui a accepté l'encadrement de ce travail examiner ce mémoire et faire partie du membre de jury, on lui remercie pour le soutien physiques et morales et à l'attention qu'il m'a prêté pendant toute la durée de travail, au chantier, au laboratoire et aux archives, Mes sincères remerciements vont aussi à Mr Khiaribelkacem superviseur production au chantier HBNP-1 ENF16, aussi Mr Mokhtariraouf superviseur forage qui ont accepté de m'accompagner, je suis très reconnaissant pour leur gentillesse.

On profite de cette occasion pour adresser nos remerciements à Mr Chettah W. le chef de département des sciences de la terre, pour sa gentillesse ces aides et ces sacrifices, on vous prie Monsieur de vouloir agréer l'expression de nos remerciements les plus sincères veuillez croire notre gratitude et notre haute considération.

Enfin, on n'oublierait pas d'exprimer nos vifs remerciements à Mr Rabah Maouci chef département Berkine Est SONATRACH (IAP) Boumerdès, et tous les travailleurs de la SONATRACH, SCHLUMBERGER, ENSP, HALLIBURTON, ESSP.

Problématique :

La géologie pétrolière considère la section sismique comme étant une véritable radiographie de sous-sol, est devenue le principal outillage de l'exploration et de la détection directe des hydrocarbures, chaque section sismique n'a de sens que pour l'œil expert, elle sert à en extraire les informations pertinentes, à identifier les différentes structures telles que les horizons, les failles, les discordances et les faciès. Le géologue se trouve à ce point confronter à un mécanisme d'interprétation très compliqué parvenu au cours de son expérience.

Les pièges d'hydrocarbures dans la région de Hassi Messaoud (Bassin de Berkine Est), qu'ils soient structuraux ou stratigraphiques peuvent être qualifiés en premier lieu de par La stratigraphie sismique, en particulier par la méthode géophysique, la sismique des puits VSP, ou la sismique réflexion 3D, cette dernière retrouve deux domaines bien distincts : La lecture géologique des sections sismiques et la sismique lithologique.

-l'objectif de La lecture géologique des sections sismiques est de savoir décrypter, déchiffrer, décoder la configuration sismique en vue d'établir une véritable stratigraphie sismique, à l'égard de cette démarche la stratigraphie de Hassi Messaoud est-elle l'équivalent d'une séquence sismique complète limitée de bas et en haut par des discordances d'origine eustatique ou tectonique.

Elle s'attache ensuite à localiser les discordances qui délimitent les séquences, à reconnaître les différents environnements du bassin au continent. Ce travail est développé par *EXXON* dans le mémoire 26 de l'*Américain Association of Petroleum Geologists* (1979). Au nord d'Algérie, l'échelle crustale des systèmes atlasique et tellien demeure une hypothèse qui renforce le développement du programme de recherche *SPIRAL* en cours (Structure profonde et Investigation Régionale du Nord de l'Algérie). La section sismique est devenue une technique d'usage courant pour les géologues et les géophysiciens, aussi un fondement de base à l'échelle des bassins sédimentaires.

-L'objectif de la sismique lithologique est d'extraire l'information géologique à l'échelle de réservoir pétrolier, elle se situe à l'échelle de gisement, c'est une approche directe de la lithologie et des fluides à l'aide des paramètres sismiques tels qu'amplitude, phase, fréquence, continuité des réflexions, leurs terminaisons latéraux, le biseautage. La manipulation de ces divers paramètres par les méthodes informatisées, fausses couleurs, visualisation sur écran, a fait d'énormes progrès à cette technique.

L'interprétation représente donc un travail important et délicat où le géologue est sensé déterminer les structures pertinentes de l'image pour minimiser les risques d'un forage avorté (Jean Marc Chassery), ce travail l'aide aussi à gagner plus du temps pour la réflexion et la bonne prise de décision.

Organisation du Mémoire :

Le travail est présenté par une recherche bibliographique pour pouvoir recueillir les données en détailles des affleurements, ainsi que les résultats de l'assistance pratique aux travaux sur chantier, au laboratoire et aux archives de la direction des opérations d'exploration au sein de l'entreprise SONATRACH et l'ENSP, ce travail s'articule sur deux parties:

La première partie concerne les données des affleurements et présente les trois principaux chapitres ;
Chapitre (I) : esquisse de géologie régionale de bassin de Berkine, de Ghadamès et d'Illizi, en identifiant l'évolution spatiotemporelle des évènements géologiques.

Chapitre (II) : intéresse la sédimentation Paléozoïque associée aux éventuelles activités magmatiques et/ou tectonique, et comprend l'étude détaillée des séquences stratigraphiques voir événementielles si possible, ainsi que l'architecture des dépôts réservoirs du bassin sédimentaire.

Chapitre (III) : expose la sédimentation mésozoïque associée également à la tectonique et à l'activité magmatique, comprend l'étude détaillée des séquences stratigraphiques voir événementielles si possible, ainsi que L'architecture des dépôts réservoirs du bassin sédimentaire.

La deuxième partie présente les données de profondeur, cette partie englobe aussi trois chapitres :

Chapitre (IV) : présente les différentes configurations sismiques obtenues des lignes sismiques de bassin de Berkine, soit en 3D ou sismique des puits VSP (Vertical Seismic Profil), et consiste à résoudre et manipuler les paramètres sismiques par les méthodes informatisées en qualifiant la sismique lithologie par traçage des anomalies stratigraphiques ou stratovolcans, où la réactivation géodynamique (intumescence et détumescence thermique) commande la dégénérescence spatio-temporelle des évènements et modifie largement l'échographie sismique puis ensuite la lecture géologique des sections et alors la stratigraphie.

Chapitre (V) : consacré au forage des puits HBNP-1 et HBNEP-1 avec la surveillance de la lithologie soit des déblais ou cutting, avec la description, jusqu'à la fin du programme de sondage et le DST (Testing).

Chapitre (VI) : utilisé pour caractériser les systèmes pétroliers et leurs ressources énergétiques.

Chapitre (VII) : Interprétations et synthèse géodynamique, Conclusion.

ABSTRACT

The deep geological structure of East Basin Berkine has been identified by the use of 2D and 3D seismic sections. The Easter Berkine Basin has been found as dominated by brittle tectonic faulting system. It has resulted on blocks which are located in several regions and among them the mole of Amguid, Tihembouka and even more the Illizi Ghadames basins.

The presence of horst and grabens revealed by seismic transects appear to be interesting for possible use in understanding the geodynamic evolution and paleogeography of the case study. The reached degrees of fracturing intensity resulting from faulting are contributing for the flow circulation ability facility in the concerned basin.

Reservoir analysis has pointed out that different units can be potentially containing gas and oil. Gross pay reservoirs in the Berkin Basin include: Silurian formation (F6-M2 corresponding sandstone reservoir unit).

Sieginién (G) or Devonian Inf with two units characterized by good petrophysical characteristics 15% to 20% and permeability around 80 md, Gedinian, Devonian Inf with two units (F6) where permeability and porosity are relatively low, Emsian (Devonian Inf or Emsian F4) where k is around 20 md and porosity 7% to 15%, TAGI which is the main reservoir characterized by a porosity of 16 percent and permeability around 3 md

Concerning the source rock: It consists mainly on silurian shale with graptolites in addition to Frasnian shale.

Key Words: seismic, geodynamic, Berkin, reservoir, source rock, petrophysical characteristics.

RÉSUMÉ

La structure géologique profonde de bassin de Berkine Est a été étudiée par la géophysique et identifiée par l'utilisation des sections sismiques 2D et 3D. Ce bassin de Berkine est dominé par une tectonique cassante (système failles). Ils en résultent des blocs qui sont situés dans plusieurs régions, le mole d'Amguid, de Tihembouka et dans les bassins d'Illizi Ghadamès.

La présence de horst et graben révélés par les transects sismiques semble être intéressant pour une utilisation possible dans la compréhension de l'évolution géodynamique et paléogéographique. Les degrés de fracturation atteints contribuent à la circulation de fluide hydrothermal dans le bassin concerné.

L'analyse des réservoirs (unité gréseuse du réservoir F6-M2) est potentiellement riche en gaz et pétrole. Les puissants réservoirs de Bassin de Berkine appartient au Silurien (unité gréseuse de réservoir F6-M2).

Le Sieginien (G) ou Dévonien Inférieur avec deux unités caractérisées par une bonne caractéristique pétrophysique d'une porosité 15% à 20% et environ 80 md de perméabilité, le Gedinian, Dévonien Inférieur avec deux unités (F6) où la perméabilité et la porosité sont relativement faibles, l'Emsien (Dévonien Inférieur ou Emsien F4), où la perméabilité est de l'ordre de 20 md et porosité de 7% à 15%, le TAGI qui est le réservoir principal, caractérisé par une porosité de 16% et environ 3 md de perméabilité.

Concernant la roche mère : Elle se compose principalement de schiste Silurien à graptolites comme roche mère principale et la roche Frasnien mineure.

Mots clés: Berkine, réservoir, roche mère, caractéristiques pétrophysiques, géodynamique, sismiques.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Principaux domaines tectoniques régionaux et l'architecture stratigraphique de la région du maghreb ,S. Galeazzi and al., (2010), modifié.

Fig. 2 : Sections simplifiées à travers des parties choisies de la plate-forme saharienne. La grande exagération est nécessaire de donner un point de vue de la création régionale de ces bassins.S. Galeazzi&al., (2010), modified.

Fig. 3 : Carte isopaque du Cambro-Ordovicien définie les grandes dépo-centres et les hauts fonds régionaux, S. Galeazzi&al., (2010), modifié.

Fig. 4 : Carte isopaque silurienne, basée sur les données des puits, exception le Bassin de berkine les épaisseurs sont estimées par les données sismiques, TOTAL (2010).

Fig. 5a : Les Facies de l'intervalle Cambro-Ordovicien, (2010).

Fig. 5b : Les Facies de l'intervalle Cambro-Ordovicien, (2010).

Fig.6 : Carte isobath de dépôts glaciaires asghiliens (Unit IV), présente les anomalies des épaisseurs orientés N-S qui correspondent aux vallées glaciaires, TOTAL (2010).

Fig. 7 : Carte isopaque de Dévonien inférieur les dépôts sont influencés par le mole d'Ahara au sud de bassin de Berkine, TOTAL (2010).

Fig. 8 : Carte de déformations hercynienne dans la région de Berkine-Illizi, les déformations concentrées le long des failles Amguid-Elbioud, O. point &Galeazzi (2010).

Fig. 9 : Carte isopaque de trias présente le développement de l'extention triassique de bassin de Berkine. Galeazzi et al. (2010).

Fig.10 : Charte chronostratigraphique de bassin de Berkine et d'Illizi.

Fig.11 : Carte isopaque de la formation TAGI (MS Trias-2) O.Point (2009).

Fig.12 : Carte des faciès des grès de TAGS Galeazzi et al. (2010).

Fig. 13 : Carte isopaque d'Hercynien à l'Aptien, Galeazzi et al. (2010).

Fig. 14 : Ligne sismique régional de bassin de Berkine, Illizi et Ghdamès, TOTAL (2010).

Fig. 15: la carte en isobathes au toit du Siégénien de l'Unité (HBNEP-1), SH (2013).

Fig. 16: la carte en isobathes au toit du Silurien F6 unité A2, SH (2013).

Fig. 17 : Inline 14750 passant par le Point d'implantation HBNEP-1, SH (2013).

Fig. 18 : x line 6075 passant par le Point d'implantation HBNEP-1, SH (2013).

Fig. 19 : Marge Ouest Afrique,ASF (1989).

Fig. 20 : Système polarisé en Delta des Iles d'Orléon.

Fig. 21 : Système polarisé en Delta des Iles d'Orléon, interprété.

- Fig. 22 :** La Configuration des réflexions et leur interprétation D'après Mitchum et al.1977.
- Fig. 23:** la carte en isobathes au toit du Siégénien, SONATRACH (2013).
- Fig. 24:** la carte en isobathes au toit du Silurien F6 unité A2, SH (2013).
- Fig. 25:** Inline 14750 passant par le point d'implantation de puits HBNEP-1, SH (2013).
- Fig. 26:** Crossline 6075 passant par le point d'implantation de puits HBNEP-1, SH (2013).
- Fig. 27:** AquisitionGeometry, Shlumberger& SONATRACH; (May 2013).
- Fig. 28:** WellShematic, Shlumberger& SONATRACH; (May 2013).
- Fig. 29 :** Log composite de puits HBNP-1, Shlumberger (2013) .
- Fig. 30 :** Log intégré de puits HBNP-1, Shlumberger (2013).
- Fig. 31 :** Extrait de la carte des gisements de Berkine et localisation du prospect HBNEP-1, SH (2013).
- Fig. 32 :** Aspect Structural de la Région Ourhoud et BBK, Isobathes F6-M2 Beicip (2012).
- Fig. 33 :** modèle de distribution des faciès des unités du F6-SAG HBNEP-1. SH (2013).
- Fig. 34 :** Fiche stratigraphique et architecture de forage de HBNEP-1, SH (2013).
- Fig. 35 :** Extrait de la carte des gisements de Berkine et localisation du prospect HBNP-1, SH (2013).
- Fig. 35 :** Carte isopach de la roche mère Frasnienne, L Remichi et al. (2013)
- Fig. 36 :** Carte isopach de la roche mèreSilurienne, L Remichi et al. (2013).

LISTE DES TABLEAUX

- Tab. 1:** Tableau de différentes nomenclatures des formations de Dévonien inférieur dans l'Ahnet occidental (les affleurements d'AzzelMatti).
- Tab. 2 :** Tableau (02): Mégaséquencespaléozoïque des Bassins de Berkine et d'Illizi basins, Plateforme saharienne, Algérie. Voir ainsi la charte chronostratigraphique.
- Tab. 3 :** Les roches magmatiques du bassin de Berkine.
- Tab. 4 :** Les roches réservoirs et résultats pétroliers.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE

AVANT PROPOS

PROBLEMATIQUE

ORGANISATION DU MEMOIRE

RESUME

PREMIERE PARTIE : LES DONNEES DES AFFLEUREMENTS

CHAPITRE I : SITUATION & GEOLOGIE REGIONALE

I- Généralités.....	11
I-1- Introduction.....	11
I-2- Contexte géographique régional	11
I-3- L’histoire géostructurale de la région de Berkine.....	12
I-4- Le substratum.....	15
I-5- La tectonique.....	17
I-6- L’enregistrement sédimentaire	19
I-6-1- Les hauts fonds paléozoïques	20
I-6-2- Les hauts fonds paléozoïques antétriasiques	20
I-6-3- Les hauts fonds mésozoïques.....	20
I-7- Les dépocentres	21
I-8- Les grandes unités tectonostratigraphiques	21
I-9- Conclusion.....	23

CHAPITRE II : SEDIMENTATION PALEOZOIQUE & TECTONIQUE

II)-Introduction.....	25
II)-1- Le Cambrien supérieur à l’Ordovicien.....	25
II)-1-a- Le Cambrien supérieur (Mégaséquence CAM-2).....	29
II)-1-b- L’Ordovicien précoce (Mégaséquence ORD-1, TR).....	29
II)-1-c- Ashgillien-Arenigien supérieur (Mégaséquence ORD-2).....	31
II)-2- La tectonique du Cambrien supérieur à Ordovicien supérieur.....	33
II)-3- L’Ordovicien-Silurien.....	33
II)-4- La fin de la tectonique Ordovicien-Silurien.....	36
II)-5- Le Dévonien, « continentalisation »	38
II)-5-1- Lochkovien à Givetien : (mégaséquences DEV-1 et IL-2).....	38
II)-6- Le régime Calédonien mineur.....	40

II)-6-1- Les schistes du Dévonien tardif (mégaséquence DEV-2).....	40
II)-7- Le Carbonifère.....	43
II)-7-1- Tournaisien-Namurien (mégaséquence CARB-1).....	43
II)-7-2- Fin Namurien, Stéphanien et Westphalien (mégaséquence CARB-2).....	45
II)-8- Les Failles hercynienne.....	45

CHAPITRE III : SEDIMENTATION MESOZOIQUE & TECTONIQUE

III-1-Introduction.....	49
III-1-1- Le Trias.....	49
III)-1-1-a- Ladinien-Norien inférieur (mégaséquence TRIAS-2).....	53
III)-1-1-b- Norien : (Mégaséquence TRIAS-3 JUR-1).....	53
III-2- La tectonique et l'activité magmatique.....	54
III-3- Le Jurassique-Crétacé.....	58
III-3-1-Le jurassique: (mégaséquences <i>JUR-2</i> et <i>JUR-3</i>).....	59
III-3-2- Le Crétacé: (mégaséquences <i>CRET-1</i> à <i>CRET-3</i>).....	61
III-4- La Fin de tectonique méso-cénozoïque.....	62

DUXIEME PARTIE : LES DONNEES DE PROFONDEUR

CHAPITRE IV : LES CONFIGURATIONS SISMIQUES

IV- Rappel sur la stratigraphie sismique.....	67
IV-1- Définition.....	67
IV-1-1- La lecture géologique	67
IV-1-1-A- L'image sismique d'un bassin et son interprétation.....	67
IV-1-1-B- La séquence sismique.....	68
IV-1-1-C- La réflexion sismique.....	69
IV-1-1-D- La réflexion «marqueur géologique »	70
IV-1-2- La sismique lithologie	70
IV-2- Les données sismiques utilisées	70
IV-2-1- La cartographie sismique 3D.....	71
IV-2-1-a- Carte en isobathes au toit du Silurien Argilo-Gréseux	71
IV-2-1-b- Carte en isobathes au toit du Siégénien	71
IV-2-2- Lecture géologique des sections sismiques Inline et Crossline	74
VI-2-2-a- Description.....	74

IV-2-2-b- Interprétation.....	74
IV-2-3- La cartographie sismique VSP (vertical seismic profil).....	77
IV-2-3-1-Les processus d'acquisition.....	77
IV-2-3-2-L'interprétation.....	77

CHAPITRE V : LES FORAGES

V-1- L'implantation des puits.....	84
V-1-1- Puits HNBEP-1.....	84
V-1-1-a- Localisation	86
V-1-1-b- Contexte structural.....	86
V-1-1-c- Contexte stratigraphique.....	87
V-1-1-d- Analyse du prospect	90
V-1-1-e-Les prévisions Lithostratigraphiques.....	90
V-1-2- Le puits HBNP-1	95
V-1-2-a- Localisation	95
V-1-2-b- Contexte structural	97
- Le cycle compressif hercynien	93
- La phase distensive post-hercynienne	93
- La phase compressive autrichienne	98
- Les mouvements tertiaires	98
V-1-2-c- Contexte stratigraphique	98
V-1-2-d- Analyse du Prospect.....	98
V-1-2-e- Prévisions lithostratigraphiques.....	98
V-2- Conclusion.....	103

CHAPITRE VI : LES SYSTEME PETROLIERS

VI- Système pétrolier de la Région d'Ourhoud et le Nord du Bassin de Berkine	105
VI-1 Roches mères, piégeage et migration	105
VI-2 Roches couvertures	107
VI-3- Roches réservoirs et résultats pétroliers	107
VI-3-1-Trias Argilo-Gréseux Inférieur (TAGI)	107
VI-3-2-Dévonien Inférieur -Emsien (F4)	107
VI-3-3-Dévonien Inférieur- Siegénien (F6) unités C et D	107
VI-3-4-Siegénien (Niveau: 'G') etGédinnien (Formation Tadrart)	108
VI-3-5- Unité réservoir du Silurien F6-M2	108

VI-4-Conclusions.....	109
-----------------------	-----

CHAPITRE VII : INTERPRETATIONS GEODYNAMIQUES, CONCLUSION

VIII-1- Introduction.....	111
VIII-2-Distribution et nature des roches magmatiques du bassin de Berkine.....	111
VIII-3-Nature Pétrographique des roches magmatiques	111
VIII-3-1-Description.....	112
VIII-3-2-Géochimie et âge des roches magmatiques du bassin d'Ilizi.....	112
VIII-3-3-Interprétation.....	113
VIII-4-Origine des intrusions magmatiques du bassin d'Ilizi-Berkine.....	113
VIII-5-Discussion et conclusion.....	114
Conclusion générale	
Liste des Figures & Tableaux	
Références Bibliographiques	
Annexe	

Partie (I) : Les données de surface
(Sur affleurements)

Chapitre (I) :

Situation & Géologie régionale

I-Généralités:

I-1-Introduction:

Le bassin de Berkine est constitué des dépressions Paléozoïques et Mésozoïques, des géostructures intraplaques, engendrées par une tectonique orogénique hercynienne et alpine, elles préservent une archive des roches sédimentaires ayant plus de 7000 m d'épaisseur.

Les transects sismiques régionaux et une multitude de données qui sont utilisés pour examiner l'évolution tectonostratigraphique de la région, vu que les supercycles de Gondwana constituent l'essentiel de la succession Phanérozoïque. Ces cycles tectoniques du 1^{er} Ordre contrôlent et enregistrent les formations du bassin d'extension, celui-ci devrait être suivi par une longue période d'affaissement global, achevé par l'inversion du bassin et le soulèvement régional au cours des orogénies hercyniennes et alpines respectivement (S. Galeazzi. et al. 2010).

Les modèles structuraux qui ont été détectés, c'est par la réactivation transpressive ou transtensive de la plupart des géostructures orientées NNE du Protérozoïque antécambrien, la tectonique locale est considérée comme l'effet d'un champ lointain des processus thermiques, de la tectonique des plaques qui ont affecté les plaques d'Afrique du Nord comme l'orogénie Calédonienne et varisque, l'ouverture de la Téthys et l'océan Atlantique et l'orogénèse alpine, ont été accompagnés par des processus thermiques localisés au manteau.

Les ressources énergétiques montrent des domaines pétroliers qui ont évolué dans ces séries sédimentaires et sont associés à des roches mères anté-siluriennes et post-dévonienne contenant un système pétrolier de classe mondiale avec plus de 39 milliards de barils des huiles à l'EUR (récupération ultime estimée) en réserves d'hydrocarbures groupé avec celui de bassin d'Illizi, (IHS, 2008). L'examen régional du Paléozoïque et du Trias fournit un aperçu complet renouvelé dans l'évolution géologique de la région, mais aussi sert comme un modèle pour l'exploration dans d'autres bassins intracratoniques du monde, (IHS, 2008).

Les bassins de Berkine, de Ghadamès et d'Illizi (BGI) et les hauts fonds régionaux de Tihemboka, Amguid, El-Biod et de Hassi Messaoud forment une grande et très prolifique province d'hydrocarbures, (IHS, 2008).

Le bassin d'Illizi contient des réserves connues d'EUR de plus de 5000 millions de barils de pétrole, et plus de 37 milliards de pieds cubes de gaz (IHS, 2008). De plus, le bassin de Berkine, y compris la zone haute d'El-Biod contient des réserves d'EUR connue de plus de 20 000 millions par barils de pétrole et plus de 43 milliards de pieds cubes de gaz selon la base de données (IHS, 2008).

I-2- le contexte géographique régional :

Les triples bassins de Berkine, Ghadamès et d'Illizi BGI, sont des dépressions Paléozoïques tectonisées qui sont formés près de la marge passive du Gondwana dans le nord de l'Afrique,

probablement comme un décrochement proximal des bordures de la marge passive (Burke et al. 2003).

Ils sont situés dans la plate-forme saharienne, entre le massif du Hoggar et l'Atlas saharien. Les figures (1) et (2) présentent les principaux domaines tectoniques régionaux et l'architecture stratigraphique de la région du Maghreb montrent :

-Une zone déformée au Nord de l'orogénie alpine, le long de l'Atlas tellien et saharien de l'Algérie et son maintien dans les bordures du Rif et Haut-Atlas du Maroc.

-Une région de l'ouest où la déformation hercynienne est intense qui englobe l'Ougarta et l'Anti-Atlas.

-Et une région centrale, moins déformée, largement couverte par les grands ergs sahariens, qui constitue la plate-forme saharienne.

I-3- l'histoire géostrucurale de la région de Berkine :

Les premières dépressions tectoniques du Paléozoïque et du Mésozoïque situées dans la plate-forme saharienne, au sud de la ceinture orogénique de l'Atlas saharien, fig.(1). Ont évolué au cours du Paléozoïque. Les bassins du Paléozoïque subsaharien présentent une stratigraphie et un modèle structural typique des bassins intracratoniques, caractérisés par une série sédimentaire relativement mince et latéralement vaste qui contiennent des grandes discordances régionales et sont disposés dans des larges synclinaux et anticlinaux, affectés par des failles régionales.

Les sommets régionaux et les failles sont généralement des caractéristiques à long terme qui séparent les bassins, et certains sont organisés en bandes des failles décrochantes. Les failles sont souvent réactivées dans le temps en réponse à des événements tectoniques développés soit à proximité de la zone ou le plus souvent à des événements de la plaque où les frontières sont relativement éloignées.

Les autres bassins de la région, comme le bassin de Tindouf, de Reggane, de l'Ahnet, d'Oued Mya, de Mouydir, et Mourzouk fig.(1) et (2), partagent une évolution géologique similaire. D'un point de vue structural, ils divergent sur le degré de déformation au cours de l'Orogénèse hercynienne, et leur subsidence mésozoïque, et par conséquent dans le potentiel d'exploration de leurs systèmes pétroliers.

Les descriptions détaillées publiées contenant les données sismiques et les données de puits de forage et de nombreux affleurements ont donné les informations nécessaires pour essayer d'avancer sur la description de la géologie du sous-jacente de cette région.

Ces observations se fondent sur les études et les publications précédentes menées par de nombreux auteurs, notamment les études régionales de Beuf et al. (1971), Fabre (1976), Legrand (1985), et Boote et al. (1998).

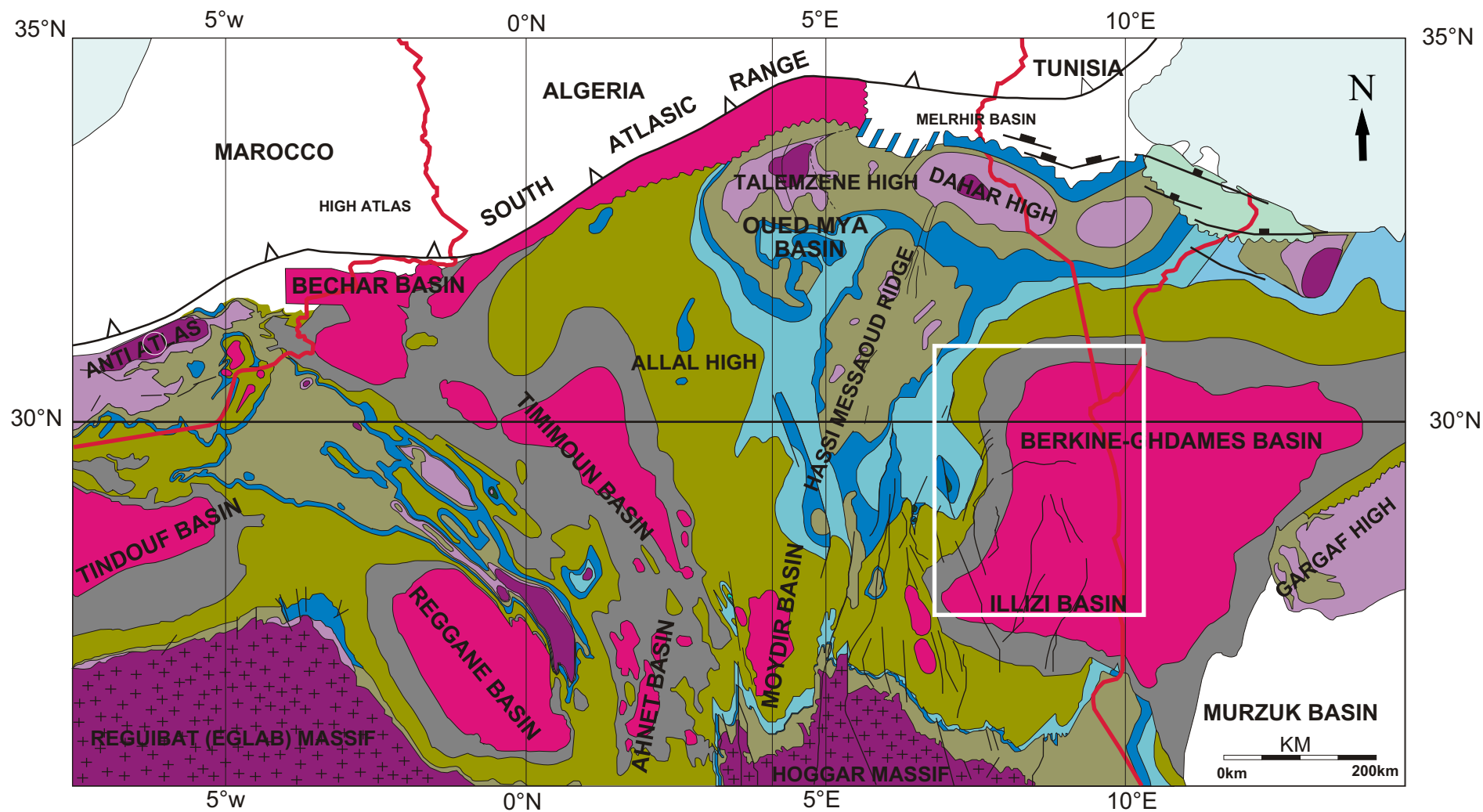


Figure (1). Principaux domaines tectoniques régionaux et l'architecture stratigraphique de la région du maghreb.
 S. Galeazzi and al., (2010), modified.

Legende:

Mesozoic	U-Cretaceous	L-Cretaceous	Jurassic	U-Triassic	M-Triassic		
Paleozoic	M/U-Cr to Permian	Carboniferous	U-Devonian	M-Devinian	L-Devonian	U-Silurian	Camb-Ordov.
Précambrien	Pre-Camb.						

Le Massif des Eglabs daté de l'Archéen tardif, et le massif du Hoggar protérozoïque, sont qualifiés métamorphiques de haute qualité où les terrains ignés qui délimitent la région au sud, les affleurements de la série paléozoïque dans les expositions sur le flanc nord de ces massifs, les détails aussi de la stratigraphie et de la tectonique et les faciès ont été décrits par de nombreux auteurs, Beuf et al. (1971), et Fabre (1976).

Ils sont souvent mis en évidence par de grandes discordances tectoniques telles que la base du Dévonien en particulier au début de discordance Eifélienne, fig. (4). Les séries du Paléozoïque ont été gravement soulevées et érodées au cours de la fin du Carbonifère de l'Orogenèse hercynienne et le soulèvement thermique suivant qui annonçait la rupture de la Pangée.

La figure (2) montre une carte de sous-affleurement de l'anté-Mésozoïque qui illustre la troncature des strates du Paléozoïque à la discordance hercynienne, et par conséquent, les hauts fonds régionaux et les bassins sont formés lors de la déformation du Carbonifère au Permien mi-tardif et le soulèvement de la plate-forme saharienne.

Après la pénéplation paléozoïque, l'affaissement est repris dans le Mésozoïque et a été enregistré par le dépôt de la super-séquence de la Téthys, (Boote et al. 1998). Ce cycle de sédimentation du 1^{er} ordre enregistre l'évolution stratigraphique intraplaque lors de l'ouverture et de la fermeture de la Téthys.

Ce cycle tectonique est représenté dans la plate-forme saharienne par succession complètement discordante du bassin d'extension du Triasique (bassin de sel du Trias) dans la partie nord de la Berkine-Ghadames et d'Oued Mya, fig. (2).

Le régime hercynien Paléozoïque a été suivi par une période d'émersion accentuée par un soulèvement au nord, c'est à dire le haut fond de Djefara-Dahar, ce qui peut être interprété comme un rift associé à des événements de rifting du Permien documentés dans la Djefara région (Stampfli et al. 2001).

Ces événements de rifting annoncent la création de la marge passive Téthys de l'Afrique du Nord, et le départ de la plaque des Pouilles. L'extension du Trias-Lias a été suivie par la sédimentation dans les voies vers la terre de l'empêchement Téthys, et une inclinaison nord continue de la plate-forme sous-jacente au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque. La subsidence mésozoïque mi-tardive a été interrompue par l'évènement tectonique néocomien tardif, associé à une intense déformation le long d'Amguid El-Biod, fig. (1).

La base de Tertiaire (ou la discordance fini-maastrichtien), formée au cours du Crétacé supérieur au début du Tertiaire mais prolongée avec un soulèvement régional léger de la plate-forme saharienne, qui a été couplé avec le soulèvement thermique du Hoggar dans le sud.

La tectonique alpine tertiaire induit la réactivation de défailance locale dans la plate-forme saharienne. Le soulèvement régional et l'accentuation de la tardi-mésozoïque inclinaison régionale au nord abouti à la découverte du bassin d'Illizi.

Le tableau (1), résume les principales phases tectoniques que la plate-forme saharienne a connu au cours de la dernière 600 Ma. Les cycles du 1^{er} Ordre de Gondwana et de la Téthys peuvent être considérés pour enregistrer la formation du bassin d'extension, suivie d'une longue période de subsidence nette globale au cours de laquelle la zone a travaillé comme un certain nombre de bassins séparés par des hauts fonds, et de conclure avec l'inversion du bassin et le soulèvement régional pendant les orogénies hercyniennes et alpines respectivement.

I-4- Le substratum :

Le cadre structural régional des bassins BGI est dominé par les failles N-S et NNE-SSW du socle panafricain fig. (1) et (2), le substratum saharien est bien exposé dans le Hoggar fig. (1), Le protérozoïque métamorphique ensemble de l' Hoggar peut être interprété comme l'exposition des racines de l'orogène pharusien orientée N-S, qui continue vers le sud dans la zone mobile. Il a formé lors de la collision entre le craton ouest-africain protérozoïque (massif Reguibat) et le continent Africain à l'Est, qui comprenait le Hoggar (Bessoles, 1983).

La suture de Tilemsi, qui se déroule dans le nord-ouest du Sahara occidental, sépare les deux blocs d'accrétion continentaux fig. (1). La zone du Hoggar comprend la majeure partie de la courroie mobile associée à cette collision (Boullier, 1991). Il se compose d'un amalgame des terranes ignées métamorphiques séparés au N-S par un modèle de l'anastomose des zones de cisaillement panafricain (Coward et Ries, 2003).

Ces zones de cisaillement représentent une déformation plus fragile et formées tardivement dans le processus de collision, tel que celui de l'Asie centrale en raison de la collision de l'Inde avec l'Asie (Burke et al. 2003, Coward et Ries, 2003).

Le bouclier Hoggar comprend trois principaux terranestectono-magmatiques séparées par des zones de cisaillement: l'Ouest, le centre et l'est du Hoggar fig. (1), (Boullier, 1991). L'Ouest le Pharusien du Hoggar est un terrane protérozoïque impliquant des granulites archéennes, métamorphiques et des granites de début du protérozoïque, et les sédiments protérozoïques tous recoupées par des granites, à 572-592 Ma. Le Hoggar central se compose essentiellement au début et au milieu métamorphique et granitoïdes du protérozoïque, des intrusions de 600-615 Ma des granitoïdes syntectoniques et des granites 515 Ma du Cambrien, (Black, 1967). Le Hoggar oriental est un terrane aussi métamorphique de haut grade stabilisé au cours de 730 Ma et délimitée à l'Ouest par la ceinture Tiririne (Coward et Ries, 2003).

Tableau (01): principaux évènements tectoniques qui ont façonné la plate-forme saharienne au cours de Phanérozoïque.
S Galeazi & al. Marine and Petroleum Geology 27 (2010), modified.

Évènements Tectoniques	Intervalles du Temps	Discordances tectoniques majeures	Remarques
-Orogénies alpines	Mi-Eocène Quaternaire	Non étudié	Soulèvement régional de la plate-forme saharienne, dépôts continental mineur durant, le Miocène-Quat. Emplacement des Nappes Telliennes.
-Orogénies alpines la phase atlasique et le soulèvement du Hoggar	Mi-Post-Eocene	Disc. Atlasique (Crétacé tardif Paléogène	S1 N160°E. Soulèvement régional et le basculmenet nord de la plate-forme saharienne. Soulèvements environ 2000m des massifs du Hoggar, associés aux volcanismes éocènes.
-Orogénies alpines, la phase atlasique précoce.	Santainien Maastrichtien	Disc. Atlasique (Crétacé tardif Paléogène	S1 N-S début de collision Africo-eurasiatique. Réactivation Transpressionale des structures orientés N-S de Berkine et EL-biod.
-Tectonique précoce du Crétacé	Neocomien tardif- anté-aptian	Disc. De l'Aptien tardif	S3 N160E. Transpression sénestre le long des failles N-S la région El-Biod, et Amguid.
- Rifting de la Téthys	Permien tardif Trias-Jurassique	Disc. varisque (Carbonifère tardif mi-Trias), disc.3 Trias (Norien)	S3 N130E. Déformation Extensionale relie l'ouverture de la thétys. Accompagné par un soulèvement thermique régional et le Volcanisme de Ladinien-Norien.
-Orogenie varisque soulèvement permien	Dévonien tardif Carbonifère tardif	Disc.Hercynienne (Carbonifère tardif mi-Trias). disc.Namurienne (Dévo. Carbon. Séq.)	S1 NE-SW réactivation transpressionale locale des structures orientées N-S vers EL-biod. soulèvement régional et cassure lithosphérique. érosion majeure des series Carbonifères.
-Régime Calédonien	Silurien tardif anté-dévonien	"Disc. Base Devinienne, Disc. Praguienne	S1 approxi. la réactivation de faille locale E-W et l'association de l' Ahara et la région haute de Tihemboka.
-évènements d'extension Arenigienne	Trémadocien tardif anté-arenigien	Disc.Arenig. (anté-arenigienne) "Seq. 2Ord L.Séq. base de quartzite de l'Hamra	S3: E-W subsidence tectonique le long de centre de bassin d'Illizi. Érosion majeur dans la haut fond de l' Ahara et les régions NE de Berkine.
-Orogenie Pan-africaine	Protérozoïque tardif	"Disc. Infra Tassilienne " (Top des formations)	S1:E-W. Orogénie majeure due à la collision des Cratons Est et Ouest Africain. Soulèvement majeur envahissant N-S failles et les plies définissants le substratum régional. L'Orogène est métamorphique et racines ignées constituent les basements de la région de Berkine et d'Illizi.

Ces terranes d'accrétion sur le craton Afrique de l'Est au cours de 750 à 700 Ma, associé à une zone de subduction apparemment dirigée SE, y compris les sédiments d'accrétion, arcs magmatiques et terranes océaniques et continental. Ils ont ensuite entré en collision avec le bouclier Afrique de l'Ouest au cours de l'Orogénie Protérozoïque Pharusienne au cours de 600 Ma. Cette dernière collision a affecté l'ensemble de massif du Hoggar, et inclus des cisaillements et des failles normales associées à un déplacement vers le nord des terrains différents, la collision a été associée avec le dépôt d'une molasse Protérozoïque à l'Ouest de l'Algérie au sein de demi-grabens, (Claret et Tempere, 1967).

Les roches précambriennes peu métamorphosées dans la région de Hassi Touareg (juste à l'Est de Hassi Messaoud), qui peut être corrélé avec la série Protérozoïque syn-orogénique du bassin de l'Ahnet (Beuf et al. 1971).

Les observations dans le domaine BGI ne montrent pas clairement de demi-grabens du paléozoïque inférieur, mais déduisent la présence de failles tardives profondément enfouis au Cambrien. Par conséquent, il est possible que les bassins BGI résistent à la déformation transtensionnelle douce du Cambrien tardif, qui aurait suivi ou peut-être représenté par un processus associé à la tectonique continentale au cours de cette collision panafricaine tardive, (Klitzsch, 1970).

L'hétérogénéité du sous-sol de l'Hoggar continue dans le sous-sol des bassins BGI, détermine les principales tendances de déformation phanérozoïque. Les systèmes de failles panafricains N-S ont été réactivées au cours du phanérozoïque, remarquablement au mi-paléozoïque et mi-mésozoïque (Guiraud et Bellion, 1995). Le linéament qui se poursuit dans la zone d'étude et évolue vers le nord dans une tendance de faille d'Amguid, El-Biod, fig. (1).

La ceinture Tiririne, qui marque la limite du centre-est du Hoggar continue vers le nord dans un certain nombre de failles orientés N-S, y compris celle de Fadnoun fig. (1), marquant la limite ouest de Tihemboka. Ces failles correspondraient alors à l'extension nord du Hoggar oriental, tandis que le sous-sol du Hoggar central serait plus chaussé de la zone de bassin d'Illizi fig. (2). Les roches du socle protérozoïque ont été atteintes par plus de 20 puits dans la région de cette étude. Ils sont constitués de roches ignées et polyphasées de métamorphisme de haute qualité, principalement les granites et les gneiss granitiques, datent d'environ 650 Ma (Fabre, 1976), qui appartiennent probablement au domaine de sous-sol du Hoggar central (Fabre, 1976; Bessoles, 1983).

I-5- La tectonique:

Les principaux domaines tectoniques qui se présentent comme une conséquence de l'évolution phanérozoïque de la zone de BGI sont présentés dans les sections de la carte fig. (2). Les principaux éléments tectoniques intracratoniques sont les grands bassins et les hauts fonds caractéristiques.

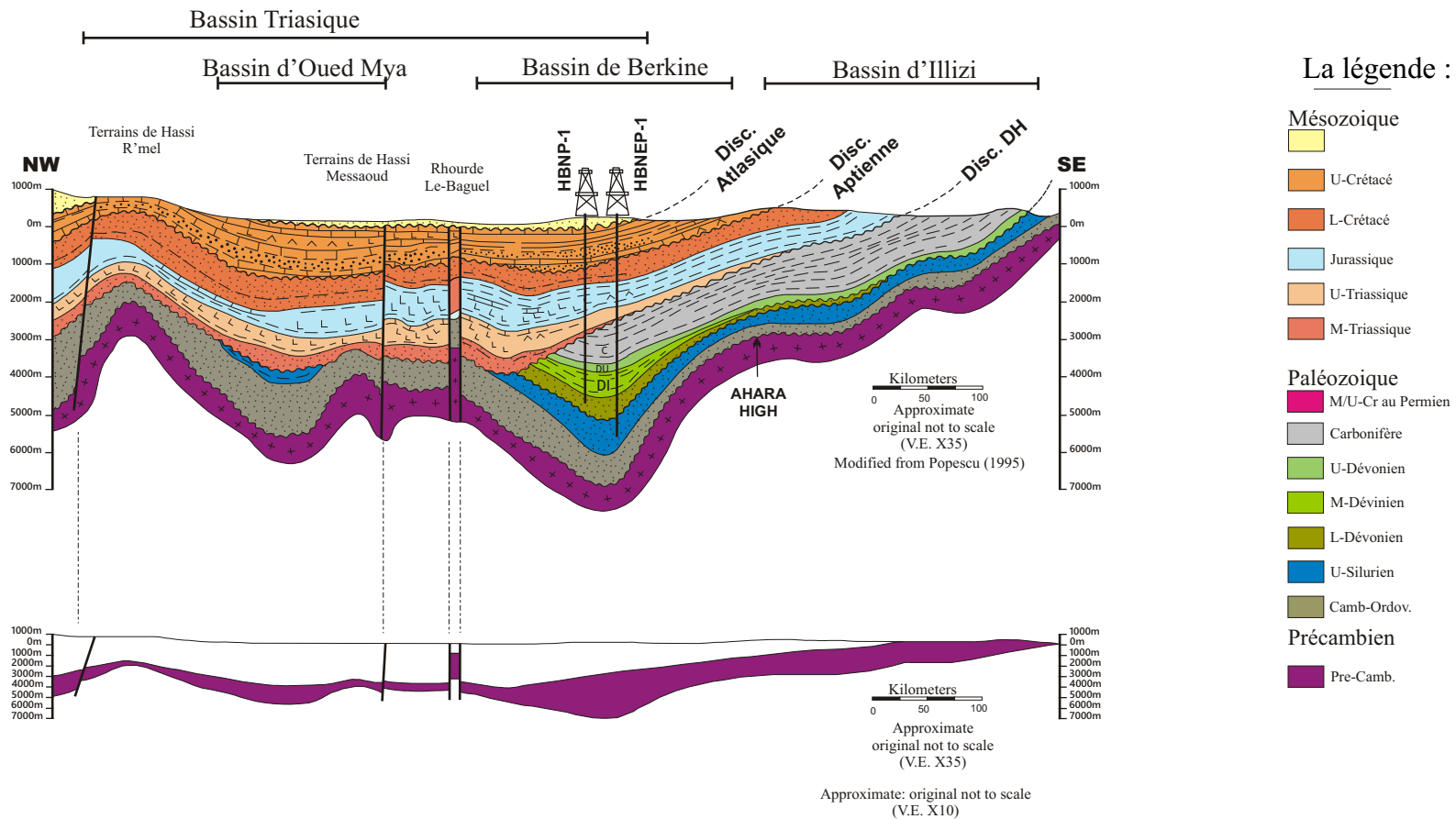


Figure (2): Sections simplifiées à travers des parties choisies de la plate-forme saharienne. La grande exagération est nécessaire pour donner un point de vue de la création régionale de ces bassins. S. Galeazi & al., (2010), modified.

Les hauts fonds régionaux et les bassins sont des caractéristiques à long terme normalement associés à un seul cycle tectonique majeur, par exemple, les hauts fonds de milieu du Paléozoïque, les hauts fonds hercyniens, et de mi-mésozoïque. Au contraire, certaines failles et des tendances de failles ont été clairement réactivées plusieurs fois en raison de différents événements tectoniques. Le tableau (1) résume les principaux événements tectoniques qui ont façonné la plate-forme saharienne au cours du Phanérozoïque.

I-6- l'enregistrement sédimentaire:

La plate-forme saharienne contient un enregistrement sédimentaire bien marqué du Paléozoïque (du Cambrien tardif au Carbonifère tardif et le Permien) et du Mésozoïque (du Trias tardif au Crétacé moyen), qui comprend les principales discordances régionales enregistrant les nombreuses périodes de l'érosion (Beuf et al. 1971, Fabre, 1976).

Les discordances régionales divisent les supercycles de Gondwana et de la Téthys en huit et sept mégaséquences respectivement. Ces unités régionales enregistrent souvent des cycles transgressifs-régressifs (T/R) de 2^{ème} Ordre, (Fabre, 1976).

Les mégaséquences du Paléozoïque inférieur sont caractérisés latéralement par des vastes réservoirs marins peu profonds riches en sable à gros galets fluviatiles intercalées avec les argiles. Les dépôts marins généralisés ont été déposés dans les rivages des mers épicontinentale peu profonde et les rivières continentales tressées au cours de l'Ordovicien supérieur, dans un système continental glaciaire de courte durée, (Fabre, 1976).

Les séquences de troisième ordre affichent des géométries en style de rampe, parallèle avec en grande partie des modes des strates sigmoïdales à faible angle. Le début de sédimentation mésozoïque suivi le soulèvement paléozoïque et la pénéplation sous une forme de séquences de l'arrière-pays contenant des grès fluviatiles et alluviaux et playa-lac mudstones et d'évaporites interstratifiées avec des minces argiles lacustres, de schistes et dolomies marins dans un environnement peu profond.

L'ensemble de la série Paléozoïque et Mésozoïque de bassin de Berkinedécrivent, en particulier les détails sur la série Cambro-dévonienne et du Trias supérieur, où la plupart des hydrocarbures de la région se produisent. Le principal objectif est de décrire l'évolution tectonostratigraphique de la région et de la plate-forme saharienne, et les systèmes pétroliers qui y sont contenues fig. (1).

La série paléozoïque (Supersequences de Gondwana) séparé de celle de Mésozoïque-tertiaire (Supersequences de la Téthys) par la discordance hercynienne, (Boote et al. , 1998) se compose de 4000 m d'épaisseur, un remplissage sédimentaire essentiellement clastiques déposés dans des bassins marins intracratoniques peu profonds.

Ces bassins racontent l'histoire sédimentaire du Paléozoïque du nord de Gondwana après l'orogénèse Panafricaine, et jusqu'à la clôture des océans de LAPETUS de la fin du Carbonifère de

l'orogénèse hercynienne. Dans cette Supersequence, des structures douces recordent les événements tectoniques qui ont été corrélés aux orogénies et des phases de réorganisation tectonique des plaques, tabl. (1).

I-6-1-Les hauts fonds Paléozoïques:

Les Cartes isopaques et les coupes, Fig. (3) et la fig.(1) montrent que pendant le Paléozoïque inférieur, du Cambrien tardif au Dévonien le haut fond d'Aharaest séparé par les dépo-centres de bassins de Berkine et Illizi. En outre, le bassin d'Illizi a été délimité au sud par une longue durée de vie élevée dans la région maintenant occupée par le massif du Hoggar.

Le haut fond de Tihembokaest développé au cours du Paléozoïque moyen séparant le bassin de Murzuk et les bassins d'Illizi. Les cartes isopaques et les modèles stratigraphiques suggèrent que la direction NW domine le grand haut fond d'Ahara en Algérie et le haut fond de Gargafen Libye, fig. (3). Les failles dans la région Tihemboka pré-Devonien sont dû à l'activité tectonique de Dévonien et de Silurien précoce.

En outre, dans le Paléozoïque inférieur, une grande structure existée à l'ouest du bassin d'Illizi, mais est fortement masquée par la phase hercynienne et la tectonique ultérieure le long des voies à l'ouest de la faille Amguid-El-Biod (Beuf et al. 1971).

Cette tectonique souplémi-paléozoïque dans la plate-forme saharienne a été corrélée à la déformation paroxysmale de la collision de l'orogénie Caledonienne pendant le Dévonien et le début du Silurien tardif (Beuf et al, 1971; Fabre, 1976), tabl.(1).

I-6-2-Les hauts fonds Paléozoïques antétriasiques:

Ces hauts fonds définissent plus clairement les contours des bassins du Paléozoïque. Ils sont liés à un soulèvement régional et la déformation de compression associée à l'orogénèse hercynienne.

à l'ouest des bassins de BGI, la carte de sous-affleurement montre la discordance hercynienne, fig. (2) associée à la réactivation des failles paléozoïques et des glissements tardifs orientés au nord émanant à la région du Hoggar.

Au nord, la grande structure de Dahar révèle une faille subaffleureante du Paléozoïque inférieur, cette haute zone peut représenter les épaules du soulèvement associé aux failles permo-trias sous-jacentes de la zone de Djefara (Stampfli et al. 2001). Les hauts fonds précédents du Paléozoïque de Tihemboka et d'Ahara n'ont pas été réactivés au cours de la phase hercynienne.

I-6-3-Les hauts fonds mésozoïques:

Les réactivations du Mésozoïque et la structure d'inversion associée le long de la suture Amguid-El Biod montre l'activité continue le long de ce système de glissement du précambrien tardif, fig. (2). Dans la région de HassiR'Mel, la poursuite de la zone haute Talemzane-Dahar à l'Ouest a été soulevé au cours de la fin du crétacé-tertiaire. En outre, la figure (2) montre une élévation encore plus

spectaculaire dans le domaine Djefara de la Tunisie. La cause des soulèvements plus tard n'est pas claire. Ils peuvent être soit liés à la déformation de l'Atlas ou encore au soulèvement associée à l'extension du système d'extension large de Tripolitaine en Libye et la Tunisie.

En Libye, l'arc du Gargaf, séparant le bassin de Murzuk et Ghadames, c'est à dire au moment du Crétacé. Enfin, le soulèvement le plus spectaculaire de la région est celui du Hoggar, élevé sur 2000m depuis l'époque de l'Éocène. Il est interprété comme une grande exhumation Phanérozoïque durant le soulèvement thermique Eocène (Fabre, 1976; Guiraud, 1998; Ayadi et al, 2000).

La zone d'étude est composée de plusieurs anticlinaux et synclinaux orienté NS et NE et des failles les limitent, parfois des grandes failles régionales de décrochement. Les failles étaient plus probablement des failles normales du Paléozoïque qui ont été inversés en temps hercyniens. Ils ont été ensuite partiellement réactivés en failles transtensives de la fin du Trias-lias, puis réactivés à nouveau au cours de la mi-crétacé, les événements syn-sédimentaires sont accentués plus tard au cours de l'orogène alpine.

I-7- Les dépoctrans:

Les figures (2) et (10) montrent l'évolution des principaux dépoctrans dans la région au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque. Les bassins du Paléozoïque sont entourés des hauts fonds d'Ahara-Tihemboka, la définition d'un centre de dépôt NNW orientée à l'ouest, marqué dans les creux d'Illizi et de Berkine-Ghadames au nord, et entre l'Ahara et les hauts fonds de Talemzane-Dahar.

A noté que le bassin d'Illizi, le plus largement utilisé dans l'industrie pétrolière, comprend la province de pétrole couvrant le haut fond d'Ahara. Le soulèvement régional Paléozoïque de pré-trias et a entraîné un changement majeur des dépoctrans et l'inversion d'une partie du bassin d'Illizi.

I-8- Les grandes unités tectonostratigraphiques:

La colonne sédimentaire paléozoïque des bassins de Berkine et d'Illizi a 7000 m d'épaisseur. Les sections de fig.(2) représentent les intervalles de dépôt et les grandes discordances associés aux différentes phases tectoniques de la plate-forme saharienne. En outre, les cartes chronostratigraphiques dans la fig. (10) soulignent l'importance chronostratigraphique des grandes discordances et illustrent les faciès observés dans les séquences sédimentaires.

Nous avons étudié la série sédimentaire de la zone en se basant sur les publications précédentes, comme celles de Fekirine et Abdallah (1998) et Crossley et Dougall (1998), qui ont proposé une subdivision de la série en mégaséquences, séparés par de grandes discordances régionales. Ils ont utilisé le terme mégaséquence comme une séquence composite à long terme d'une durée de l'ordre de 10 à 50 Ma, Ils sont supposés être liés soit au 2^{ème} cycle eustatique ou sont liés aux phases tectoniques majeures, et correspondent aux 2^{ème} cycles à l'ordre de Vail et al. (1991).

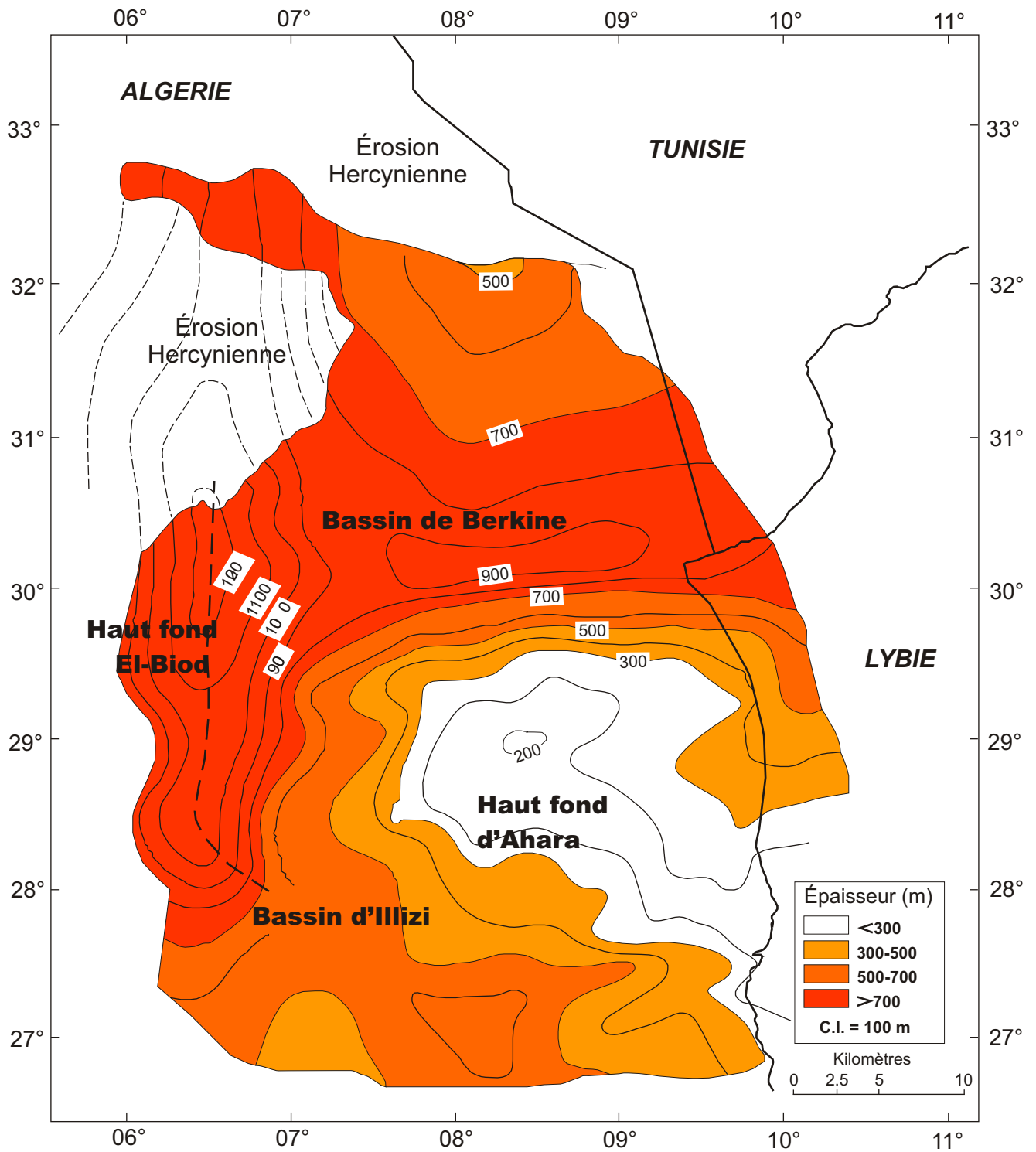


Figure (3): Carte isopaque du Cambro-Ordovicien définissant les grandes dépocentres et les haut fonds régionaux, S. Galeazi & al., (2010), modified.

La plupart des discordances des megasequences ont été reconnus et décrits en détail dans le domaine par d'autres auteurs, notamment Beuf et al. (1971) pour le paléozoïque inférieur, et plus récemment Eschard et al. (2005a).

I-9-Conclusion:

Les principales discordances de la plate-forme saharienne sont associées aux collisions continentales bien marquées qui ont affecté l'Afrique NW, à savoir l'orogénie hercynienne et alpine. Ces grandes discordances séparent la série dans une supersequence paléozoïque, suivie d'une supersequence mésozoïque, qui est couverte à son tour par une mince supersequence tertiaire, fig. (2), (4).

Les autres grandes discordances tectonique estimées sont interprétées à l'occasion d'un changement du régime tectonique à l'intérieur du Sahara, et sont accompagnées par la réactivation de certains linéaments des failles indiquant un certain degré de la tectonique locale.

Le tableau (1) montre la corrélation des grandes discordances tectoniques et des intervalles de temps avec des régimes et des événements tectoniques variés, d'autres discordances majeures qui ont été précédemment attribuées à l'épeirogenèse ou même le soulèvement orogénique montrent très peu de rapport avec la tectonique et sont probablement en raison de fluctuation de niveau de la mer majeur. Un exemple clair, qui est seulement liée à une chute eustatique glaciaire.

Partie (I) : Les données desurface
(Sur affleurements)

Chapitre (II) :

Sédimentation Paléozoïque&Tectonisme

II)-Introduction:

La première couverture de substratum est la série Paléozoïque, elle constitue la super-séquence du Gondwana, ayant plus de 4000 m d'épaisseur, les dépôts sont en grande partie de nature silicoclastique. Le premier dépôt a commencé dans le Cambrien tardif, en raison de la longue durée du paléozoïque où l'eustatisme est pratiquement élevé (Grabau, 1933).

Cette superséquence est couplée avec un substratum protérozoïque biseautant de place en place. Les discordances les plus en vue dans le paléozoïque et les faciès emboîtés qui divisent la série en huit mégaséquences, résumés au tableau (2).

Les unités montrent des faciès transgressifs-régressifs (T/R), et fournissent une corrélation régionale des réservoirs. Les deux principales roches mères de la région ont été déposées au cours de Silurien inférieur (Llandovérien), et durant la transgression de Dévonien supérieur (Frasnien), correspondant à une paraséquence de 2^{ème} ordre, à caractère régressif transgressif.

II)-1-Le Cambrien supérieur à l'Ordovicien:

Du Cambrien supérieur à l'Ordovicien supérieur la série varie en épaisseur de 200 à plus de 900 m et s'étend sur une durée de 70 Ma, Fig. (1). Elle se compose de sédiments principalement silicoclastiques de dépôts marins. Elle est limitée à sa base par la discordance infratassilienne (« de surface Infratassilienne » Beuf et al., 1971) qui la sépare du substratum panafricain, la couverture sédimentaire paléozoïque légèrement déformée. Cette série est marquée par la discordance glaciaire Ashgillienne.

L'intervalle Cambro-Ordovicien est caractérisé par la présence des passés de grès épais et latéralement séparés par des intervalles de schistes marins, fig. (4). La figure (2) représente une coupe transversale schématique le long du bassin d'Ilizi, parallèle à la carte chronostratigraphique, au chapitre (3). Les grandes discordances divisent cet intervalle en trois principaux mégaséquences : CAM-2, ORD-1 et ORD-2, tabl. (2).

Toutes ces discordances sont au moins dû à une force tectonique, par exemple la discordance ORD-2 dans le bassin d'Ilizi, Fig. (2). La mégaséquence CAM-1 a été identifiée dans l'ouest de l'Algérie et le sud du Maroc, où la série du Cambrien supérieur atteint 1000 m d'épaisseur (Galeazzi et al., 2000).

La discordance CAM-2 est mieux évidente dans la partie nord de la région de Hassi Messaoud, où elle est interprétée sur la base des faciès emboîtés, et placée à la base du faciès fluviatiles de la formation de Hassi Leila, recouvrant les faciès marins. Dans le bassin d'Ilizi, inversement, la discordance arenigienne ORD-2 est une surface d'érosion majeure bien marquée dans la partie occidentale du bassin d'Ilizi, Fig. (2).

Tableau (02): Mégaséquences paléozoïque des Bassins de Berkine et d'Illizi, Plateforme saharienne, Algérie.
Galeazzi et al. 2010, Voir ainsi la charte chronostratigraphique, fig.(4).

Mégaséquence (duration)	Age	Discordance basale	Transgressions
-CARB-2 MS (?)	Mid-Namurien Permien précoce	Disc. Mi-Namurien (323 Ma)	Namurien tardif (séq. MCARB-1 MFS)
-CARB-1 MS (27 Ma)	Tournaisien Mid-Namurien	Disc. Strunien (354 MA)	Visien (Séq LCARB-3 MFS)
-DEV-2 MS (16 Ma)	Frasnien Famenien	Disc. Frasnien (370 Ma)	Frasnien (Séq Fras-1 MFS)
-DEV-1 MS (47 Ma)	Lochkovien Eifelien	Disc. Base Dévonien (417 Ma)	Emsien (Séq Emsien-1 MFS)
-ORD-3- SIL-1 MS (26 Ma)	Asghillien tardif Pridolien	Disc. Asghillien (444 Ma)	Liandoverien précoce (Séq. SIL-1 MFS)
-ORD-2 MS (30 Ma)	Arenigien tardif- Asghillien précoce	Disc. SEQ ORD-2 (480 Ma)	Lianvirnien tardif-antéliandeilien (Séq ODR-2 MFS)
-ORD-1 MS (20 Ma)	Cambrien tardif inf. Arenigien précoce.	Disc. SEQ ORD-1 (500 Ma)	Mi-Tremadicien (Séq. ORD-1 MFS)
-CAM-2 MS (20 Ma)	Mi-Cmbrien à tardif	“Disc. Infra Tassilis”	R.A.S.

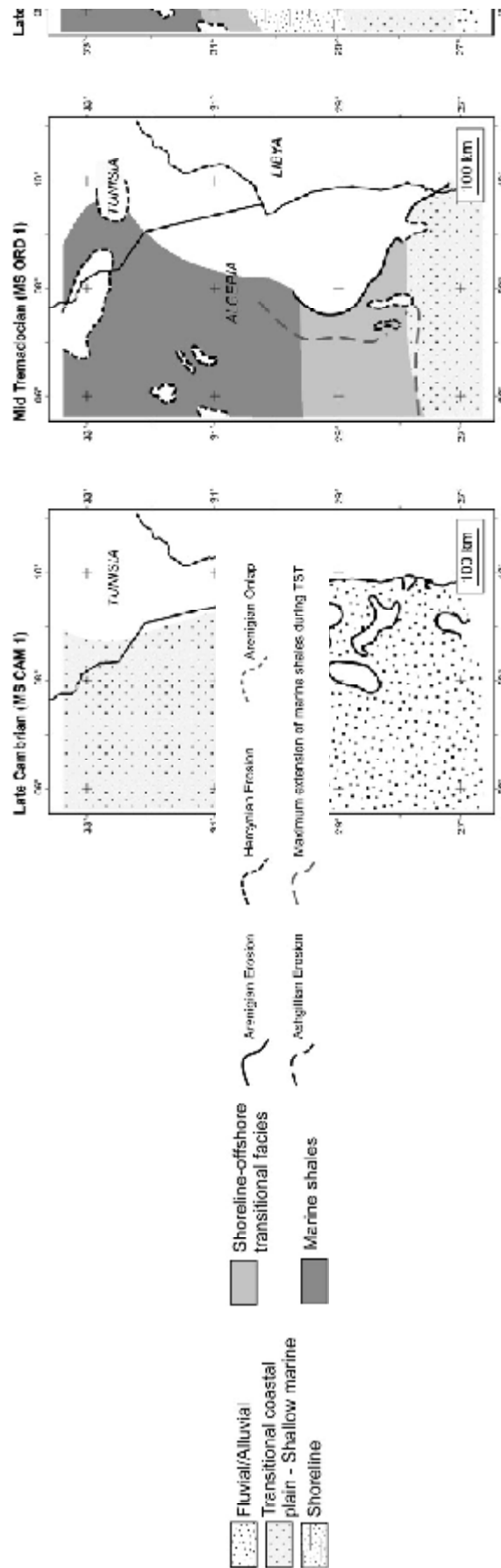


Figure (4a): Les Facies de l'intervalle Cambro-Ordovicien, séquences de l'anté-ashgillien,

Montre les effets de l'érosion aux différentes discordances majeures et à la préservation des séries du paléozoïque inférieur, O. Point (2010).

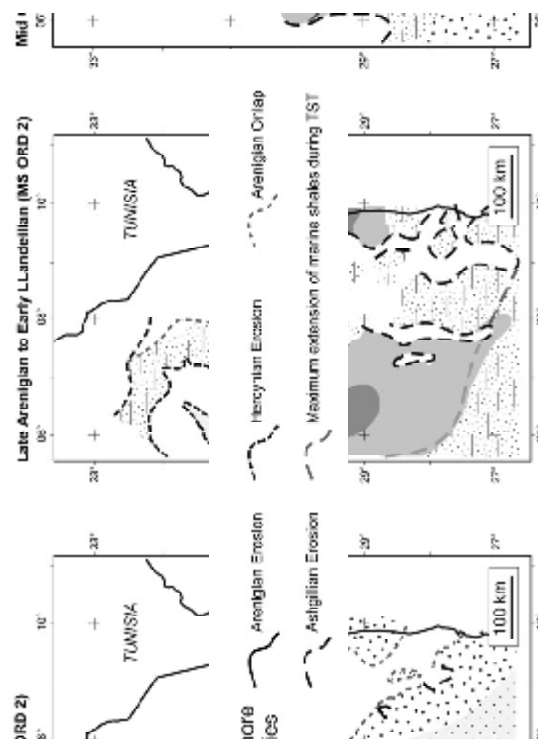


Figure (4b): Les Facies de l'intervalle Cambro-Ordovicien, séquences de l'anté-ashgillien, Montre les effets de l'érosion aux différentes discordances majeures et à la préservation des séries du paléozoïque inférieur, O. Point (2010).

II)-1-a- Le Cambrien supérieur (Mégaséquence CAM-2):

Les chenaux de grès à 100-200 m d'épaisseur, représentent les dépôts du CAM-2, et sont constitués de grès micacés à grains moyens et grossiers qui couvrent le socle métamorphique hétérogène, se développent en onlap sur les hauts fonds régionaux, ils sont normalement appelés grès de Tin-Taharadjeli de formation des Ajjers (Nyssen et al., 1964, Borocco et Nyssen, 1959).

Les lits basales peuvent comprendre localement des conglomérats (Beuf et al., 1971). Les faciès correspondent à des dépôts fluviaux stressés dans la région d'Ilizi, formant probablement une partie d'un cône de déjection à grande échelle, les faciès marins plus jeunes couvrent les dépôts fluviaux des séquences Cambro-Ordovicien basales, (Beuf et al., 1971).

La série du CAM-2 a été datée du Cambrien supérieur basé sur la présence des *Acritarches* dans des puits dans le bassin d'Oued Mya. En outre, ils sont datés en fonction de leur position relative par rapport à des schistes trémadociens dans le champ de Hassi Messaoud (Combaz, 1967).

Les faciès de type marins peu profonds sont constitués des grains plus fins, plus quartzeux que les dépôts continentaux contemporains, et contiennent des *Skolithos* visibles, ainsi que d'autres traces fossiles, y compris les ichnofaciès *Thalassinoides* et *Cruziana*. Les deux grès fluviaux à caractère marin sont des réservoirs pauvres dans le champ de Hassi Messaoud, en raison de ciment d'illite abondante (Claret et Tempere, 1967; L'Homer, 1967; Djarnia et Fekirine, 1998); Toutefois, ils peuvent présenter une porosité mouldic secondaire associée à la dissolution des feldspaths qui améliorent grandement la qualité du réservoir.

II)-1-b- L'Ordovicien précoce (Mégaséquence ORD-1, TR):

La mégaséquence ORD-1 est représentée par un cycle Trémadocien précoce de faciès T/R, jusqu'à 300 m d'épaisseur, fig. (3), Fig. (2). Il est plus développé dans le bassin d'Ilizi et les dépocentres de Berkine. L'intervalle ORD-1 se compose de grès fluviaux et marins peu profonds riches en quartzites et des schistes noirs marins. Il comprend très probablement au moins trois séquences. Les grès fluviaux sont représentés par les arénites grossières et quartzites à quartz de grains moyens. Les grès marins peu profonds sont également quartzeux et contiennent des traces de fossiles *Scolithos* abondantes.

Verriën et al. (1967), et Beuf et al. (1971) rapportent des paléocourants orientés au nord dans les affleurements de Tassilis et dans la région de Hassi Messaoud. Les argiles marines sont constituées de schistes gris qui peuvent contenir des matières organiques. La distribution inégale due à l'érosion et son enterrement hercynien généralement profonds rendent cet intervalle une roche source mineure dans la région. Les grès trémadociens du Cambrien tardif ont prouvé productifs, comme dans le champ de Hassi Messaoud (Bacheller et Peterson, 1991).

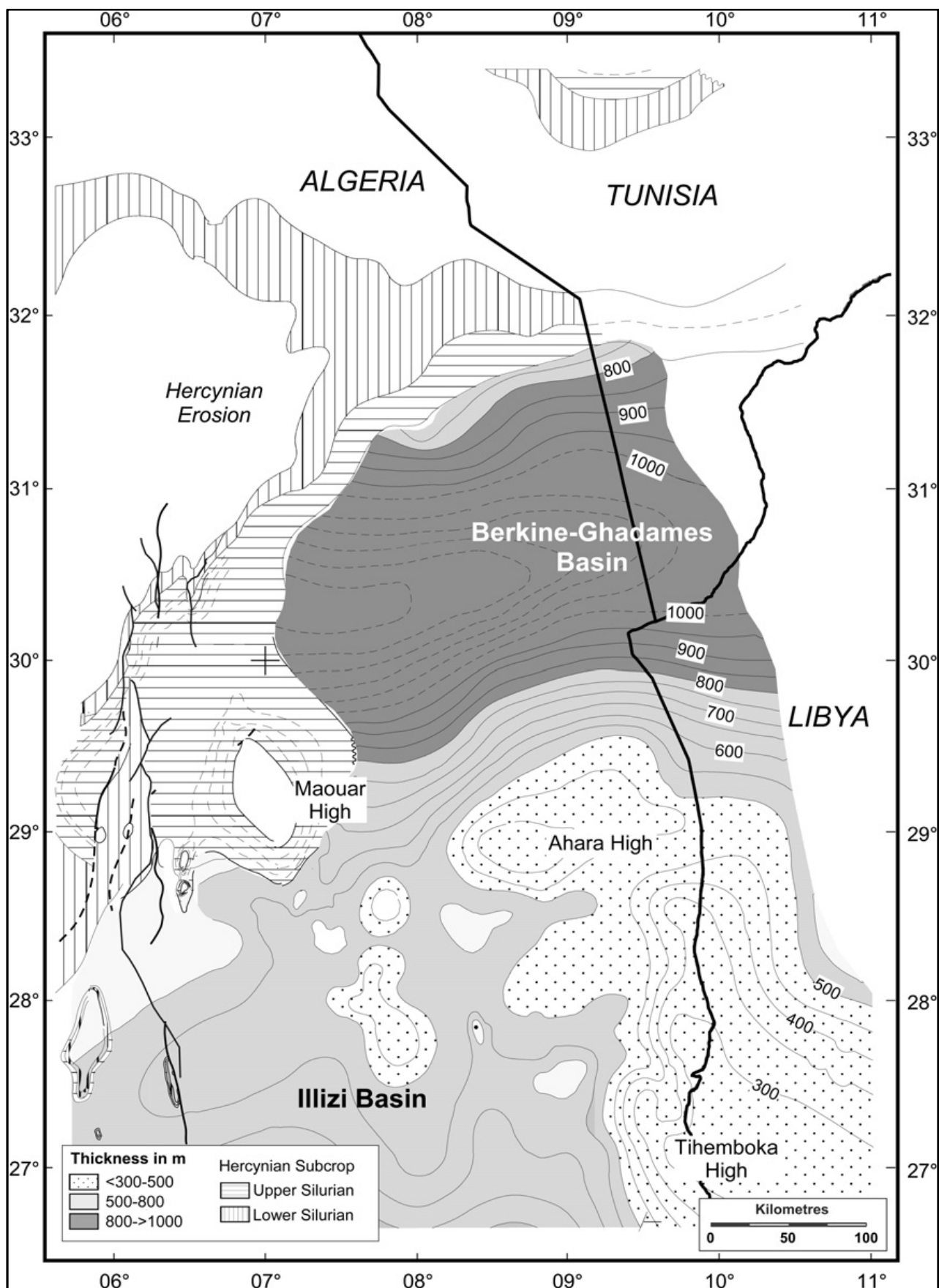


Figure (5) : Carte isopaque silurienne, basée sur les données des puits, exception le bassin de berkiné les épaisseurs sont estimés par les données sismiques, TOTAL (2010).

Dans ce domaine, le principal réservoir correspond à des faciès marins et fluviatiles peu profonds de formation de Hassi Leila. Les grès de production sont moins argileux de la série fluviatile sous-jacente, le ciment est principalement associée à la kaolinite au lieu de l'illite (L'Homer, 1967; Djarnia et Fekirine, 1998). La porosité des grès est en dessous de 10%, et la perméabilité de l'ordre de 10 mD (Claret et tempéré, 1967). Les faciès marins peu profonds bioturbés à *Skolithos* sont généralement à grains fins et de quartz cimentés et sont des réservoirs très pauvres.

Ces séries sont corrélées avec la partie supérieure de la Formation Ajjers dans le Tassilis N'Ajjers (Beuf et al., 1971), où les dépôts fluviatiles sont recouverts par des grès marins peu profonds non datés figurant des stratifications sigmoïdales multidirectionnelles, et les grès bioturbés déposés par des marées et les chenaux de l'estuaire (Eschard et al., 2005a).

Les schistes d'El-Gassi qui marquent l'apogée de cette transgression, les mégaséquences sont bien datés dans la région de Hassi Messaoud, où Combaz (1967) décrit un assemblage riche de spores, *Chitinozoaires* et *Acritarches* d'âge Trémadocien moyen. Ces dépôts seraient l'équivalent latéral et distal de grès à grains fins et lits minces avec ichnofaciès *Cruziana* ou appelées "Vire de Mouflon" dans le Tassilis N'Ajjers, qui ont également été daté du début de l'Ordovicien, basé sur les macro-faunes marines par (Legrand, 1964; dans Eschard et al., 2005a).

II)-1-c-Ashgillien-Arenigien supérieur (Mégaséquence ORD-2):

La mégaséquence ORD-2 est représentée dans le bassin de Berkine par un cycle R/Tashgillien-arenigien supérieur jusqu'à 400 m d'épaisseur, composé d'au moins quatre séquences de 3^{ème} ordre, Fig. (2). Le développement de l'épaisseur maximale se trouve dans le bassin d'Illizi et le décentre de Berkine, liés à des failles l'arenigien précoce. Les plus hautes couches d'ORD-2 sont érodées durant la discordance ashgillienne, et sont directement couverts par les dépôts glaciaires ashgilliens de mégaséquence ORD-3-SIL-1.

La discordance ORD-2, qui marque la base de cette mégaséquence tronque les strates sous-jacentes ainsi que des grès arenigiens peuvent localement reposer directement au-dessus de substratum, Fig. (2). Une succession régressive de grès et de quartzites de l'âge Arenigien (Beuf et al, 1971, Crossley et McDougall, 1998) enregistre les voies basales de cette mégaséquence.

Les quartzites de Hamra peuvent atteindre une épaisseur de dépôt de plus de 300 m le long de bassin d'Illizi, et le décentre de Berkine. Ils passent de marin peu profond à des dépôts deltaïques et des schistes marins au nord-ouest. Les faciès marins sont datés Trémadocien par les linguloïdes (*Lingulobolus septentrionalis*, Legrand, 1985). Les sables fluviatiles à la base sont couverts progressivement par une série de paraséquences, contenant des grès littoraux de haute énergie à grains moyens avec des *Scolithos* abondants.

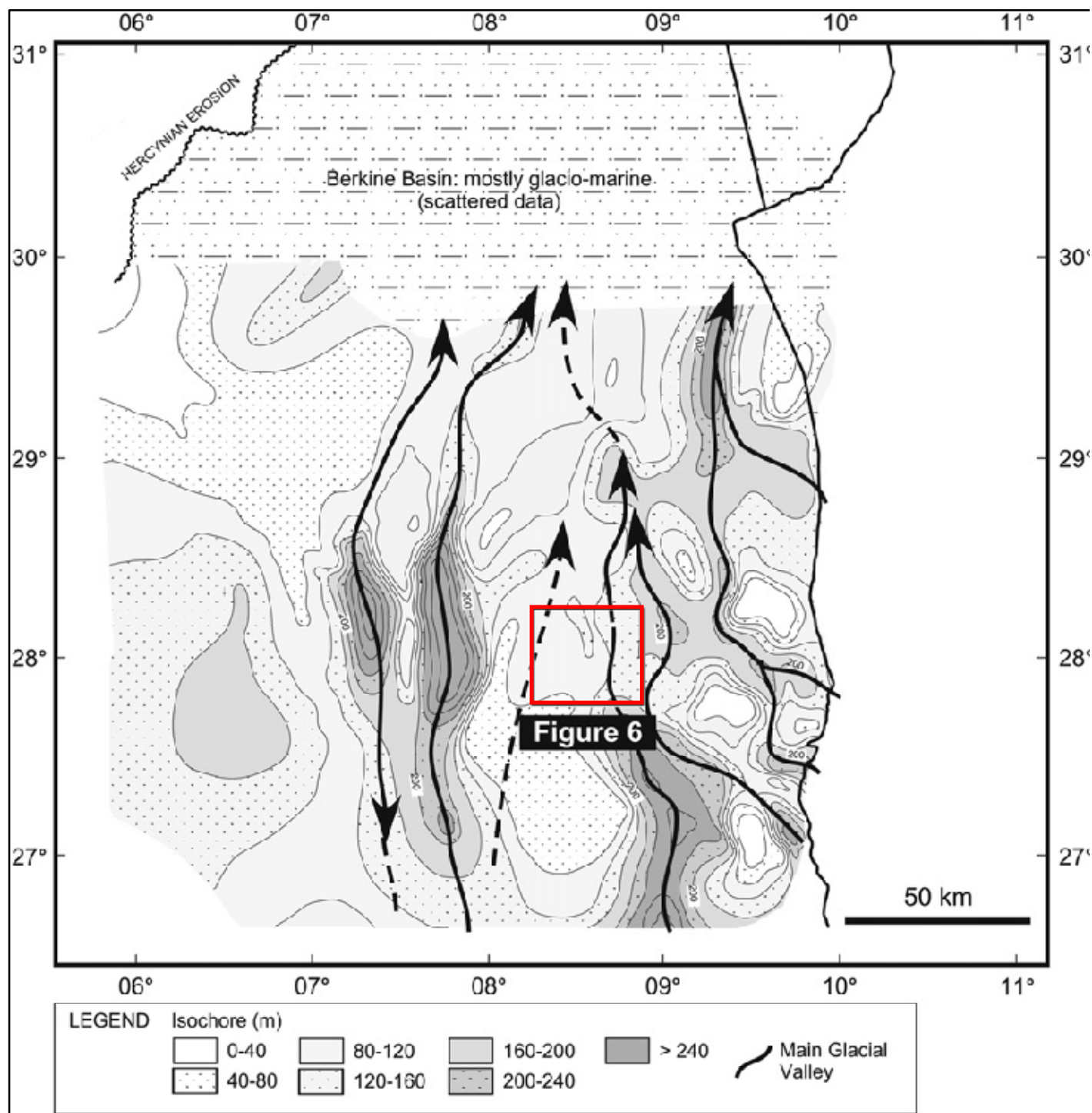


Figure (6) : Carte isobathe de dépôts glaciaires asghiliens (Unit IV), présente les anomalies de l'épaisseur orientée N-S qui correspondent aux vallées glaciaires, TOTAL (2010).

Ces dépôts transgressifs de type marin peu profond (formation d'Ouargla), sont contemporains des faciès fluviatiles riches en sable de «Hamra» au sud, Fig. (3). L'interprétation des faciès suggère que le haut fond d'Aharrest modelé au cours de l'arenigien précoce, progressivement inondés lors de la

transgression qui lui a suivi, induisant d'un changement de polarité des faciès par rapport à des séquences Ordovicien âgées.

Le pic de transgression de cette mégaséquence a été réalisé dans les temps Llanvirnien, et est enregistré par le dépôt régional des vastes schistes marins, de formation d'Azzel, fig. (2). Il s'agit de schistes noirs glauconieux déposés sur une étagère à prédominance de marée (Fekirine et Abdallah, 1998). L'intervalle progradant de mégaséquence l'ORD-2, enregistre une régression générale avec un dépôt fluvio-deltaïque qui comprend le faciès de grès fluviatils de formation d'oued Saret. La partie supérieure de cette mégaséquence contient un niveau de dolomite Caradocien.

La discordance ashgillienne tronque largement ces roches, mais les schistes recouvrant l'âge Caradocet sont préservés de caractère transgressif. Les deux schistes Caradocien et Llanvirnien sont datés par les *Chitinozoaires*, (Combaz, 1967; Oubebzir et Paris, 1995).

II)-2- la tectonique du Cambrien supérieur à Ordovicien supérieur:

Cet intervalle a été caractérisé par l'affaissement généralisé dans les dépocentres Ghadames et Berkine, le substratum influencé par la tectonique pendant l'arenigien, il est associé à un soulèvement de la zone d'Ahara, justifié par la troncature de la série pré-arenigienne, ainsi que les faciès des séquences superposées, fig. (2).

Les données sismiques disponibles dans la région d'Illizi montrent un épaissement clair de l'Ordovicien inférieur vers les creux d'Illizi et El-Biod, cela est accompagné par des failles normales tableau (1).

II)-3-L'Ordovicien-Silurien :

Cette mégaséquence est composée de faciès majeure T/R d'un cycle de 30 Ma, fig. (4). Il atteint une épaisseur de plus de 1000 m, et est composé de dépôts glaciaires à sa base, couverte par les premiers schistes marins du Silurien et d'une progradation fluvio-deltaïque de Silurien tardif, fig. (4). La discordance ashgillienne est souvent mentionnée dans la littérature de l'industrie comme la discordance taconienne, mais on n'interprète presque aucune amélioration tectonique.

La surface est caractérisée par l'érosion profonde généralisée de la série sous-jacente, atteignant le substratum des hauts fonds régionaux, Fig. (2). et est interprétée comme liée à une chute eustatique associée à la glaciation ashgillienne de courte durée (Brenchley et al., 1994, Armstrong et Coe, 1997).

La partie inférieure de mégaséquence l'ORD-3-SIL-1 est constituée de dépôts glaciaires de la formation Tamadjert (Unité IV), qui peut atteindre localement plus de 200 m d'épaisseur. Il s'agit de tillites, des conglomérats et des grès d'origine glaciaire et fluvio-glaciaire, les schistes et conglomérats de nature glaciaire, glacio-lacustre et marin. Brenchley et al. (1994) ont estimé une baisse de niveau de la mer entre 45 et 65 m, qui, couplé avec l'érosion glaciaire ce qui entraîne un potentiel d'érosion profonde.

À l'échelle régionale, Ghienne et al. (2003) identifient quatre principaux faciès sédimentaires étendues au sein de ces séquences glaciaires en Libye, allant de systèmes glaciaire distale (entièrement marins) au glaciaire marginale, puis à une déglaciation périodiquement et de façon permanente du domaines sédimentaires recouvertes de glace.

Les faciès à grains grossiers à fins au nord de bassin de Berkine, Fig. (6), faciès entièrement marins qui se produisent dans la région de Berkine, tandis que les dépôts glaciaire marginale et les domaines périodiquement glaciaires caractérisent le bassin d'Illizi jusqu'à ce que la courroie d'affleurement des N'Ajjers tassilis. Beuf et al. (1971) rapportent une direction S-N à NNE mouvement du glacier sur la base de stries glaciaires observées dans les affleurements, qui coïncide avec l'orientation des vallées glaciaires interprétés dans la carte isopaque de fig. (6).

En outre, les dépôts glaciaires contiennent une grande discordance facilement visible dans les affleurements, sur la base duquel, Rubino et al. (2003a, b) reconnaître quatre séquences de dépôt, ce qui représenterait des cycles anté et postglaciaires.

Ces séquences montrent une épaisseur largement variable à l'échelle des champs d'Illizi, Fig. (6), et les faciès lithologiques complexes, associée à des milieux périglaciaires proximaux. La plupart de ces dépôts prévues dans les voies proximales de ces séquences seraient associés avec des phases déglaciaires, alors que les périodes de glaciation sont ici surtout caractérisées par l'érosion (Rubino et al. 2003a, b). les caractéristiques d'érosion comprennent des vallées glaciaires qui varient la taille d'une méga-échelle, à 5-15 km de large (Beuf et al., 1971).

Plusieurs auteurs décrivent des faciès sédimentaires variées au sein du bassin d'Illizi et dans les affleurements de la Tassilis N'Ajjers, y compris le deltas proximales de Gilbert (Eschard et al., 2005a), de grès turbiditiques haut et faible densité déposés dans les canaux turbiditiques et des lobes deltaïques selon (Dixon, 2008), des plaines d'épandage fluviales et deltas (Rubino et al., 2003b), dépôts glacio-marins boueux et de schistes à dropstone, sont des dépôts possibles (Hirst et al., 2002).

La plupart des faciès à grain grossier peut fournir une série des roches réservoirs. En plus des caractéristiques de dépôt et d'érosion, ces séries intéressantes affichent une déformation syn-sédimentaire tels que des glissements, des failles de croissance ou des structures d'effondrement des vallées, ainsi que les plis de compression (Beuf et al., 1971).

Les dépôts glaciaires ashgilliens sont coiffés par des grès grossier et lits de quartzite, de 20-40 m d'épaisseur connue localement la formation de M'Kratta. Ces dépôts sont bien développés dans le bassin d'Illizi, mais seulement localement reconnus plus au nord dans le bassin de Berkine et dans le bassin d'Oued Mya voisin à l'ouest de Hassi Messaoud (Claret et Tempere, 1967).

Les observations de terrain par Beuf et al. (1971), décrivent comme une association de dépôts fluvioglaciaires à grain grossier, probablement des dépôts fluvioglaciers. Ils rapportent les dépôts

marins peu profonds de l'avant-côte supérieur de 2m à 3m qui affichent une plage perchée emprisonnée, et sont surchargés avec des fissures du pergélisol polygonales.

Ces faciès prouvent de l'interaction entre l'élévation eustatique et l'équilibre isostatique au cours de la fin de la déglaciation, interprété aussi par Sutcliffe et al. (2000), dans divers endroits de dépôts ashgilliens tardifs du nord de Gondwana. Les grès littoraux représentent les restes de transgression et de l'inondation post-glaciaire du Llandovérien précoce.

Le pic de transgression a été atteint mi-Llandovérien (Legrand, 1985), et est enregistré par le dépôt de schiste Silurien d'argiles à *Graptolithes*. Cette transgression a été associée à une hausse globale de silurien précoce et rapide du niveau de la mer bien documenté, en plus de la marge du Gondwana, dans le craton nord-américain et en Chine (Ross et Ross, 1988). Le schiste silurien contient jusqu'à 17 % de COT et une prédominance en kérogène de type I-II, fournissent la roche mère la plus prolifique de la plate-forme saharienne (Boote et al., 1998).

Une progradation à long terme de Llandovérien à Silurien tardif suivi d'une transgression au début de Llandovérien régionale, (Massa et Jaeger, 1971; Legrand, 1985; Dardour et al., 2004). Les épaisseurs remarquables suggèrent des bassins et des hauts fonds dans la zone BGI similaires à celles du Paléozoïque inférieur, Fig. (5). Le schiste silurien contient une section condensée majeure qui constitue la surface vers le bas sur laquelle les cliniformes siluriens meurent.

L'intervalle Mi-Llandovérien à Pridolien se compose d'une 3^{ème} séquence progradante, avec une direction NW de progradation (Legrand, 1985). Il affiche un grossissement global des faciès avec tendance à la haute énergie allant de schistes marins profonds de delta, et de grès et de schistes de la plaine côtière. Les faciès de sable à caractère transgressif sont connus localement comme les réservoirs siluriens F6, et le silurien argilo-gréseux (SAG).

Les séquences de troisième ordre affichent une géométrie sigmoïdale à faible angle. Ils contiennent de bas niveau marin fluviodeltaïques bien développés, associés à des barres gréseuses, limoneuses, turbiditiques en tranche d'eau profonde. Le cortège transgressif est mince et fortement rétrogradant, et est suivi par une progradation fluviodeltaïque au cours de l'élévation eustatique. Les grès deltaïques siluriens (F6), et les grès fluviatiles sont de bons réservoirs dans l'ensemble des bassins d'Ilizi et Berkine, Dardour et al. (2004).

La progradation silurienne est culminée par la base de discordance dévonienne, qui marque une importante baisse eustatique relative. Cette discordance enregistre l'émergence renouvelée de la plate-forme saharienne et est localement à tectonique évoluée. Il est suivi dans le dévonien précoce par la mise en place d'un système généralisé de nord s'écoulant, rappellent celles du paléozoïque inférieur (Beuf et al., 1971), Cette tendance générale correspond bien à la fin de l'eustatisme de Ross, (1988).

II)-4- La fin de la tectonique Ordovicien-Silurien :

Concernant la déformation de l'ordovicien supérieur dans le Tassilis N'Ajers, Beuf et al. (1971) et Fabre (1976) rapportent que cette déformation semble être représentée par des plis orientés E-W incluant les grès ordoviciens, et en discordance couverte par les dépôts glaciaires ashgilliens (Fabre, 1976). En outre, les deux auteurs confirment le caractère local de ces structures, qu'ils datent aussi de Caradocien et n'ont pas identifié de telles déformations dans le substratum.

L'activité tectonique la plus importante se trouve à la limite Siluro-dévonienne ce qui correspond aux observations sur le substratum et les affleurements des failles mineures N-S. le long de mole Tihemboka rapporté par Beuf et al. (1971).

Des déformations du même âge sont interprétées dans différents domaines du haut fond d'Ahara-Tihemboka de la région d'Illizi (Fabre, 1976). De plus, des failles preuves de la fin du dévonien silurien précoce abondent dans le bassin de Murzuk en Libye. En plus de la tectonique souple, le Silurien au dévonien précoce a été caractérisée par une importante chute niveau de base relative ce qui a entraîné une migration importante des faciès vers le centre du bassin de Berkine dans le dévonien inférieur.

La baisse du niveau de base par rapport à ce qui a été associée aux formations sous-jacente de Tihemboka, d'Ahara, et du Gargaf, probablement dû à l'activité tectonique des autres hauts fonds régionaux, comme le témoigne le modèle en onlap du dévonien sur le silurien tardif.

Et aussi principalement en raison de l'érosion et de non-dépôt dans les zones élevées au cours de cette période. Un paléosol dévonien est décrit par Beuf et al. (1971) dans le Tassili Tafassasset, où les sables siluriens en dessous des lits dévoniens, et y sont profondément modifiés, y compris aussi d'éventuelles caractéristiques pédogénétiques, présentant une couleur rouge caractéristique.

En général et en temps de l'exposition à l'érosion, les hauts fonds locaux ont fourni des sources locales de l'apport de sédiments (Eschard et al., 2003, 2005b), a donc donné lieu à des changements périodiques locaux de dispersion des sédiments.

Cet événement majeur est enregistré par une discordance tectonique de l'âge Lochkovien-Pré-Pré-dévonien, la base de la discordance dévonienne, avec un hiatus important qui résulte de la combinaison d'une chute eustatique avec le soulèvement épirogénique, renforcée localement par un mouvement transpressif le long de certaines failles orientées N-S dans la zone de Tihemboka.

Les failles dans la plateforme subsaharienne sont en quelque sorte liées à des effets du champ lointain de l'Orogénie Calédonienne, causés par la fermeture de l'océan Lapetus avec la collision entre Baltica et Laurentia, une importance mineure donnée par Fabre (1976), pour la tectonique Calédonienne. Guiraud (2002), interprète deux principaux événements tectoniques calédoniens dans les domaines d'Illizi et de Murzuk, une à la limite siluro-dévonienne, et la seconde au cours du dévonien précoce.

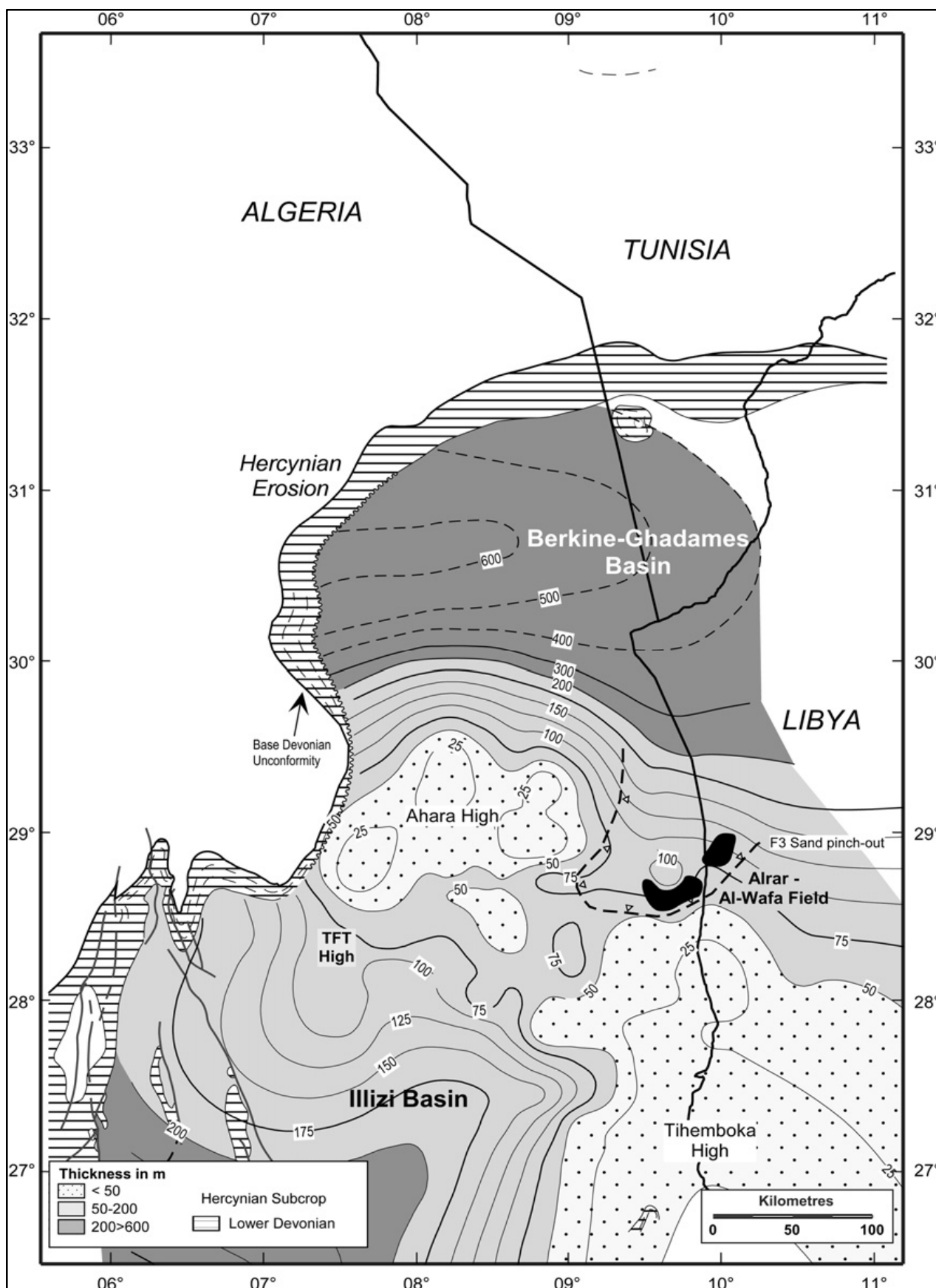


Figure (7) : Carte isopaque de Dévonien inférieur les dépôts sont influencés par le mole d'Ahara au sud de bassin de Berkine, TOTAL (2010).

II)-5 –Dévonien, « continentalisation » :

Comme il est indiqué plus haut, en raison de la grande chute de niveau de base silurien, les dépôts du dévonien précoce sont décalés vers le bas, au dépointements de Berkine et d'Illizi, le remplissage de ce bassin est resserré. Par conséquent, la succession du dévonien est essentiellement en forme de biseau, fig. (2).

La série se compose de dépôts côtiers clastiques dominants du dévonien marin peu profond, disposés dans un cycle de 2^{ème} ordre de faciès TR. le niveau de la mer au frasnien est observé bien élevé à l'échelle mondiale (Ross, 1988), ce qui a produit la surface d'inondation maximale.

Les argiles marines déposés au cours de cette transgression, et connus localement comme les argiles de Frasnien, cette formation de Frasnien est particulièrement épaisse et riche en matière organique dans le bassin de Berkine, où il provient plus des champs prolifiques dans les chenaux Triasique. En outre, le dévonien inférieur et moyen contient diverses discordances, notamment la discordance du praguien, bien développé dans la région d'Illizi, et décrit en détail dans les Tassili N'Ajers par Beuf et al. (1971) et Eschard et al. (2005a).

II)-5-1-Lochkovien à Givetien : (mégaséquences DEV-1 et IL-2) :

La partie inférieure du dévonien moyen se compose d'un prisme de roches clastiques se contactent en onlap les flancs de haut fond d'Ahara, et se développe en épaisseur bien marquée vers le bassin de Berkine, Fig. (7).

Les faciès montrent une tendance régressive, avec des grès fluviatiles à la base couverts par les faciès deltaïque progressivement plus profond. Deux grandes limites de séquences de praguien et d'âge eifélien définissent trois ensembles de séquences, de Lochkovien, Praguien-Emsien, et l'âge Eifélien-Givetien.

La partie basale de la séquence Lochkovien à 200 m d'épaisseur limitée au centre de dépôt de Berkine. Ces dépôts sont clairement mal datés et pourraient inclure des derniers lits Pridoliens. Ils comprennent des sédiments, modérément triés et grès riches en quartz avec une bonne porosité et perméabilité. Les faciès changent verticalement du sable de l'estuaire avec ciments ferrugineux, puis des schistes marins.

Dans le bassin d'Illizi, ils apparaissent un intervalle de sable composé de roches fluviatiles et marines peu profondes de l'âge Lochkovien-Emsien. Cet intervalle recouvre en onlap la série sou-jacente, le silurien tronquée, et montre un tableau de forme légèrement lenticulaire comme il remplit un relief d'érosion fine. Il est connu comme le réservoir F6-C dans le bassin d'Illizi, et a été subdivisée en trois unités principales: C1, C2, C3, chapitre (3).

C1 : se compose des grès à gros grains à moyens de quelques dizaines de mètres d'épaisseur interprétés comme des dépôts fluviatiles tressés à la base de l'évolution des grès et plaines inondables

vers son sommet. Il est absent dans les parties les plus élevées de moled'Ahara et de Tihemboka, Beuf et al., (1971) rapportent une direction des paléocourants cohérente NNO dans ces grès dans le Tassilis N'Ajjers .

Les grès C1 sont couverts par le schiste de l'intervalle C2 composé de schistes ferrugineux et des grès à grains fins interprétés comme des plaines inondables de la rivière, ainsi que les dépôts supratidales et des marées (Beuf et al., Henniche et al., 2003).

Les affleurements F6-C2 dans les Tassilis N'Ajjers décrits par Fabre (1976) se composent de 40-50 m de dépôts marins côtiers peu profonds contenant des grès interstratifiés minces et les schistes ferrugineux, parfois oolithiques, avec *Scolithos* et *Spirophyton*, mais aussi avec des dépôts de plaine d'inondation abondantes (Henniche et al., 2003). Il change les faciès de schistes marins dans le bassin de Berkine.

Les sables C1 peuvent représenter un niveau marin bas et un faciès transgressif, tandis que les schistes et les sables C2 correspondent au haut niveau marin d'une séquence sédimentaire praguienne et Lochkovienne.

Les grès F6-C3 sont fluviatiles à marin peu profond et expriment un attachement d'ensembles des faciès et approfondissement de milieu vers le haut. Ils sont interprétés comme des dépôts transgressifs liés à l'inondation renouvelée de la région pendant le praguien précoce. Ils sont séparés du membre C2 par la discordance praguienne, et forment la partie basale de notre séquence praguienne.

La discordance praguienne, fig. (4), est bien exprimée tout au long de la zone d'étude et à l'affleurement le long de Tassilis (Beuf et al., 1971; Fabre, 1976). Les schistes marins Emsiens régionalement répandus à travers le bassin d'Illizi et de Berkine, zone F6-C3 couverte des grès transgressifs.

Ces schistes d'Emsien forment un MFS, fig. (6), et importantes inondations sont enregistrées dans le haut fond d'Ahara et de Tihemboka, tel que décrit par Beuf et al., (1971), Fabre (1976), et Eschard (1999).

L'unité de réservoir répandue au dévonien inférieur montre une forte circulation hydrodynamique régionale dans les affleurements aux Tassilis N'Ajjers. L'écoulement hydrodynamique est dirigé vers le bassin, vers le nord pour quitter les zones où se trouvent ces réservoirs en contact avec la série de roches clastiques du mésozoïque dans la discordance hercynienne, en particulier la zone haute de Maouar. Le haut niveau marin des grès d'âge Emsien-Eifélien (formations F5 et F4) couvrent la transgression Emsienne.

Ces grès ont été déposés dans des deltas du SE au NO dans la partie SE du bassin d'Illizi, sur les flancs de Tihemboka. Ils sont de bons réservoirs dans la région d'Illizi, couvrant l'intervalle eifélien précoce et séparés par une discordance.

Chauochi et al. (1998) décrivent ce grès comme le dépôt d'une île-barrière décontractée dans une baie ou un estuaire. Les sables de F3 ont été déposés au cours et de la fin Eifélien au début Givétien dans une position vers le bassin lors de la dernière durée de la rupture de la séquence Prago-Emsienne. Ils reposent directement sur des argiles marines de F4/F5, le haut niveau marin comprennent les faciès schisteux dans la zone des grès F3, ces derniers sont isolées entre les schistes et fournissent une combinaison des pièges structuraux et stratigraphiques très efficaces.

Le recouvrement Givétien et les premières séquences frasniennes sont constitués de schistes marins et comprennent des schistes calcaires et marneux carbonatés qui suggèrent un dépôt dans une plate-forme peu profonde marin ouvert. Les Calcaires marins peu profonds abondent dans les séquences Eifélo-Givétiennes et aucun faciès littoral de sable semblent être présent dans la zone.

II)-6- Le régime Calédonien mineur

Les Faciès ayant des changements soudains et des variations d'épaisseur dans l'intervalle Praguien-Givétien, indiquent une tectonique active pendant le début et au milieu du dévonien. Les Failles majeures dans les zones hautes de Tihemboka et d'Ahara semblent être orientées N-S. Certains strates et faciès montrent des relations complexes dans ce domaine suggèrent les failles actives surtout en période Eifélien-Givétien, bien enregistrée par la discordance tectonique Eifélienne.

Cependant, ce qui montre l'érosion à cette discordance et n'atteint pas la même ampleur que dans la première discordance dévonienne, bien que son contrôle sur la distribution des faciès locale est donc important en termes d'exploration.

II)-6-1- Les schistes du Dévonien tardif (mégaséquence DEV-2):

Le Dévonien supérieur se compose d'un gros intervalle de schistes déposé la plupart au cours de la transgression marine et de la progradation qui a suivi le dépôt des grès F3. Il contient la roche Frasnienne à sa base, et le réservoir F2 vers son sommet. Cet intervalle constitue la partie supérieure du dévonien (Mégaséquence DEV-2). Mesurée à partir de la surface transgressive MFS Frasnienne à son sommet défini par la discordance Strunienne, fig. (6), il varie en épaisseur de moins de 70 m dans la zone S-Ed' Illizi à plus de 250 m dans le bassin de Berkine.

Le schiste frasnien a été déposé au cours de cette inondation continentale. Les roches mères frasniennes sont bien connues tout au long de Gondwana, en particulier en Afrique du Nord, le schiste frasnien se compose de schistes noirs avec quelques minces couches de calcaire noir, déposés dans un milieu marin de plate-forme externe dans des conditions anoxiques.

Luning et al., (2003) rapportent une épaisseur de schiste chaud de plus de 200 m dans les secteurs du nord du bassin de Berkine, où cette source roche est caractérisée par des valeurs de COT jusqu'à 8-14 % et un kérogène de type I et II.

L'épaisseur de schiste chaud et le contenu organique diminuent vers le sud, laissant place à des schistes maigres assemblés vers la zone sud d'Illizi et le bassin de Marzuk. Dans le dévonien précoce l'unité transgressive globale, sépare la discordance frasnienne à partir du schiste marin du dévonien supérieur, fig. (6). Une bonne partie des schistes marins du dévonien moyen disparaît sur les flancs du haut fond d'Ahara. Cet amincissement est interprété comme étant due à la troncature et principalement onlapping aux discordances Praguïennes et éiféliennes. Toutefois une certaine érosion peut être associée à la surface transgressive juste sous les schistes chauds le Frasnien, fig. (6).

La discordance frasnienne reflète un caractère d'érosion locale d'une surface transgressive de frasnien précoce, mais cette surface n'a été pas interprétée comme une discordance majeure. Le dévonien supérieur est un intervalle qui couvre les schistes chauds Frasniens et renferme dans ses voies supérieures de grès du réservoir F2.

Le réservoir F2 est un grès deltaïque déposé au cours de la progradation du dévonien supérieur qui a rempli la mer epeiric durant le frasnien-fammenien. La progradation de dévonien supérieur est bien enregistrée tout au long de la plate-forme saharienne (Conrad et al., 1986).

Le centre du bassin a été probablement situé dans le bassin de Berkine, fig. (3). Les modèles des strates internes sigmoïdales d'offlapping sont localement visibles dans le transect sismique N-S au chapitre (3), sur le bassin d'Illizi central et septentrional.

La formation de réservoir F2 comprend des grès ferrugineux normalement de mauvaise qualité qui montrent une réponse particulièrement élevée de GR. Les meilleurs réservoirs se trouvent dans le sud du bassin d'Illizi, le long du nord de la zone haute de Tihemboka, où il fournit un réservoir secondaire. L'épaisseur de faciès observés sur les sections suggère que les hauts fonds d'Ahara et de Tihemboka du bassin d'Illizi ont été inondés dans la Givetien-Frasnien. Cependant, il a continué à contrôler la distribution des faciès locaux au cours de dévonien antécarbonifère.

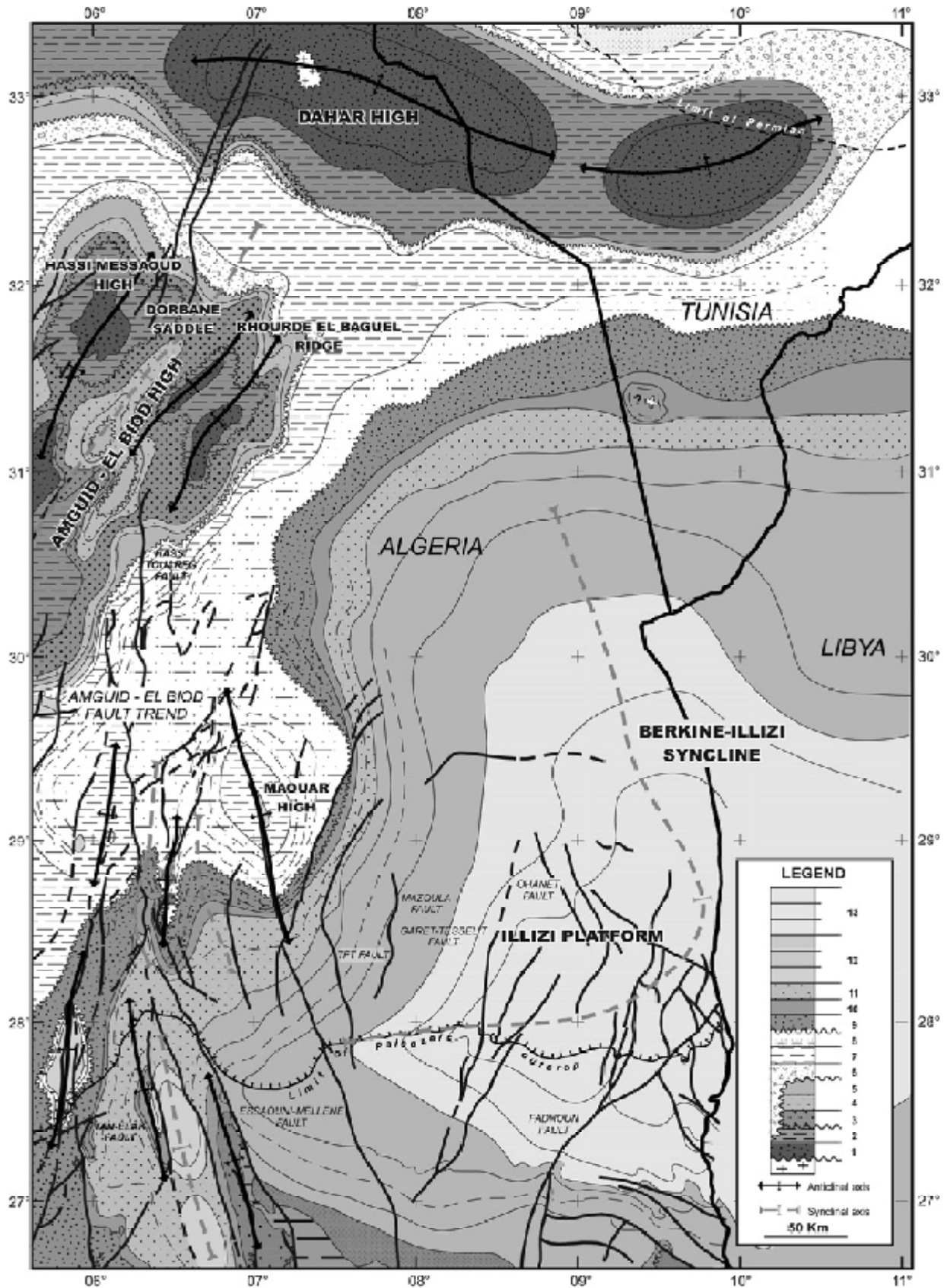


Figure (8) : Carte de déformations hercynienne dans la région de Berkine-Illizi, les déformations concentrées le long des failles Amguid-Elbioud, O. point & Galeazzi (2010).

II)-7-Le Carbonifère :

La sédimentation silicoclastique à caractère marin devient essentiellement carbonatée induisant la dessiccation des bassins de Berkine Ghdamès et Illizi, Le Carbonifère de ces bassins est une séquence de roches clastiques-carbonatées jusqu'à 1300 m d'épaisseur conservées dans la partie centrale du bassin de Berkine et la partie nord de la région d'Illizi.

L'intervalle du Carbonifère couvre la période Tournaisien-Westphalien, au cours de laquelle les schémas de développement du bassin et la dispersion des sédiments ont été contrôlés par le soulèvement hercynienne précoce de la plate-forme saharienne. On divise le Carbonifère en deux mégaséquences, (CARB -1, et CARB -2); Tabl. (2), séparées par une discordance majeure Namurienne.

La mégaséquence CARB-1 à caractère largement transgressive et contient les schistes marins de Viséen de la formation Issendjel (Fabre, 1976). Cette transgression marque le pic de de l'ensemble du Carbonifère. Cette mégaséquence est principalement clastique, avec des intervalles de carbonate dans les secteurs Est du bassin d'Illizi. La partie supérieure de la mégaséquence CARB-1 et la mégaséquence CARB-2, de 2^{ème} ordre montrent une régression qui a culminé avec le soulèvement et l'exhumation ultérieure de la plate-forme saharienne au cours et de la fin du Carbonifère et du Permien.

II)-7-1- Tournaisien-Namurien (mégaséquence CARB-1) :

La partie inférieure de cette mégaséquence se compose d'un ensemble de séquence de transgression globale qui a suivi la régression Strunienne. Constituée des grès fluvio-deltaïques, Il est largement rempli de sable et de la boue carbonatée dans les parties centrale au nord du bassin de Berkine. L'intervalle Tournaisien et du Viséen précoce dans le bassin de Berkine est une unité de sable 200-300 m d'épaisseur avec grès fluvio-deltaïques de *Backshore*. Il montre un schéma global d'empilement stratigraphique horizontal, et est recouvert par les schistes marins de Viséen qui jointent les réservoirs sous-jacents. En outre, les schistes du Tournaisien marquent un événement transgressif au début et après la régression du dévonien supérieur.

Les paquets de grès sont généralement d'épaisseur 15-20 m et fournissent plusieurs couches réservoirs de bonne qualité dans les domaines sud de Berkine. Les faciès similaires du même âge sont vus dans les affleurements de la zone haute du Gargaf, où Whitbread et Kelling (1982) décrivent 800 m de dépôts deltaïques de *Backshore*.

Les mêmes faciès sont bien connus dans le Viséen des Tassili N'Ajjers (Fabre, 1976). Les corrélations effectuées dans le bassin de Berkine suggèrent que les grès de réservoir F1 et de schiste mince migrent vers le sud et l'est, depuis l'intervalle est tronqué à la discordance hercynienne à l'ouest et au nord, les sédiments ont donc de direction N-S, ou éventuellement N-O, et S-E dans cette partie du bassin.

D'autre part, le document de Whitbread et Kelling (1982) attribuent une direction cohérente de transport de matériels orienté à l'ouest dans le substratum du bassin de Ghadamès en Libye, et au nord des affleurements Mrar dans le mole du Gargaf.

Ceci suggère que les flancs de deux zones occupées et opposés relativement d'un petit bassin de Berkine-Ghadamès. Le centre de ce bassin est probablement marqué par la plus épaisse série du Carbonifère inférieur conservée à la discordance hercynienne, connu localement sous le nom de Berkine-Illizi ou le synclinal hercynien.

Cela semble indiquer un renversement des sédiments au carbonifère et de dévonien précoce et post-dévonien qui pourrait être lié au début du soulèvement des hauts fonds hercyniens qui allaient plus tard autour de la zone de Berkine-Illizi.

Dans la région d'Illizi, Fabre (1976) décrit le Tournaisien supérieur comme se trouvant directement au-dessus du dévonien, ou d'une série précédemment, et composée de grès et de carbonates transgressifs riches en *Brachiopodes* et les os de poissons ainsi que des *Stromatolites* *Collenias*. Les grès Tournaisiens et du Viséen supérieur précoce sont dispersés en dépôts fluvio-deltaïques de formation Issendjel, et fournissant des réservoirs et des champs de production près de la frontière Algéro-Libyenne de la région d'Illizi.

Le Viséen supérieur et la couverture de Namurien de la région d'Illizi sont composés de bioclastes grainstones et ciments de calcite, les grès sont à grains fins et des schistes verdâtres de la formation d'Oubarakat, qui affichent une diminution de la profondeur globale. La transgression Viséenne est bien marquée dans le substratum par un intervalle schisteux continu de 50 à plus de 100 m présente dans toute la région.

La signification de la discordance Namurienne est basée sur la présence d'un biseau à la base relativement localisée par des grès plus de 40 m d'épaisseur dans la partie occidentale du bassin d'Illizi. Ce prisme de roches clastiques se compose de dépôts fluviaux qui se cachent vers le Sud et l'Est, sur les flancs de la mole de Tihemboka.

Il est clôturé par un riche intervalle de carbonate marin, interprété comme étant due à un changement brusque de niveau de base, probablement associé au début de la glaciation du Carbonifère de Gondwana (Ross et Ross, 1988).

En affleurements dans la région d'Illizi, (Claracq, 1959 ; Fabre, 1976), décrivent que la fin du Carbonifère est matérialisée par des grès entrecroisées à grains moyens avec du bois fossiles incisé en carbonates marins fossilifères. Il s'agit de dépôts d'un remplissage de chenal et de temps en temps montrent une accrétion latérale de stratification. Ils sont en forme de cordon, et mesurent généralement environ 300 m de large, et de 20-30 m d'épaisseur, formant les affleurements continus jusqu'à 12 km de long.

II)-7-2- Fin Namurien, Stéphanien et Westphalien (mégaséquence CARB-2):

L'intervalle Namurien et Stéphanien est limité à la partie orientale de la région d'Illizi. Il s'agit d'un paquet de 350-400 m des carbonates d'évaporites dénommé El Abed Larache ou formation de Dembaba. Il se compose des carbonates variés, de dolomies et de sable, avec *Goniatites* et *Brachiopodes*, interstratifiés avec des lits de gypse.

Les corrélations indiquent une tendance à une élévation eustatique globale, développées sur une surface d'inondation maximale, à la base de l'intervalle de fin Namurien ou antéwestphalien. Les plaines côtières silicoclastiques couvrent les dépôts de carbonates précédents, et sont séparés par une surface latérale continue.

Cet intervalle est préservée dans quelques puits où il peut atteindre jusqu'à 150 m. Il se compose de grès à grains fins et siltites avec ripple marks rougeâtre, des dolomies et argilites bioturbées variées, interstratifiées avec des évaporites (Fabre, 1976). Les faciès des dolomites comprennent des textures grainstones oolithiques, et peuvent monter une stratification des *Stromatolites*, et des fissures de dessiccation polygonales.

Certains des couches à grains fins contiennent des *Gastéropodes* d'eau douce (Fabre, 1976). La description des affleurements du même auteur montrent qu'une couche de gypse est recouverte d'une mince falaise de grès éoliens ou fluviatiles.

De Namurien au Stéphanien est interprétée comme un isolement progressif du bassin de Berkine-Illizi, lors de la déformation hercynienne de la plate-forme saharienne. Le dépôt marin ouvert de Viséna fait place à un bassin de carbonate isolé, qui, vers la fin de Westphalien a évolué à un playa-lac peu profond qui se termine par une dessiccation au permien.

La tendance à la hausse eustatique s'est poursuivie l'exhumation de la région au postcarbonifère, de permien et du Trias inférieur, accompagné par un dépôt continental de formation des Argiles de Tiguentourine, dans la partie Sud-Est du bassin de Ghadamès, fig. (6).

En effet, les faciès constituent l'ensemble empilé des motifs des strates au début et au milieu du Carbonifère et semble correspondre à des tendances eustatiques générales, mais la couverture mi-carbonifère de bassin montre clairement de la tectonique hercynienne, influence l'eustatisme à long terme décrites par Ross et Ross (1988).

II)-8- les Failles hercynienne :

La Tectonique paléozoïque dans la plate-forme saharienne a été caractérisée par le soulèvement et l'inversion des bassins régionaux lors de la déformation hercynienne, causée par la collision entre Laurentia et Gondwana et la fermeture consécutive de océans Rhéic et la paléo-Téthys occidentale pendant l'intervalle dévonien-permien tardif.

Cette collision a entraîné la formation des Mauritanides en Afrique du Nord, et des Appalaches SE de l'Amérique du Nord, et son maintien dans la Variscides européenne, et a pris fin avec l'ensemble du supercontinent de la Pangée (Ziegler, 1990).

Les effets à distance de l'orogénèse hercynienne majeure sont clairement visibles dans la plate-forme saharienne jusqu'à des distances de plus de 1500 km (Haddoum et al., 2001). Dans la plate-forme saharienne, l'intensité de la déformation diminue vers l'est, loin de la ceinture orogénique hercynienne dans l'ouest du Maroc et de la Mauritanie (Fabre, 1976).

La déformation de l'avant-pays le plus proximal dans l'Anti-Atlas marocain et l'Ougarta comprennent des plis serrés et des failles inverses Donzeau (1983). Plus à l'est, dans les affleurements du bassin de l'Ahnet, des décrochements importants, des failles inverses et des plis associés le long de la plupart N-S. Dans la plate-forme saharienne, à l'Est, la déformation se compose de structures de compression à style varié, y compris un soulèvement régional, et des failles inverses et plis ouverts associés. L'Orogénie hercynienne était un événement tectonique des plaques, associée à la collision progressive des masses continentales de l'océan Rheic et la paléo-Téthys.

Guiraud, (2002) estime que la phase brétonne (Strunien) au post-dévonien anté-carbonifère, cette phase représente le premier événement tectonique associée à l'orogénèse hercynienne, tandis que la dernière déformation peut être datée au début du Permien (Villeneuve et al., 1991).

La plupart de la déformation dans l'avant-pays saharien semble correspondre aux phases tectoniques majeures de cette orogénèse au cours de la fin du carbonifère-permien (Haddoum et al., 2001), qui en raison des fortes contraintes tectoniques doit avoir propagé plus distale dans la partie continentale.

Toutes les lignes sismiques régionales et les sections montrent l'importance primordiale de l'érosion et la déformation paléozoïques. Ils indiquent que les intervalles du Paléozoïque ont été érodés dans toute la région, avec plus de 4000 m, par exemple, dans les moles de Hassi Messaoud et Talemzane-Dahar, fig. (1).

L'érosion des couches sur la plupart de la région d'Illizi et de Berkine et le synclinal d'Illizi, est la preuve de soulèvement régional. Ce soulèvement régional n'est probablement pas dû à la contrainte horizontale de l'Orogénie hercynienne lui-même mais le soulèvement thermique post-orogénique associé à des masses continentales assemblées de Pangée.

Une longue déformation est également évidente dans le plan de sous-affleurement est exprimée par des hauts fonds et des bas-fonds régionales telles que Talemzane, Dahar et les hauts fonds Amguid-El biod, et le synclinal Berkine-Illizi. Leur orientation variable peut être dû à la superposition hercynienne dans le nord d'Algérie et la Tunisie, et les caractéristiques liées à une compression, avec des éléments un peu plus jeunes de déformation en extension de l'extrême ouest de la Téthys.

Stampfli et al. (2001) rapportent que la première déformation en extension dans le graben de Djefara a commencé dans le Carbonifère, bien que la phase de rifting principale soit de permien-trias. L'Anticlinal hercynien est tourné en blocs élevés et sont des preuves de l'inversion du centre du bassin d'Illizi, fig. (3). La zone d'érosion minimum est située vers la région frontalière Algéro-libyenne de la région d'Illizi, où les roches du Carbonifère sont conservées dans un large synclinal exhumé.

La série continentale mal datée de la formation de Tiguentourine peut correspondre à des couches rouges syn-tectoniques du permien conservées dans une dépression peu profonde située à l'Est des hauts fonds hercyniens, fig. (6).

Haddoum et al. (2001) décrivent en détail les structures similaires des affleurements dans le bassin de l'Ahnet. Ils montrent que les failles sont généralement verticales avec des indications de déplacement décrochement dextre ou senestre en fonction de leurs orientations NNE ou NNO respectivement.

En outre, les décrochements évoluent localement dans des failles inverses, ou se terminent dans les structures. Les auteurs observent que les failles inverses sont bien exprimées dans la partie inférieure série paléozoïque fragile, mais meurent dans la série dévonienne. Une relation comparable est également observée dans les schistes du dévonien ou du carbonifère des bassins de Berkine et d'Illizi.

Les plis sont orientés parallèlement à la faille et associés à de failles inverses. Le décrochement et plis d'orientation NS et NNE, dans le domaine de cette étude sont largement compatibles avec un raccourcissement orienté NNE-SSE et ENE-OSO proposé pour le bassin de l'Ahnet par Haddoum et al., (2001). La déformation transpressive résulte de la réactivation et l'inversion de la plupart des systèmes de failles panafricains paléozoïque pré-existant et (Beuf et al., 1971; Fabre, 1976).

Partie (I) : Les données desurface
(Sur affleurements)

Chapitre (III) :

Sédimentation Mésozoïque&Tectonisme

III-1-Introduction:

Après le soulèvement paléozoïque, l'affaissement est repris dans la plate-forme nord du Sahara à la fin du Trias, associé à un régime d'extension (Fabre, 1976; Courel et al., 2003). Les failles normales de la fin du Trias ont été développées tout au long des bassins de Berkine et Oued Mya, fig. (9), et sont liées à l'ouverture de la Tethys et le début du rifting dans l'Atlas Algérien et Marocain, le rifting est maintenu dans le bassin de Djefara, Stampfli et al., (1991); Guiraud, (1998); Stampfli et al., (2001).

Les failles Algériennes sont associées localement avec un volcanisme alcalin. Deux dépocentres principaux développés dans la plate-forme saharienne au cours du Trias, le dépôt centre d'Oued Mya et celui de bassin de Berkine, séparés par le mole Hassi Messaoud, Fig. (9). La série mésozoïque a une épaisseur de 4000 m dans les bassins de Berkine-Ghadames, fig. (2).

L'intervalle triasique et jurassique a été préférentiellement déposé dans l'extension du bassin triasique et se développe progressivement en onlap sur la série paléozoïque sous-jacente des flancs sud de bassin. Inversement, le Crétacé supérieur couvre des vastes étendues de plate-forme saharienne tel qu'il a été déposé au cours de la première élévation eustatique.

Cependant, les roches du Crétacé supérieur sont largement érodées et exhumées dans la région d'Illizi en raison de soulèvement ultérieure du Hoggar. Les roches sédimentaires du mésozoïque dans la région sont largement évaporitiques et clastiques, les étendues triasiques et le jurassique, sont couvertes de dépôts clastiques au jurassique supérieur et le crétacé inférieur, celui-ci est recouvert par des carbonates et évaporites. Le tableau (3) résume la séparation des unités mésozoïques dans les mégaséquences délimitées par les grandes discordances régionales.

III-1-1- Le Trias:

A la fin du Trias moyen, les premiers dépôts sédimentaires enregistrés après le soulèvement hercynien dans la région de Berkine-Illizi sont les lits rouges. L'intervalle triasique a une forme générale de biseau, plus épais dans le nord, et mince sur le flanc sud du bassin de Berkine. À l'échelle locale, il remplit les dépressions orienté NNE ayant une épaisseur variable qui atteint plus de 600 m, Fig. (9). Il est délimité à sa base par la discordance hercynienne (DH), son sommet est marqué par une surface d'inondation maximale (MFS) Hettangien.

La série Triasique de la région de Berkine se compose d'un biseau continental largement clastique, disposé en deux mégaséquences, elles commencent par des dépôts fluvio-lacustres de Ladinien supérieur Carnien inférieur (formation de TAGI), couvert du Carnien mixte carbonates-clastiques aux roches lacustres continentales et marines peu profonde (formation TAGI et TAC), qui sont à leur tour suivis par un biseau continental clastique et évaporitique d'âge rhétien (formation TAGS S4), Fig., (12). le pic de transgression est représenté par de dépôts épicontinentaux et lacustres (formation TAC) d'âge post-carénien reconnu dans NO d'Afrique, Courel et al., (2003); Eschard et Hamouche, (2003).

Tableau (03): Mésozoïque-Cénozoïque mégaséquences des Bassins de Berkine et d'Illizi basins, Plateforme saharienne, Algérie.
Voir ainsi la charte chronostratigraphique.

Mégaséquence (duration)	Age	Discordance basale	Transgressions
- -MS CRET-3 (31 Ma)	- -Senonien	Disc. Atlasique (65-30 Ma)	R.A.S.
-MS CRET-2 (24 Ma)	-Aptien-albien	Disc. Senom. 1 (95 MA)	Campanien moy.
-MS CRET-1 (24 Ma)	-Néocomien	Disc. Aptien sup. (120 Ma)	Abien sup.
-MS JUR-3 (19 Ma)	-Malm	Disc. Neoc. 1 (144 Ma)	Barrémien inf.
-MS JUR-2 (22 Ma)	-Dogger	Disc. Malm 1 (165 Ma)	Kimmeridgien
-MS TRIAS-3 JUR-1 (29 Ma)	-Late Norien -Lias	Disc. Dogger 1 (187 Ma)	Bathonien
-MS TRIS-2 (16 Ma)	-Late Ladinien mi-Norien	Disc. Trias 3 (Norien) (216 Ma)	Sinemurien
		Disc. Hercyn. (290-235 Ma)	Late Carnien

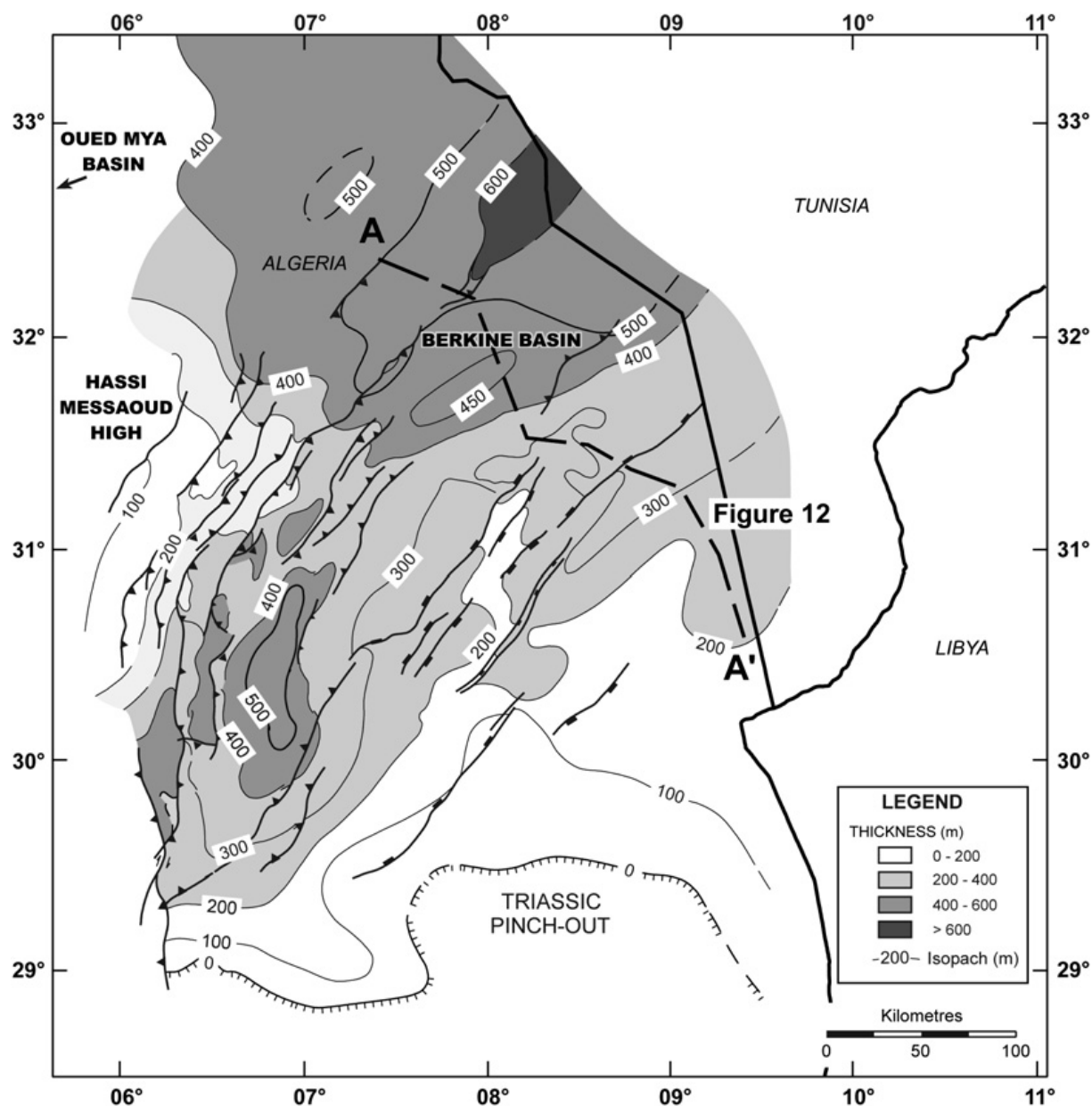
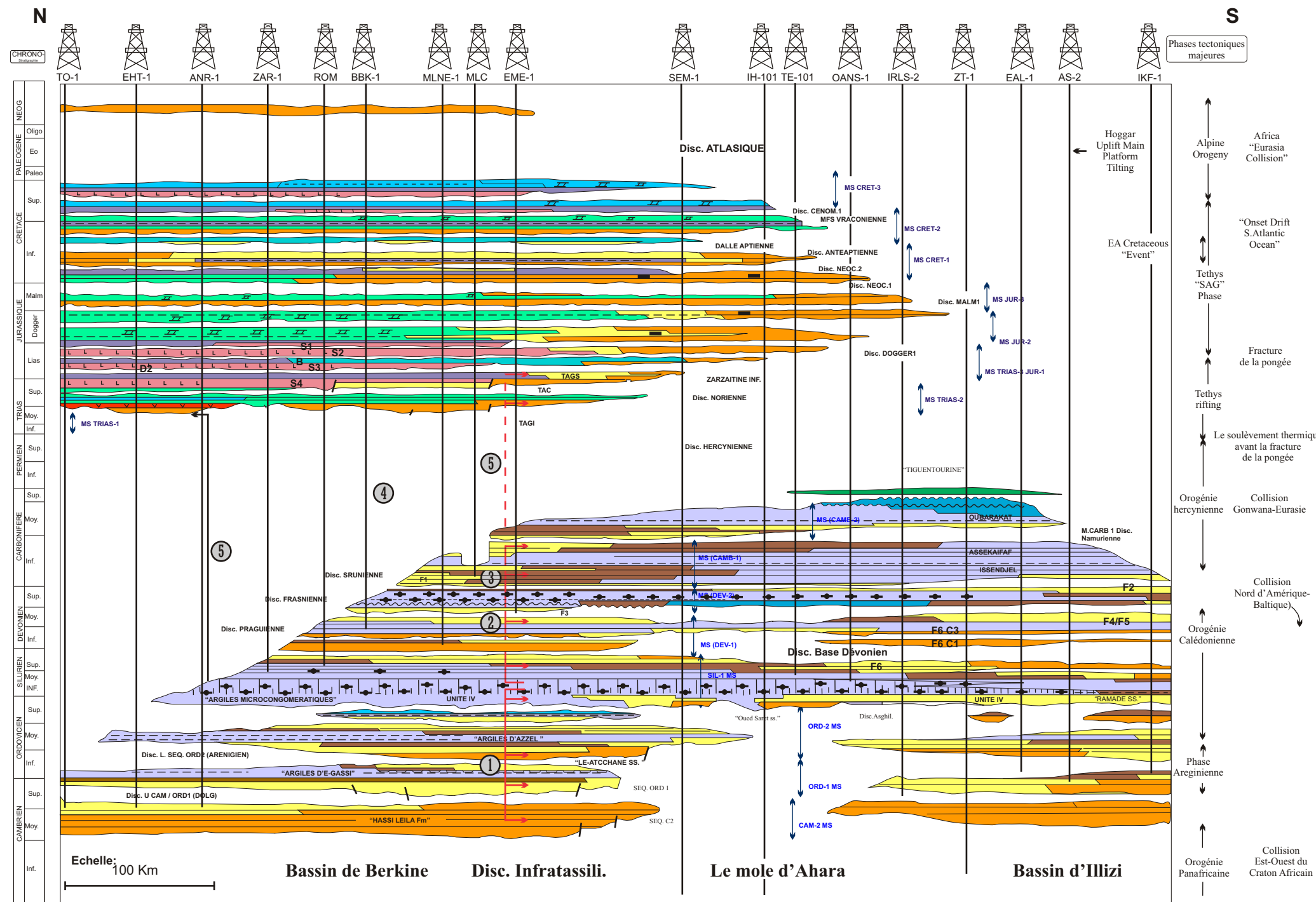


Figure (9) : Carte isopaque de trias présente le développement de l'extension triassique de bassin de Berkine. Les déformations en extension produites par la réactivation transensionale de mole d'amguidElbiod, et dispersées en terrains de type pull-apart. Galeazzi et al. (2010).

Une discordance d'âge Norien sépare la base de mégaséquence Trias-2, et contenant les formations TAGI et TAC, de mégaséquence du Trias supérieure-3 Jur-1, qui contient TAGS et les formations S4, Fig. (10).

La série triasique recoupe progressivement en onlaps le substrat sous-jacent du N au S. Les plus anciens dépôts du Trias qui se trouvent dans le substratum de la Djefara, où une succession complète du permien au trias moyen a été trouvée dans le substratum, Busson et Burollet, (1973).



La légende :

- | | | |
|---|---|-----------------|
| ■ Carbonates marines | ■ Fluvial | Condensation |
| ■ Plaine cotière | ■ Anhydrite | ↔ Argile chaude |
| ■ Intrusions triasique | ■ Offshore | — Argile |
| ■ Éventail à faible tranche d'eau | ■ Argile carbonatée | |
| ■ Sel | ■ Faciès de transition | |

Figure (10): Carte chronostratigraphique des bassins de Berkine et d'Illizi, avec les cinq systèmes pétrolier, TOTAL (2010).

- ① Système Pétrolier: Cambro-ordovocien (Argile chaude Silurienne).
- ② Système Pétrolier: Siluro-dévonno-carbonifère (Argile chaude Silurienne).
- ③ Système Pétrolier: Frasnien-Siluro-dévonno-carbonifère.
- ④ Système Pétrolier: Frasnien-Triasique.
- ⑤ Système Pétrolier: Silurien-Triasique.

III-1-1-a-Ladinien-Norien inférieur (mégaséquence TRIAS-2):

Cette mégaséquence est limitée à la base par la discordance hercynienne (DH), et à son sommet par celle du Norien. La formation TAGI représente l'intervalle de la base, et se compose de dépôts continentaux étendus latéralement et verticalement empilés.

Turner et al. (2001) ont reconnu quatre séquences dans l'intervalle TAGI-TAC dans le bassin de Berkine. Ils décrivent les grès du TAGI comme sont composés à la base par des sables fluviaux de temps en temps déposés dans un système lacustre, suivis de grès fluviaux déposés dans les rivières. Les premiers sont associés à des grès de grains éoliens et des schistes lacustres. Les deux faciès fournissent un intervalle de sable exposés le long de bassin de Berkine, Fig. (11).

Les propriétés des réservoirs TAGI sont excellentes, avec une bonne porosité primaire et une diagenèse mineure. Les grès sont constitués de arénites et quartzite à la base, et deviennent arkosique vers les intervalles moyens et supérieurs (Rossi et al. , 2002), riches en quartz à ciment en revêtement d'argile : l'illite fait du TAGI inférieure un réservoir relativement plus pauvres.

Les meilleurs réservoirs de TAGI ont les perméabilités de plus de 1 Darcy, et porosités supérieures à 20 %, qui sont en grande partie d'origine primaire. Ils sont scellés par TAC lacustre et schistes marins peu profonds, présents dans toute la région de Berkine.

La formation TAC qui a été déposée couvrant une surface transgressive majeure, et comporte une succession épaisse de schistes qui sont accompagnés dans la partie centrale de Berkine par des couches de 5 à 10 m d'épaisseur dolomitiques de faciès lacustres restreint où changent l'environnement et deviennent marin dans la région El Biod vers le sud et sud-est de minces sables fluviaux, également attribué au TAGI.

Les affleurements du Trias dans le Djefara tunisien et libyen, sont des faciès similaires à ceux observés dans le substratum algérien (Rubino et al. , 2003c). Les faciès continentaux du Trias moyen de la formation de Kurrush et Kirchaou comprennent une rivière tressée, les grès associés aux schistes rouges et des plaines d'inondation fluviale, similaires aux faciès TAGI.

En outre, la transition vers l'est recouvrant les dépôts côtiers et marins est marquée par des surfaces d'inondation importants qui lient les paraséquences. La série de TAC aura le temps équivalent dans les affleurements de SE Tunisien et le nord de la Libye incluent les faciès de plates-formes de carbonate de marin ouvert, de dolomite d'âge Carnien-norien (Peybernes et al. , 1994). Ils représentent les faciès distaux de dolomite marine mince et lacustre peu profond et des schistes observés.

III-1-1-b-Norien : (Mégaséquence TRIAS-3 JUR-1) :

La discordance de Norien, Fig. (10), sépare le TRIAS-2 de TRIAS 3 JUR 1 MS. Il s'agit d'une discordance majeure caractérisée par les troncatures des strates sous-jacentes sur les marges des

Bassins régionaux. Nous avons observé une certaine troncature et onlap sur cette surface sur certaines des lignes sismiques, mais la carence de la résolution sismique dans la région ne permet pas les observations à cette échelle. Rubino et coll. (2003c) ont également identifié un début de Norien la discordance dans les affleurements NO de Libye, où elle est définie par la superposition directe des faciès fluviaux de formation d'Abu Shaybah plus de dolomies marines ouvertes de la formation d'Aziziah.

Cette mégaséquence est composée de sable riche de dépôts fluviaux en tresse (TAGS), en grande partie concentrés dans le sud-ouest du bassin de Berkine, qui change les faciès de dépôts de sel massif de la formation S4 au nord, Fig. (12).

L'extension des faciès sableux suggère un grand cône de déjection centré dans le quartier de Hamra-RhourdeNouss, Fig. (12). La transition de faciès est réalisée par un changement de grès alluviaux-fluviaux épais pour les intervalles de sable et de schistes minces intercalés, qui évoluent vers le bassin de schistes limoneux avec faciès d'anhydrite qui marque un environnement lacustre. Ces faciès passent rapidement vers le nord dans les dépôts d'halite, Fig. (12).

Les grès de TAGS sont d'excellents réservoirs, dans la région de El Biod, RhourdeNouss tels que les grès de Hamra ou de Gassi Touil, la distribution de sable semble largement limitée par des failles, et des grabens de sable riche en locaux et de demi-grabens peuvent contenir jusqu'à 100 m de sable net, Fig. (12).

III-2- La tectonique et l'activité magmatique:

Les failles normales du Trias dans la région de Berkine montrent une orientation globale NNE et NE. Elles affectent fortement l'épaisseur de dépôt et les sédiments de dépôts Carnien-Norien (Eschard & Hamouche, (2003)).

La tendance devient NS le long de la zone de faille El Biod-Amguid. Dans ce domaine, les failles montrent les déplacements verticaux du Trias mineurs, comme le montrent les anomalies isopaques, Fig. (11).

Par la suite, la plupart de ces failles ont été inversées dans le Mésozoïque et le Tertiaire. Inversement, les failles normales de Trias de Berkine montrent des preuves mineures d'inversion. Ils montrent des déplacements verticaux de plus de 100-150 m, et sont généralement fortement angulés par les formations salines Liasiques.

Les pièges structuraux prolifiques dans le bassin de Berkine comprennent des blocs basculés en grabens et horst où la fermeture des grabens est assurée par la juxtaposition des réservoirs triasiques avec le carbonifère ou roches jurassiques du Trias.

En outre, le sel épais de Lias assure une ultime étanchéité supérieure régionale très efficace. La déformation en extension de Trias a été associée à un volcanisme andésitique Carnien et Norien dans les bassins de Berkine et d'Oued Mya, Fig. (13). Le soulèvement thermique des régions volcaniques de

Trias contrôlées localement par la sédimentation et la distribution de grès, de sorte que les zones volcaniques sont généralement pauvres en faciès sableux. La faille du Trias a été suivie par la subsidence thermique mais plus généralisée dans l'ensemble des bassins de Berkine et d'Oued Mya au Nord.

Le bassin élargi progressivement vers le sud, l'ouest et l'est au cours de la Lias, comme en témoigne le modèle en onlap de mésozoïque sur la discordance hercynienne. Ce changement peut avoir été accompagné par la fermeture ou la fermeture partielle d'une large connexion avec la Téthys.

Les zones de subsidence sont restées constantes au cours du Jurassique et la plupart du Néocomien. Les dépo-centres de la fin du Trias ne coïncident pas avec les dépressions du paléozoïque mais sont situés dans des zones de failles normales, le long de la zone centrale El Biod et la région de Berkine Nord, Fig. (11), d'où la définition du « bassin triasique » de la littérature algérienne ; Fabre, (1976). Les failles normales du trias dans les bassins algériens de l'Est sont associées à la distension et l'ouverture de l'océan Téthys.

Stampfli et al. (2001) décrivent le processus d'extension en deux étapes dans le bassin de Djefara en Tunisie et la Libye NE, avec le carbonifère et le rifting permien-trias. Cette distension prolongée en toute la région du Moyen-Orient et de la Méditerranée, et a abouti à la fin du Permien-Trias avec la séparation du continent Cimmérien de Gondwana et la création de la Téthys ; Stampfli et al., (2001).

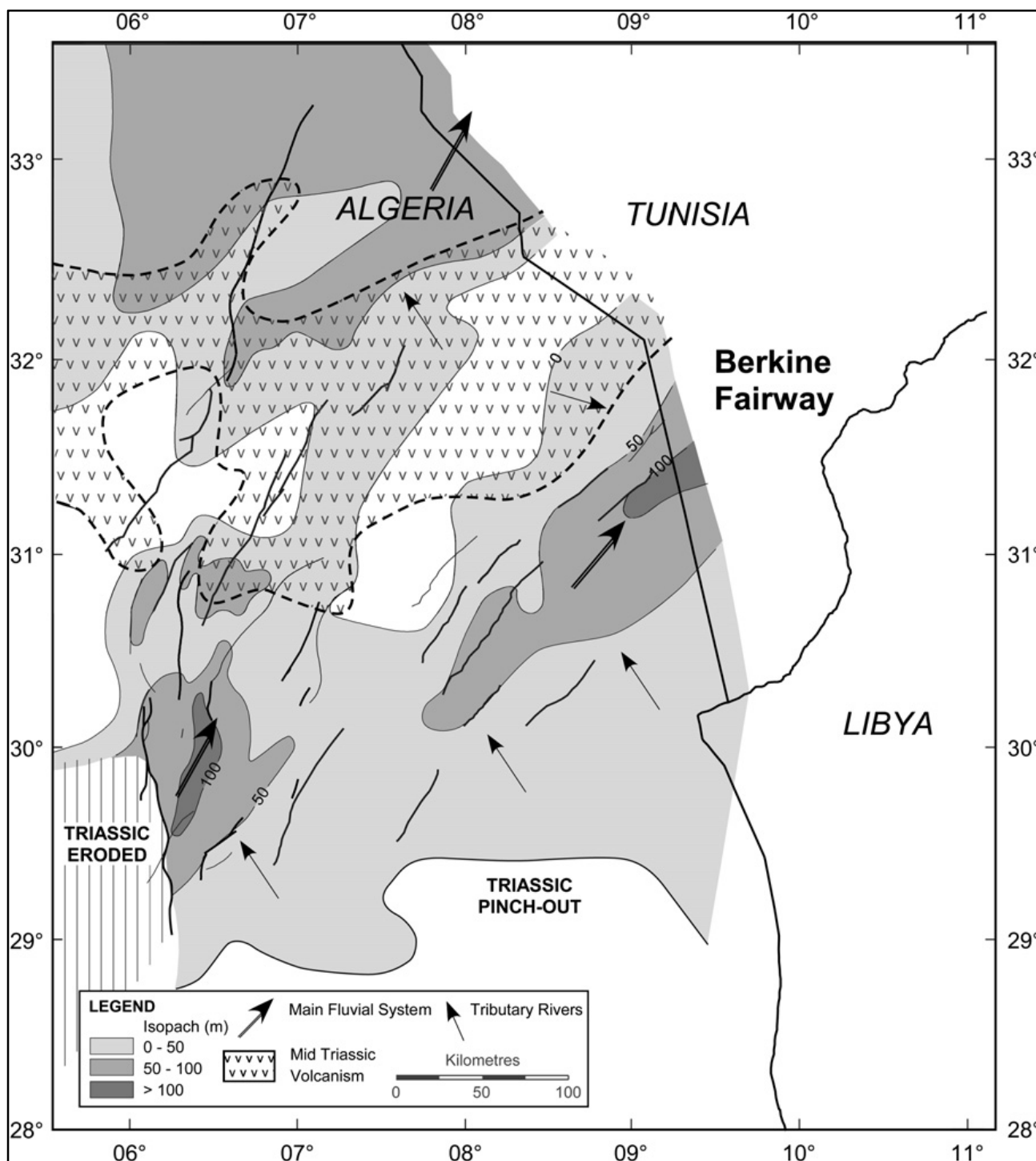


Figure (11) : Carte isopaque de la formation TAGI (MS Trias-2) montrant la relation entre le volcanisme et les épaisseurs des grès. O.Point (2009)

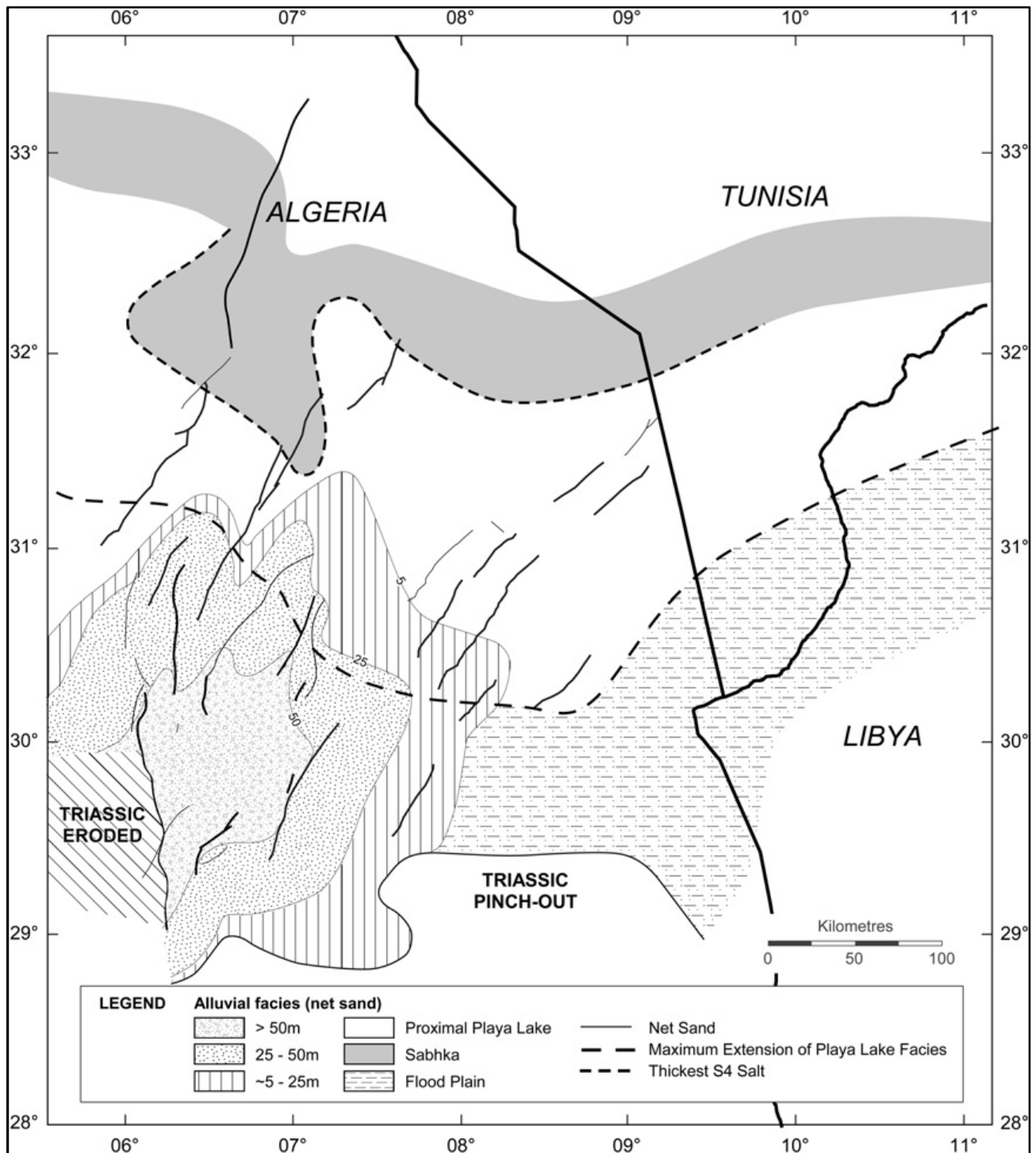


Figure (12) : Carte des faciès des grès de TAGS développés vers un système alluvial vers la région de Hamra et GhourdeNouss en changeant les faciès lacustres vers le Nord de berkineGaleazzi et al. (2010)

Dans ce contexte, les bassins du Trias en Algérie correspondraient à l'arrière-pays de la marge passive de la Téthys. Les failles paléozoïques de Djefara forment un système des failles majeur E-O.

Les sédiments de la fin du Permien-Trias dans le Djefara (Tripolitaine) ayant une épaisseur plus de 8000 m (Busson et Burollet, 1973). Ce système des failles prolongé à l'intérieur algérien où une déformation qui se propage le long de nombreuses failles NE et N-S du socle, qui montrent beaucoup moins de déplacement que les failles du rift aux frontières en Tunisie et en Libye.

Le soulèvement des horts associée avec les principaux grabens de rift peut avoir agi comme une barrière topographique qui a isolé les bassins algériens. Cela s'est traduit par le dépôt dans les bassins isolés drainés et caractérisés par de vastes dépôts de sel. Le soulèvement est documentée par Stampfli et al., (2001), qui estiment à 1,7 km de l'épente inférieure de soulèvement dans la région Djefara, qui, comme mentionné auparavant, semble se poursuivre en Algérie orientale le long de mole Talemsane-Dahar.

Makhous et Galushkin (2003) interprètent une réactivation thermique élevée de la lithosphère dans la zone Dahar à l'époque du Permien-Jurassique par rapport à d'autres zones «internes» de la plate-forme saharienne, en fonction des profils de maturation de roche source et la modélisation de bassin.

Ils estiment que, dans la région du Dahar, le paléo-mésozoïque, l'érosion a atteint plus de 3500 m, l'épaisseur de la lithosphère a diminué à autant que 25-35 km, et le flux de chaleur en surface dépasse 100 mW/m². Ces valeurs sont proches de ceux observés dans les rifts continentaux. Cela confirme l'interprétation que le soulèvement du Paléo-mésozoïque du haut fond de Dahar était liée au rifting de la Téthys plutôt que la compression hercynienne selon l'évènement permo-triasico-jurassique.

III-3- Le Jurassique-Crétacé:

L'intervalle Jurassique-Crétacé représente l'essentiel supersequencé de la Téthys dans la plate-forme saharienne. Il est bien développé dans les bassins de Berkine et Oued Mya, où elle atteint plus de 4000 m d'épaisseur, alors qu'elle s'amincit vers le sud principalement en raison de l'érosion associée au soulèvement du massif du Hoggar, et moins important pour l'amincissement de dépôt. Ces dépôts comprennent l'empiètement épicontinental latérale de la série plus épais et plus ouvert marine Téthys, développé dans la région " berbère ", c'est à dire le domaine Atlas (Busson, 1998).

Les séries Jurassique et du Crétacé évoluent à partir de séquences largement évaporitiques dans le Lias, à grain fin clastiques au cours du Dogger et Malm, suivis par succession clastiques à grains grossiers au Crétacé précoce, et plafonnés par des séquences de carbonate-évaporitique pendant le Crétacé tardif.

D'un point de vue économique, l'intervalle Jurassique-Crétacé dans la région représente la surcharge des systèmes pétroliers et du Paléozoïque-Trias. Alors que la série n'a pas d'importance en termes de réserves, sa capacité d'étanchéité est un élément clé des systèmes pétroliers. En outre, il enregistre

l'évolution tectonique mésozoïque de la plate-forme saharienne, qui a un rôle majeur sur la détermination de la date et le lieu de la production d'hydrocarbures et de la migration.

III-3-1-Le jurassique: (mégaséquences JUR-2 et JUR-3)

L'intervalle Jurassique est quelque 1500 m d'épaisseur dans le bassin de Berkine, et s'amincit rapidement vers le sud, l'est et l'ouest, en suivant la tendance de l'épaisseur de la série triasique, Fig. (11).

Les séquences les plus basses, d'âge Liasique, constituées d'évaporites carbonatées mixtes avec une composante clastique mineur, déposés probablement dans le bassin isolé. Ils sont suivis par un Dogge-Malm interval comprenant des clastiques fins, et des dolomies. Les séquences du Lias contiennent le bas niveau de sel épais, couvertes par de minces couches de dolomie déposés de préférence pendant les voies transgressives en haut niveau marin.

Les intervalles de dolomite semblent changer les faciès clastiques latéralement de plaine fluviale et côtière. Les dépôts de sel sont composés des couches 350 m d'épaisseur constituées d'halite avec anhydrite mineur, qui sont interprétés comme sédiments Sebka déposés dans l'isolement de l'océan Téthys (Fabre, 1976).

D'autre part, les dolomies lacustres côtières déposées pendant l'élévation relative du niveau de la mer ont été mis dans les environnements marins, probablement partiellement ou temporairement connecté avec les eaux de mer ouvert au nord et au nord-est.

Ces dolomies sont des couches à 5-20 m d'épaisseur, l'extension régionale fournit des marqueurs de corrélation facilement identifiables. De bons exemples sont la Dolomite D2 de rhétien-hétangien, constitue le toit de la couche S4 (Trias) de sel, et l'horizon B de l'âge Sinémurien, recouvrant la couche de sel S3.

Les séquences de Dogger et de Malm se composent de plaines côtières et deltaïques matérialisées par des grès interstratifiés, des mudstones et des schistes lacustres et dolomies, associés au niveau local avec des couches d'anhydrite mineures. La section devient plus marin dominé vers son sommet avec le dépôt de schistes marins minces mais bien répandues pendant le Kimméridgien (Marker E8 dans la littérature de pétrole; Fabre, 1976).

Les modèles de faciès empilés, ont été interprétés et utilisés pour reconnaître différentes séquences du Lias et du Dogger. Ces séquences sont délimitées par des discordances qui sont matérialisées par des faciès de brusques changements, avec la forme de motif en onlap régionale, mais qui ne présentent pas de troncature évident des séquences sous-jacentes.

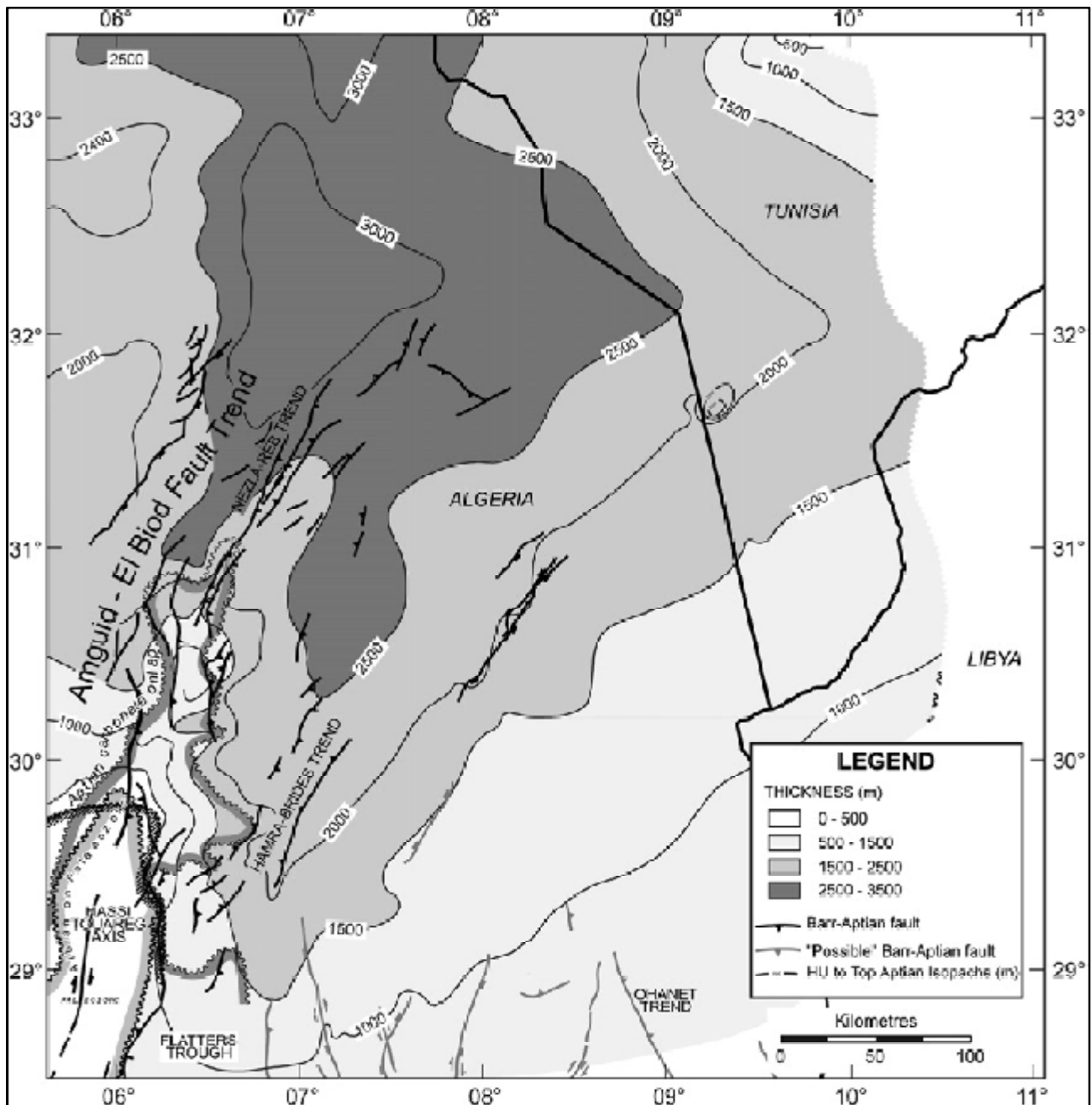


Figure (13) : Carte isopaque de Hercynien à l'Aptien présentant les épaisseurs des corps sédimentaires associés l'activité transpressionalesyn-sédimentaire le long d'AmguidElbiod durant le Néocomien, les réactivations mineures des failles sont observées dans le bassin de Berkine, Galeazzi et al. (2010)

Les deux principales discordances sont la Disc Lias-2 (Hettangien) à la base de formation du sel S2 dans la plupart de la région, et la Disc Dogger-1. La première couvre les schistes marins de l'Hettangien, et est une surface en onlap régionale. Ce dernier marque le début de mégaséquence Trias-3, Lias-1 au (tableau 3), qui comprend toutes les séquences de sel mésozoïque précoce.

III-3-2- Le Crétacé: (mégaséquences *CRET-1* à *CRET-3*)

La base de Néocomien est marquée par une discordance clairement par la superposition directe de plus de 70 m de roches clastiques continentales à grosse granulométrie reposent sur une série lithologique d'une mer peu profonde sous-jacente de Malm.

Cette discordance détermine la base de mégaséquence *Cret-1*, tandis la discordance de l'Aptien inférieur (connu localement comme la discordance autrichien) détermine son sommet. La mégaséquence de *Cret-1* est jusqu'à 500 m d'épaisseur dans les parties centrales du bassin de Berkine, mais elle peut être fortement réduite en raison de l'épaisseur des troncatures à l'Aptien inférieur dans la zone Amguid-El Biod, Fig. (13).

Les dépôts mi aptien transgressifs en onlap sur la discordance de l'Aptien inférieur, recouvrent les couches variées de mésozoïque et d'âge éventuellement paléozoïque, la mégaséquence *Cret-2* est en quelque 300-500 m d'épaisseur et contient la majeure transgression d'Albien (Vraconien) de la zone péri-Téthys (Busson, 1998), La discordance Cénomaniennne marque son sommet.

Les faciès en onlap des dépôts aptiens transgressifs sont un intervalle clastiques à grains fins, représentent probablement les faciès de la plaine côtière. Ce changement est changé latéralement et vers le haut dans quelques dizaines de mètres à un 10-30 m d'épaisseur l'intervalle de mesure régionale connue sous le nom **Dalle Aptienne** carbonatée.

Les carbonates aptiennes constitués de dolomies changent vers le nord et nord-est de carbonates riches en *Orbitolinides*, déposés dans les eaux plus ouvertes (Fabre, 1976). Les carbonates aptiennes sont suivies par un 100-200 m d'épaisseur de séquence clastique à grains fins de marin peu profond et charbon portant dépôts côtiers.

Cet intervalle contient une section fluviatile de sable à sa base, culminant dans les schistes marins ouverts d'âge Vraconien. Les schistes Vraconien sont suivis par une épaisse série Cénomaniennne de carbonates Maastrichtien du mégaséquence *Cret-3*. Cet intervalle est quelque 700-800 m d'épaisseur, et est composé de dolomies interstratifiés.

Les séquences du Crétacé supérieur sont caractérisés par la succession cyclique de couches relativement minces de bas niveau marin, de sel et d'anhydrite suivie par des intervalles de schiste minces et épaisses couvertes par les plates-formes de carbonate de progradante déposés au cours de haut niveau marin par rapport au niveau de la mer.

Les carbonates de Cénomaniens basal et Turonien riches en faunes benthique, des *brachiopodes*, des *échinodermes* et *gastéropodes* attestant un environnement de dépôt marin peu profond ouvert.

En outre, le Cénomaniens marin et les schistes Turonien comprennent des faunes pélagiques, riches en ammonites, qui indiquent également les conditions marines ouvertes. La fin du Cénomaniens et Turonien dépôts enregistrent la sédimentation marine profonde et la plus ouverte du Crétacé supérieur.

Fabre (1976) et Guiraud et Bellion (1995) montrent que les carbonates répandues au Cénomaniens-Turonien enregistrent la connexion de la Téthys et l'océan Atlantique à travers la plate-forme saharienne et le golfe de Guinée, au cours d'une période de niveau global de la haute mer.

En effet, les dépôts Turoniens et Cénomaniens enregistrent une hausse eustatique mondial de Phanérozoïque, et se trouvent en onlap sur des unités les plus anciennes, même en sous-sol panafricain, sur des moles régionaux tout au long de la plate-forme saharienne (Fabre, 1976). Cet intervalle est caractérisé par l'absence absolue de dépôts clastiques (Busson, 1998), la cartographie des inondations de la plate-forme et les sites de fort drainage réduit les systèmes fluviaux possibles. La section devient plus restreinte dans le cadre de dépôt vers les termes supérieurs de la série du Crétacé supérieur.

III-4- La Fin de tectonique méso-cénozoïque :

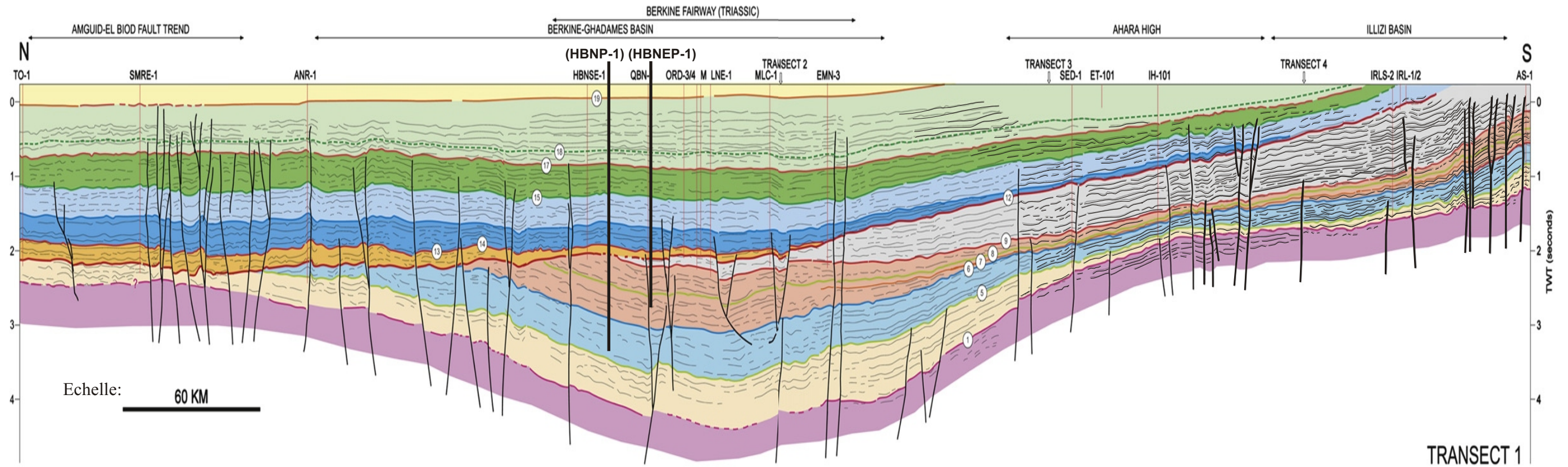
Un soulèvement thermique à l'intérieur du Sahara, Suite l'inversion tectonique, et à la faille normale de Trias et le volcanisme, la région a évolué au cours du Jurassique par une phase de la contraction thermique, en même temps que l'expansion océanique a commencé dans la partie ouest de la Téthys et l'océan Atlantique à l'aube du Jurassique moyen (Stampfli et al., 1991; Guiraud, 1998).

Vers le Crétacé inférieur, le modèle de subsidence régionale a été affectée par la déformation Aptienne et un grave glissement Neocomien le long de faille d'Amguid -El Biod, Fig. (13).

La Tectonique le long des failles Amguid-El Biod, semble résulter de la réactivation de failles du socle, en raison de **la tectonique des plaques aux frontières éloignées**. Cette zone de faille est un exemple clair d'une déformation intraplaque de la ceinture, et d'un grave glissement à long terme, tels que ceux décrits dans l'intérieur des continents à travers (Storti et al., 2003).

Ce style de réactivation de failles semble dépendre en grande partie de l'orientation des failles pré-existants en ce qui concerne le régime de contrainte se propageant le long de la plate-forme, la déformation en transtension a lieu, comme les failles de Trias dans la zone Amguid-El Biod, Fig. (11).

Au contraire, l'orientation oblique des contraintes de compression à l'égard de la tendance citée produite de façon répétée une déformation transpressive. Même ainsi, la réactivation peut également être due au mouvement relatif de blocs cratoniques le long des failles de la croûte terrestre, qui ont peuvent s'exposer avec le régime de contrainte locale.



- | | | | |
|---|-------------------------|---|--------------------|
| ① | Namurian Unc. | ⑩ | Visean MFS |
| ② | Hercynian Unc. | ⑨ | Strunian Unc. |
| ③ | Lias 1 Unc. (Base Lias) | ⑧ | Frasnian MFS |
| ④ | Lias 1 (Horizon B) MFS | ⑦ | c. Mid Devonian |
| ⑤ | Hercynian Unc. | ⑥ | Base Devonian Unc. |
| ⑥ | Neoc 2 Unc. | ⑤ | Silurian MFS |
| ⑦ | Early Aptian Unc. | ④ | Asghilian Unc. |
| ⑧ | Vraconian MFS | ③ | C. Arenig Unc. |
| ⑨ | Atlas Unc. | ② | Tremadoc MFS |
| ⑩ | | ① | Top Basement |

Légende:

- Mésozoïque**
- U-Cretaceous
 - L-Cretaceous
 - Jurassic
 - U-Triassic
 - M-Triassic

- Paléozoïque**
- M/U-Cr to Permian
 - Carboniferous
 - U-Devonian
 - M-Devinian
 - L-Devonian
 - U-Silurian
 - Camb-Ordov.

- Précambrien**
- Pre-Camb.

Figure (14): ligne sismique régional montrant les bassins d'Illizi de Berkine et Ghadames. Les lignes sismiques ont été calibrés par des anciens puits TOTAL (2010), et les puits HBNP-1 et HBNEP-1.

La plupart des failles méso-cénozoïque réactivée dans la région semblent être dû à la croûte, où les failles panafricaines réactivés déjà à l'époque hercynienne. L'événement tectonique du Crétacé inférieur a cessé en Aptien, comme il semble être essentiellement scellé par la tectonique cassante de discordance de l'Aptien inférieur.

Guiraud et Bellion (1995) montrent que cette déformation se compose d'un événement de courte durée associée au mouvement de décrochement le long de la zone de faille (planche 1), qui aurait été réactivée en raison de l'hébergement de blocs cratoniques comme une réponse à la l'éclatement de la médio-atlantique et le long de rifting en grabens d'Afrique centrale.

Le Crétacé supérieur se caractérise par la subsidence régionale uniforme et l'activité tectonique de compression à compter du Santonien tardif dans le bassin de Berkine. Hedley (2003) décrivent l'inversion dextre mineure décrochante avec une composante de compression NO-SE dans le bassin de Berkine. Les Transect sismiques décrivent clairement le motif stratigraphique et les modèles structuraux liés à l'évolution tectonique mésozoïque.

La série évaporitique de Lias est donc limitée au début par une dégradation, diminuant rapidement vers le centre de bassin de Berkine bassin de sel, et les faciès changent en onlaps et des plaines inondables convergent vers le sud et sud-est. En outre, les sections du Dogger et Malm sont des caractéristiques de subsidence régionale associée à une phase d'affaissement.

Le début de la réactivation tectonique du Crétacé est exprimée par la réactivation transpressive orientée NNE Amguid-El Biod, cette déformation est particulièrement importante le long de certaines failles majeures, et se compose des structures serrés anticlinaux associés à des failles de décrochement sous-sol. La figure 13 montre un épaissement régional vers le nord, en documentant le modèle de subsidence régionale, et l'épaississement local juste à l'est d'Amguid-El Biod et l'amincissement marqué le long des structures surélevées qui ont résulté de l'activité de faille Néocomien.

Les transect sismiques régionales, fig. (14) montrent que la plupart des anomalies d'épaisseur associées à cet événement tectonique développer au sein de la section du Crétacé inférieur et sont en grande partie liés à la troncature de discordance de l'Aptien inférieur. La tectonique alpine dans l'avant-pays est saharien, comme dans le Néocomien, est largement associée à la réactivation de décrochement orientés NNE le long de la zone de faille Amguid-El Biod, Cette phase tectonique est exprimée dans l'Atlas saharien par l'inversion de failles Trias-Jurassique et marque le début dans le domaine de l'orogénèse alpine (Vially et al., 1994).

L'orogénèse alpine S.L. est prolongée dans le nord Algérie et évolué à travers quatre phases principales

:

- la phase de la fin du Sénonien ;
- la phase de mi-Eocène supérieur (phase Atlasique) ;

- la phase de mi-Miocène supérieur (phase tellien) ;
- la phase de Pliocène-Quaternaire, tabl. (1); Vially et al., (1994).

Ces auteurs indiquent que la plus importante phase de tous ces événements tectoniques semble avoir été la phase atlasique, qui a impliqué l'inversion des failles atlasique Trias-Jurassique. C'est aussi le moment de soulèvement thermique du massif du Hoggar, qui a été associée au volcanisme de base à Eocène supérieur-Oligocène.

Le bloc continental du Hoggar est un large dôme 1000 km de largeur de la croûte, où les roches du socle précambrien atteignent des altitudes de plus de 2900 m. Son soulèvement produit le basculement régionale vers nord, le soulèvement et l'exhumation de la région d'Illizi, avec de profondes implications sur l'évolution des systèmes pétroliers locaux.

Ayadi et al., (2000) suggèrent, que le soulèvement de bloc du Hoggar a été associée à un point chaud de manteau, aujourd'hui disparu. Ce soulèvement a été accompagné par le volcanisme, qui s'est poursuivie jusqu'au Quaternaire.

La déformation transpressive du Crétacé inférieur et supérieur est principalement associée à des failles majeures préexistantes, fig. (14). En effet, la faille Amguid-El Biod, par exemple, et d'autres failles majeures semblent avoir joué un rôle actif lors de tous les grands événements tectoniques: hercynien, Trias, Crétacé inférieur, et atlasique.

Les anomalies de l'épaisseur du Trias et l'érosion à la discordance de l'aptien inférieur prouvent que de nombreux faille se sont comportés comme des failles de distension au cours du Trias, et ont été inversés lors des événements du Crétacé précoce et atlasique, montré dans le transect sismique, fig. (14).

Partie (II) : Les données de Profondeur

Chapitre (IV) :

Les Configurations Sismiques

IV- Rappel sur la stratigraphie sismique :

IV-1- Définition :

L'appellation « stratigraphie sismique » traduite textuellement de l'américain, est un terme impropre, elle recouvre deux domaines bien distincts selon leur échelle d'intervention et leurs techniques (ASF 1989):

- La lecture géologique des sections sismiques.
- La sismique lithologie.

IV-1-1- La lecture géologique :

Permet la mise au point de géologie de bassin et son histoire, le bassin peut donc constituer par un ou plusieurs cycles sédimentaires ou tectonique, cette lecture est en application depuis 1975 et a marqué le pas parce que son développement n'était pas liés aux progrès de la sismique.

IV-1-1-A- l'image sismique d'un bassin et son interprétation :

Cet exemple illustre l'utilisation de la sismique pour l'interprétation géologique d'un bassin. Sur la marge Ouest Afrique, le remplissage de bassin présente une alternance de dépôts en offlap et de dépôts en onlap, fig. (19)

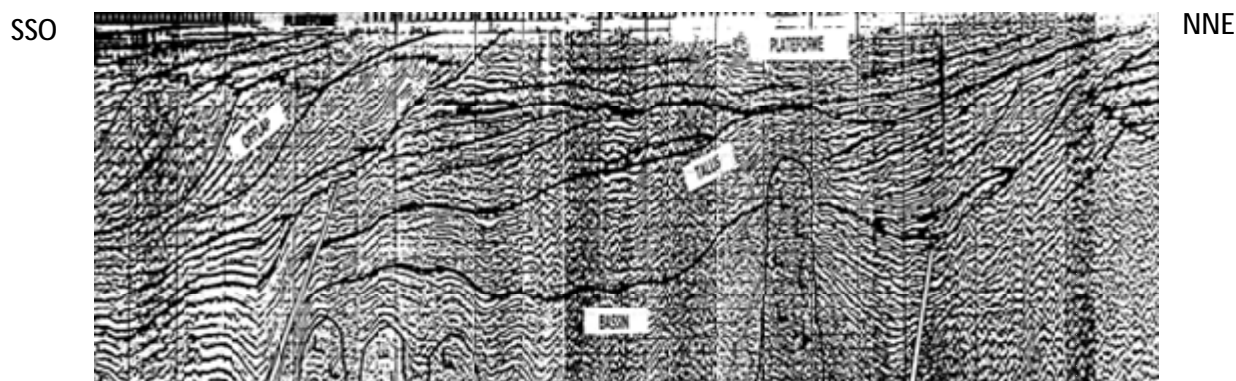


Figure (19) : Marge Ouest Afrique,ASF (1989)

Une coupe à deux séquences séparées par une discontinuité tectonique, une série syn-rift surmontés en discordance par une plateforme argilo-silteuse (réflexions continus) progradant de SSO vers le NNE, fig. (20), interprété à la figure (21).

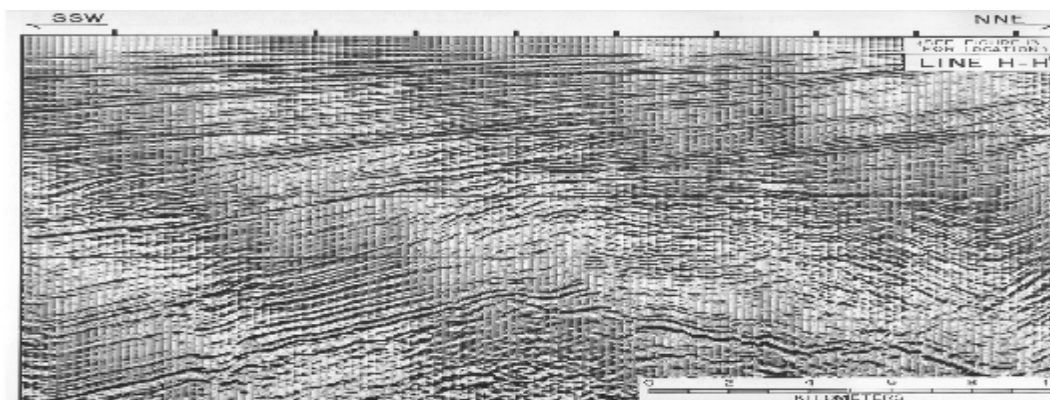


Figure (20) : Système polarisé en Delta des Iles d'Orléon.

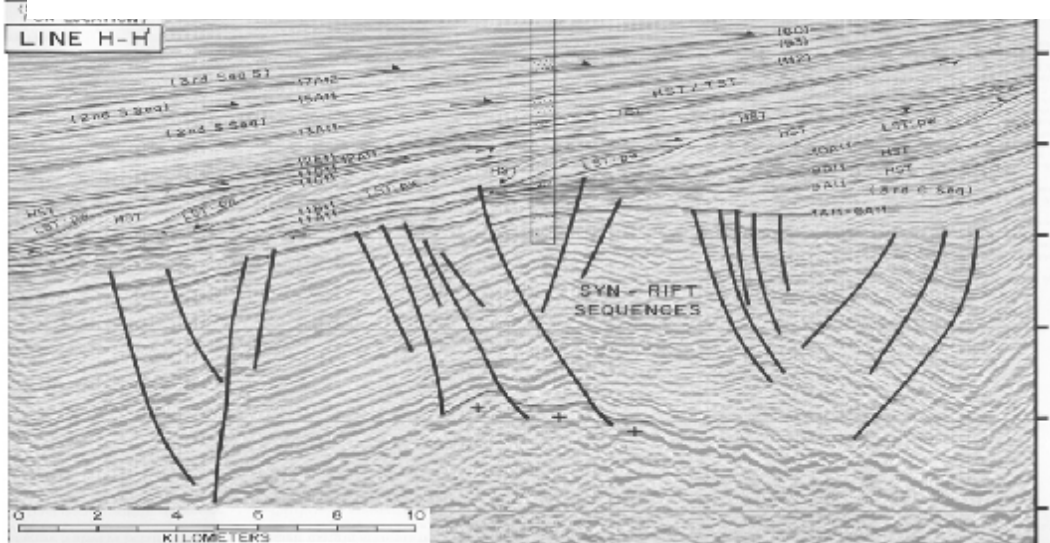


Figure (21) : Système polarisé en Delta des Iles d'Orléon, interprété.

IV-1-1-B- la séquence sismique :

Le principe d'un bassin est sa formation, qui peut s'adosser, en toute logique, sur plusieurs cycles sédimentaires ou séquences de dépôts, contrôlés par la tectonique qui organise le bassin.

Une séquence de dépôts représente une période sédimentaire entre deux événements tectoniques qui se traduiront par des discordances au toit et au mur de cette séquence, elle peut donc reconnue en section sismique par un ensemble de réflexions concordantes, limité à la base et au sommet par des discontinuités.

Une présence de discontinuité se traduira donc par une terminaison des réflexions en onlap à la base d'une séquence ou en downlap, et au sommet par des toplap d'érosion. Les différents types de terminaisons latérales des réflexions peuvent être révélateurs de l'architecture de bassin, désignant les zones de plateforme, de pente et de bassin.

IV-1-1-C- la réflexion sismique :

Les éléments qui vont être pris en considération sur une section sismique sont les configurations sismiques, celle-ci peuvent être parallèles sur la plateforme, obliques, ou sigmoïdes (sur la pente), parallèles drapantes (dans le bassin), divergentes (tectonique syn-sédimentaire).

Les formes en creux représentent les chenaux, les formes en monticules représentent des turbidites, des lobes, et construction carbonatées. Une zone sourde traduira une sédimentation homogène, (sable, argiles, ou carbonates), une succession de réflexions discontinues sera liée à des dépôts de haute énergie.

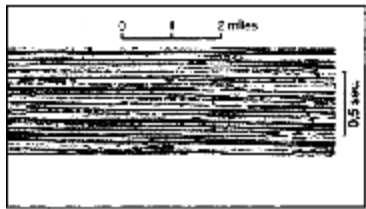

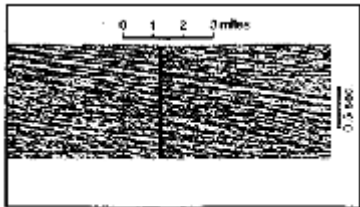
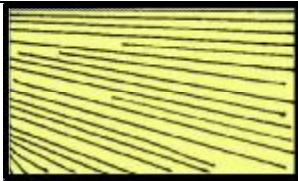
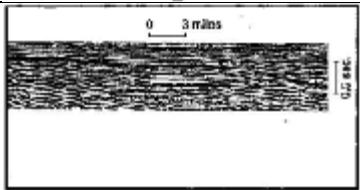
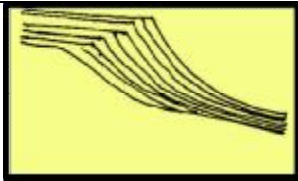
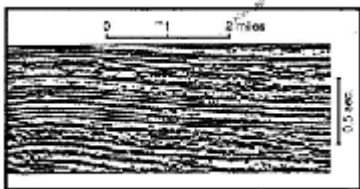
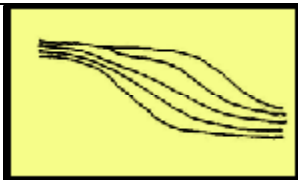
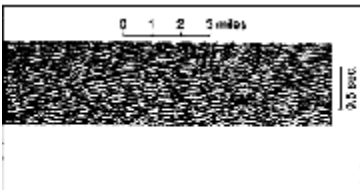

Configuration des réflexions	La forme équivalente	Interprétation
 <p style="text-align: center;">A</p>		Réflexions parallèles Remplissage uniforme de bassin sans tectonisme marqué
 <p style="text-align: center;">B</p>		Réflexions obliques qui peuvent représenter une plateforme de bassin et/ou un talus
 <p style="text-align: center;">C</p>		Réflecteurs avec une discordance d'érosion en onlap
 <p style="text-align: center;">D</p>		Réflecteurs sigmoïdaux avec drapage argileux qui peuvent représenter une alternance.
 <p style="text-align: center;">E</p>		Réflecteurs chaotiques

Figure (22) : La Configuration des réflexions et leur interprétation D'après Mitchum et al.1977

Les réflecteurs continus traduiront une influence marine de plateforme argilo-silteuse ou des dépôts de faible énergie, les réflexions chaotiques, seront généralement en relation avec des dépôts de pentes (glissement, dépôts de haute énergie en liaison avec des turbidites), fig. (22), onlap : biseau d'aggradation, offlap : unité de progradation, toplap : biseau sommital, d'érosion, et downlap : biseau de progradation.

IV-1-1-D- la réflexion «marqueur géologique » :

Chaque séquence de dépôts a une signification chronostratigraphique, car elle s'est déposée durant un intervalle de temps géologique déterminé par des âges. Les surfaces physiques qui provoquent les réflexions sont des surfaces des strates ou des discontinuités, liées à des phénomènes régionaux.

Les changements latéraux du caractère d'une réflexion traduiront des changements de faciès dans une même séquence, dans le système deltaïque par exemple :

Les réflexions discontinues à amplitude variable caractérisent les faciès de plaine deltaïque, Les réflexions continues à forte amplitude et moyenne constante et fréquence apparente élevée sont les faciès littoral, Les réflexions continues à forte amplitude, et basse fréquence apparente dépôts de front-delta, les réflexions à faible continuité, et faible amplitude, de pro-delta.

IV-1-2- la sismique lithologie :

S'intéresse à l'analyse des continuités des réflexions, elle est plus spécifique et étroitement liées aux développements des techniques géophysiques, elle envisage des représentations particulières et visualisations sur écran.

IV-2- les données sismiques utilisées :

Pour pouvoir localiser les puits de forage, il devait donc indispensable de visualiser les volumes sismiques 3D des puits implantés dans le périmètre Ourhoud II, et désignés : HBN, HBNN et HBNSE avec l'association SH/AAC, ont été exploités pour la cartographie sismique.

Pour un calage et une identification des marqueurs sismiques ordoviciens et siluriens, là où il peut y avoir des activités géodynamiques endogènes, les données du VSP du puits BBKP-1 ont été utilisées, ces puits sont situés à l'est et au nord de la zone d'étude. La corrélation sismique a concerné plusieurs horizons:

- l'Aptien, - l'Horizon 'B', - le Trias S4, - la Discordance Hercynienne (HD), - le Frasnien,
- le Dévonien et le toit de l'Ordovicien, fig. (23).

La cartographie sismique réalisée se limite uniquement aux toits de l'Ordovicien et du Frasnien. Ce choix est inspiré d'une part, par le fait que la cartographie sismique de l'Ordovicien ait la même allure structurale que les réservoirs du Silurien F6, l'objectif pétrolier principal dans cette zone, et que celle du frasnien ait la même allure structurale que le niveau G du Dévonien Inferieur, l'objectif aussi de la suivie de forage est d'échantillonner les intrusions magmatiques constituant des stratovolcans.

D'autre part, ces marqueurs sismiques ont été choisis du fait de leur bon contraste d'impédance acoustique, ce sont très énergétiques et continus sur les volumes sismiques cités précédemment.

IV-2-1-la cartographie sismique 3D:

La carte en isochrones établie au toit de l'Ordovicien a été obtenue par lamarge des grilles sismiques obtenues sur les données 3D des puits HBN, HBNN, HBNSE, BBK. Par contre, la carte en isochrones établie au toit du frasnien est réalisée seulement sur les données 3D des puits HBN, HBNN, HBNSE.

La carte en isobathes au toit du Silurien Argilo-gréseux est déduite de la carte en isobathes de l'Ordovicien à laquelle a été soustraite l'isopaque Top Ordovicien-Top S.A.G .

Cette carte (isobathes à l'Ordovicien) permet de définir les allures structurales au toit du S.A.G et d'évaluer les amplitudes et les fermetures du prospect. La carte en isobathes obtenue au toit du S.A.G, fait ressortir un réseau de failles d'orientation globale NE-SO, entrecoupées par des failles orthogonales de direction NO-SE.

La carte en isobathes au toit du Siégénien, est obtenue à partir de la carte en isobathes au toit du frasnien à laquelle a été rajouté l'isopaque Top Frasnien-Top Siégénien . Cette carte permet également de définir les allures structurales au toit du Siegénien (Niveau G) et d'évaluer les amplitudes et les fermetures du prospect. Elle fait ressortir un réseau de failles semblable à celui du S.A.G.

IV-2-1-a-Carte en isobathes au toit du Silurien Argilo Gréseux :

Cette carte, fig. (23), fait apparaitre le prospect HBNEP-1 sous forme d'un anticlinal d'orientation NE-SO à regard Est, adossé à deux failles orthogonales dont la principale est d'orientation SO-NE. Ce prospect est d'une superficie de 63Km² (jusqu'au point Spill, à la côte de 4740m) et d'une amplitude de 120 m.

IV-2-1-b-Carte en isobathes au toit du Siégénien :

Sur la carte en isobathes au toit du Siegénien, fig. (24), le prospect HBNEP-1 se présente sous forme d'un anticlinal d'orientation NE-SO. Ce prospect a une superficie de 88Km² et une amplitude de 170m.

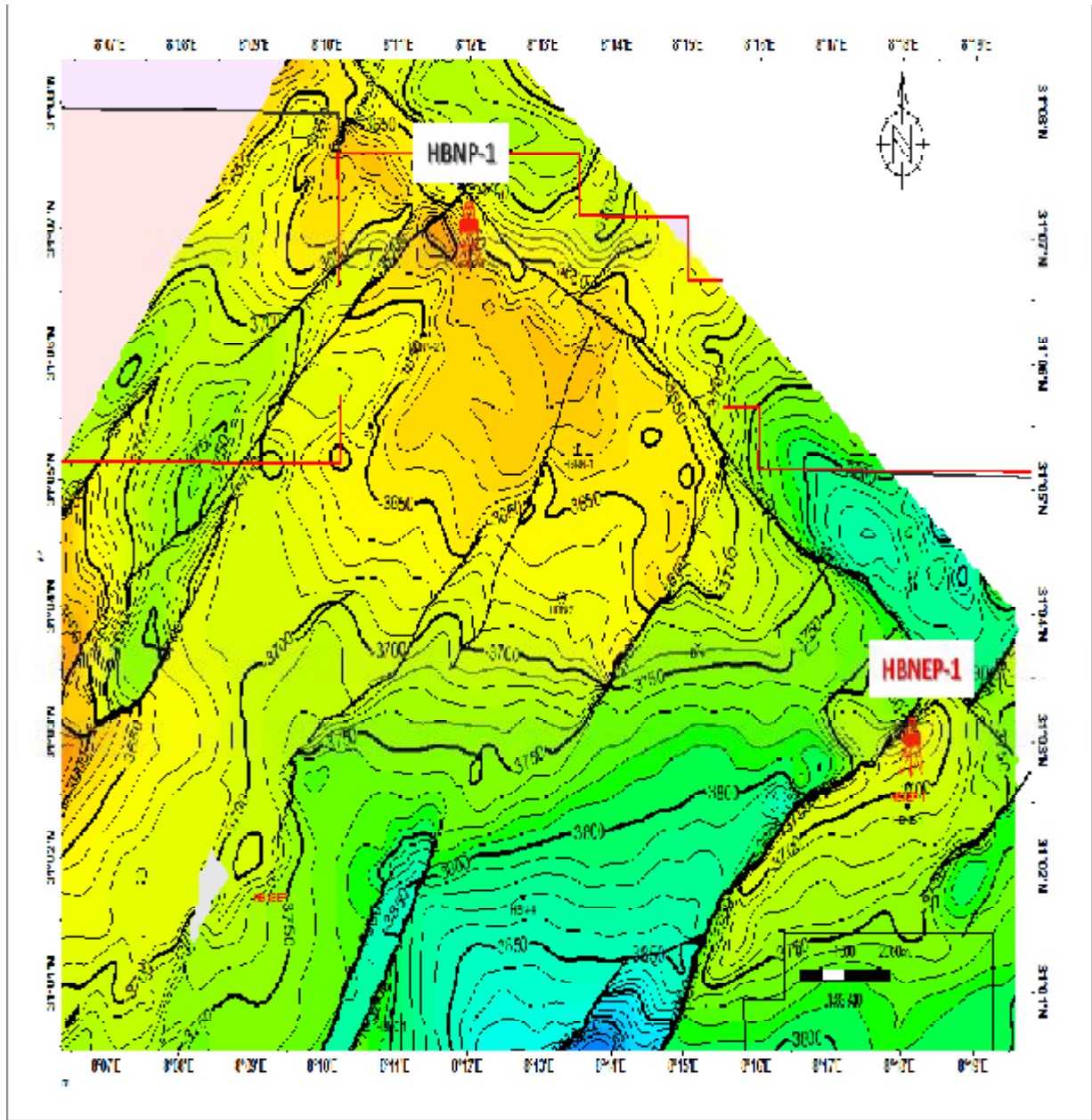


Figure (23): la carte en isobathes au toit du Siégénien de l'Unité (HBNP-1), SONATRACH (2013).

Légende

- 3550 m
- 3600 m
- 3650 m
- 3700 m
- 3750 m
- 3800 m
- 3850 m
- 3900 m
- 3950 m

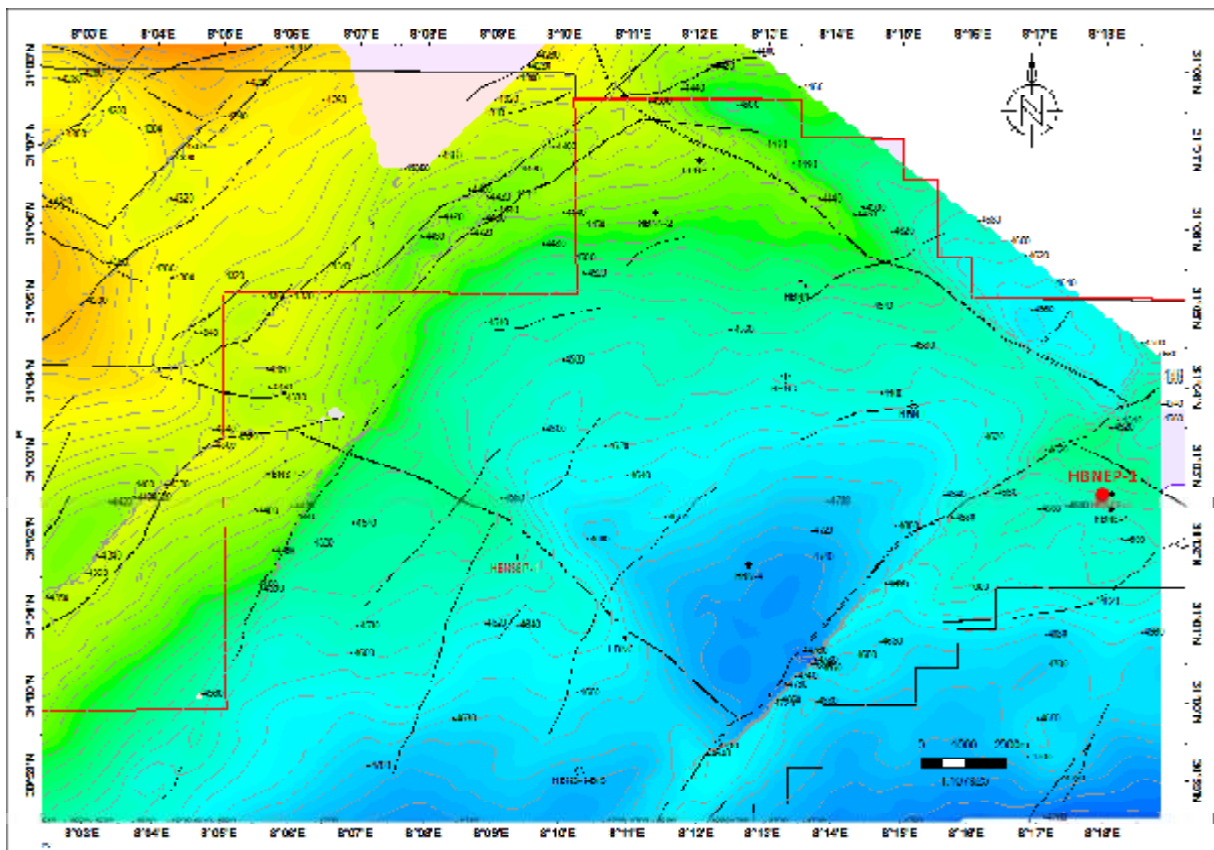


Figure (24): la carte en isobathes au toit du Silurien F6 unité A2, SONATRACH (2013).

Légende

- 4220 m
- 4300 m
- 4320 m
- 4400 m
- 4420 m
- 4440 m
- 4460 m
- 4500 m
- 4740 m

IV-2-2-Lecture géologique des sections sismiques Inline et Crossline :

IV-2-2-a-Description :

La première des choses à discerner est les réflecteurs ayant les grands contrastes d'impédance acoustique, ils se montrent discontinus, disloqués, inclinés ou déclinés, coupés dans les points de dérèglement ou de variations latérale par des filons (des dykes) bifurqués qui viennent de bas.

Les terminaisons des réflecteurs sismiques peuvent se présenter en toplap à la cote 1250 m à 1000 m d'Inline 14750, et dessinent des formes lenticulaires entrecoupées, ils se configurent parallèles en dessus depuis la cote 1000 m jusqu'au surface.

Entre les cotes 2000 m et 2250 m, deux réflecteurs contrastés de couleur bleu et rouge maintiennent à se converger vers la direction NO de la section sismique, et disloqués au milieu par un filon bifurqué. Au-dessous de réflecteur de couleur rouge, on observe des terminaisons de sous-réflecteurs qui se connectent en downlap, puis au-dessous on ne remarque que les réflecteurs dessinant des drapages traversés par un réflecteur discontinu bien contrasté de couleur vert.

IV-2-2-b- Interprétation :

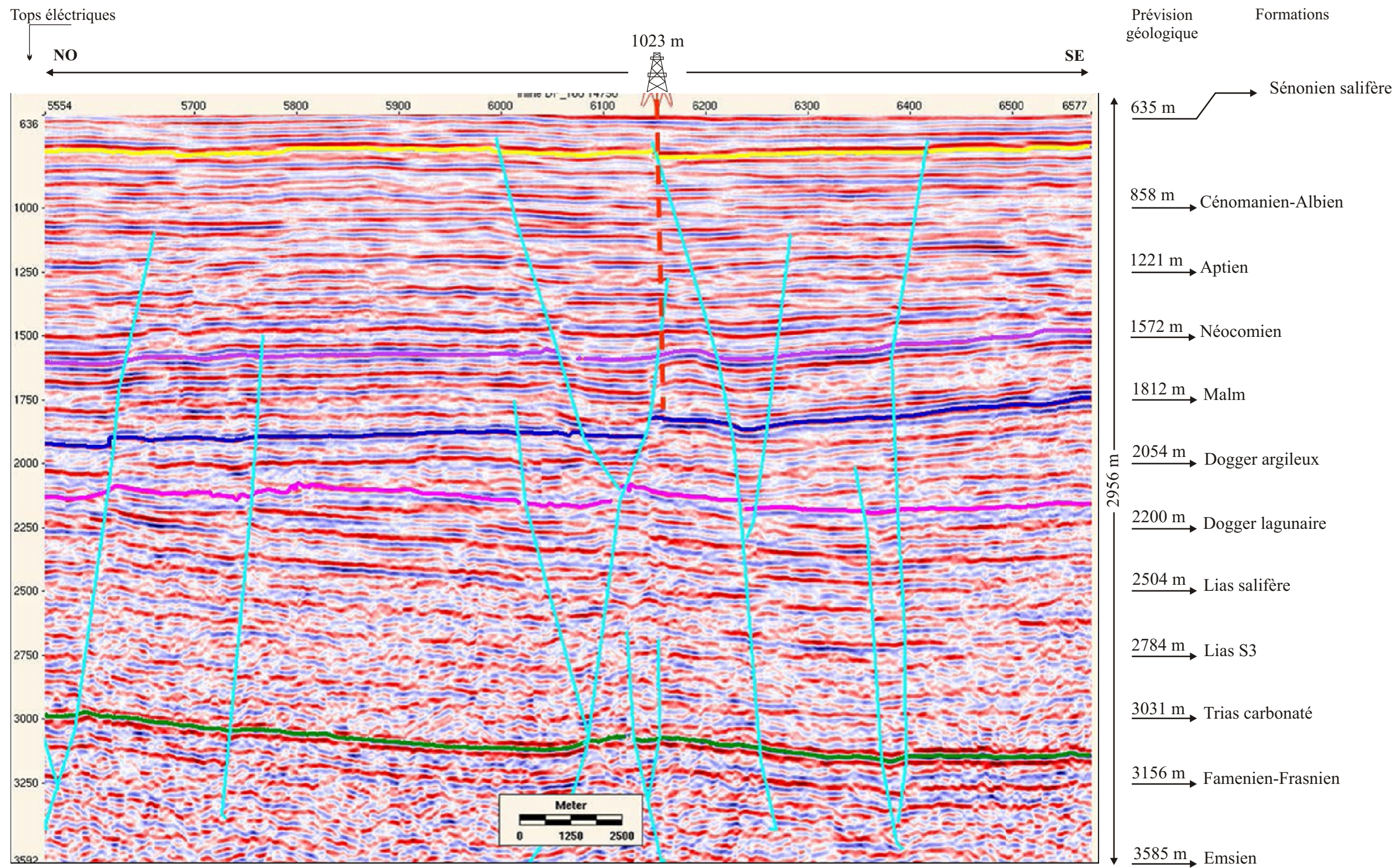
L'allure transversale de l'ensemble des couches présente des variations latérales (discontinuités), du fait de réseau de failles qui disloque les entités lithostratigraphiques de part et d'autre depuis la cote 3592 m (Emsien), au 636 m (Sénonien salifère), cet événement est postérieur à la mise en place de l'empilement sédimentaire, et consiste en la continuité des fractures des failles jalonnant les strates adjacentes.

Les terminaisons en toplap dessinant des formes lenticulaires entrecoupées à la cote 1000 m à 1250 m, c'est-à-dire, l'intervalle Aptien-Albien selon les prévisions géologiques et les tops électriques de puits HBNEP-1. Cet intervalle est matérialisé par une alternance de grès gris et d'Argile, avec fines passées d'Argile grise à verdâtre, glauconieuse par endroits et grès verdâtre, liés à une faible tranche d'eau.

Les formes lenticulaires entrecoupées sont les lobes deltaïques constitués des grès glauconieux et d'argiles qui migrent latéralement dans les directions SE-NO, en abondant les paléo-chenaux dans une mer de crétacé supérieur.

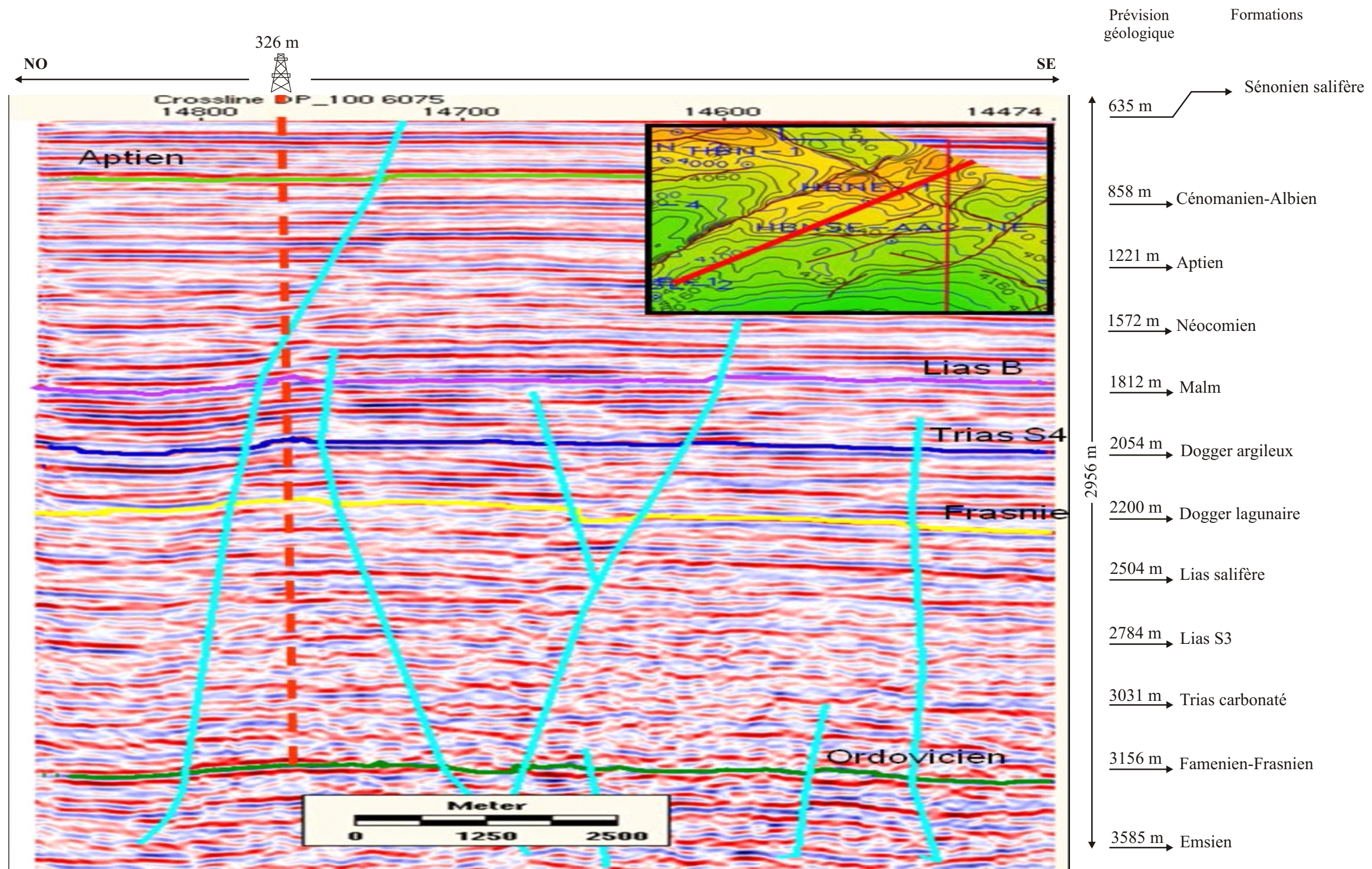
La configuration parallèle des réflecteurs sismiques en dessus indique la stabilité de milieu, se traduit par le retrait de la mer annonçant un dépôt salifère et anhydritique.

les terminaisons des cotes 2000 m et 2250 m constituent une allure en biseautage mais leur continuité s'observe dans la figure (14) de chapitre (III), le réflecteur bleu indique la discontinuité d'inondation maximale MFS de Visien au Carbonifère terminal, tandis que le réflecteur rouge correspond à la discordance Strunienne de la base du Carbonifère, ce qui explique que le Carbonifère se biseaute au centre de bassin de Berkine, et scellé par les dépôts triasiques.



0m 1250m 2500m

Figure (25): Inline 14750 passant par le point d'implantation de puits HBNEP-1, SH (2013).



0m 1250m 2500m

Figure (26): Crossline 6075 passant par le point d'implantation de puits HBNEP-1, SH (2013).

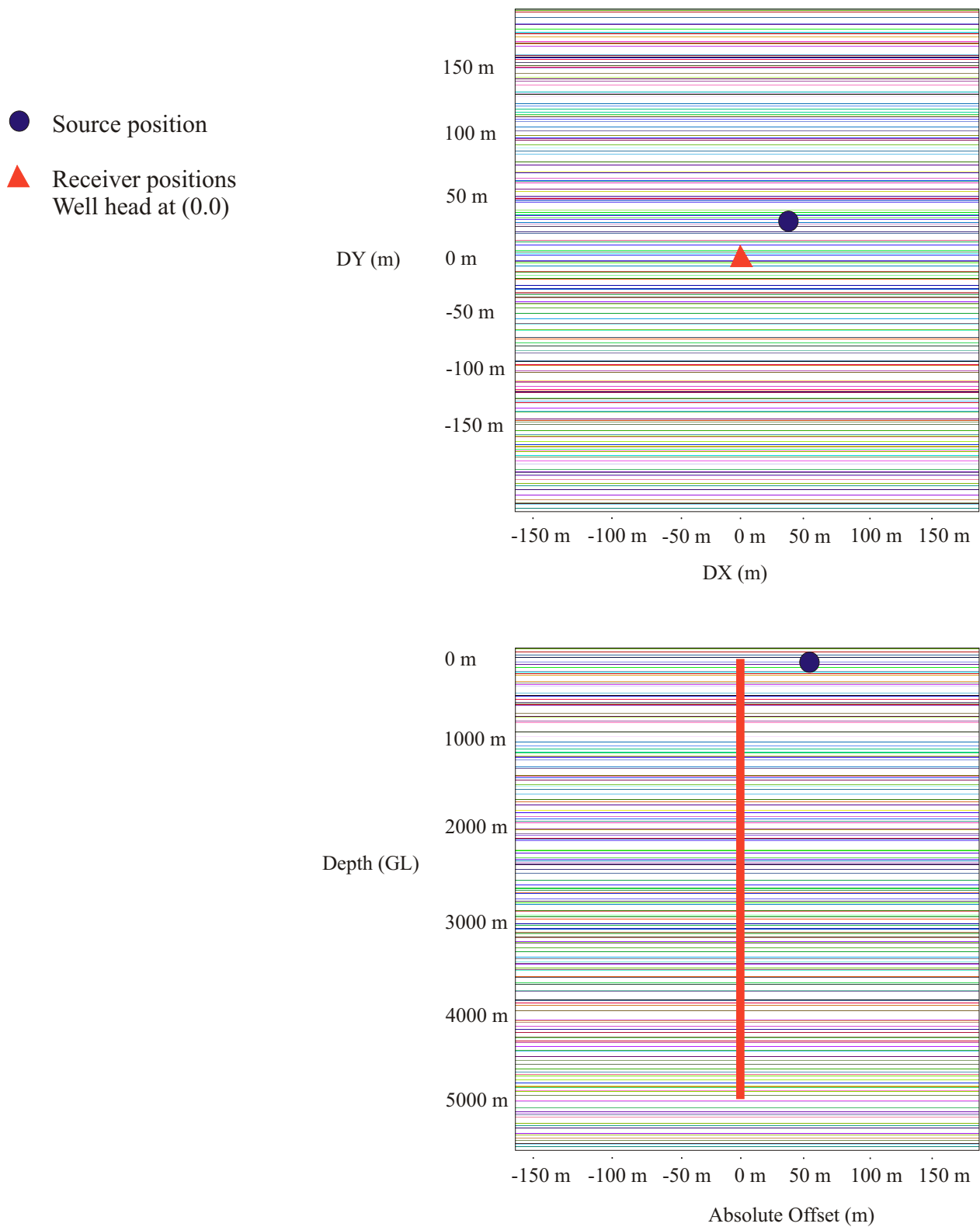


Figure (27): Acquisition Geometry, Schlumberger & SONATRACH; (May 2013)

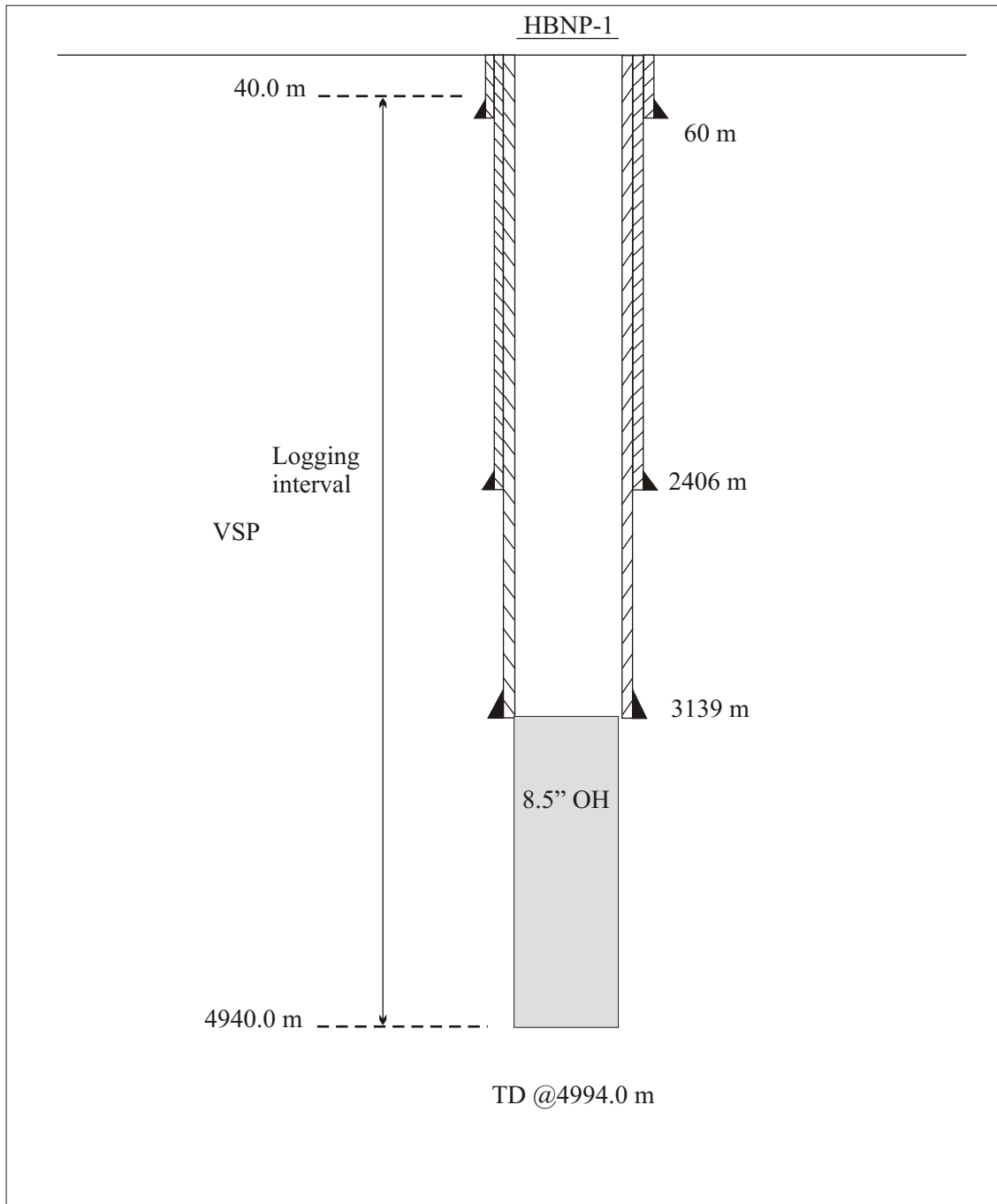


Figure (28): Well Schematic, Shlumberger & SONATRACH; (May 2013)

IV-2-3-La cartographie sismique VSP (vertical seismic profil):

Le levé sismique VSP est réalisé à l'offset de puits HBNP-1, de 40.0 m à la cote 4940 m, l'outil utilisé est le VSI (Versatile Seismic Imager Tool), en utilisant un vibreur comme une source positionné à la proximité de la tête de puits, fig. (27).

IV-2-3-1-Les processus d'acquisition :

Le profil vertical séismique est levé à l'aire libre en conditions très fermées, avec un vibreur en 12 secondes de 8 à 80 HZ, fig. (28).

L'amélioration de la qualité de l'enregistrement de l'image VSP est attribuée à sa largeur de bande plus large, ainsi que de l'environnement à faible bruit par rapport à la surface d'enregistrement sismique, une meilleure résolution des données VSP permet la localisation des caractéristiques stratigraphiques comme des intervalles gréseux et les biseaux dans les couches saturées en huiles.

En outre, les images VSP détectent des éléments structuraux comme des caractéristiques d'anomalie (non visibles sur les données sismiques de surface). La présence de caractéristiques d'anomalie est importante de le savoir car le forage à travers les anomalies peut entraîner de mauvaises performances du puits.

Cependant, le forage à proximité de ces anomalies peut entraîner des taux de production bien élevés parce que les rochers à la proximité de ces anomalies ont généralement une densité de fracture plus élevée.

IV-2-3-2-L'interprétation :

Les VSP (vertical seismic profil) détectent les images de tout détail stratigraphique, et sont également capables d'afficher les anomalies en profondeur. L'utilisation d'onde-P d'une image VSP pour la détection d'anomalie a été rapportée dans la littérature (Gras et Craven, 1998, Chavarria et al. 2007).

L'utilisation d'images VSP spécifiques aux réservoirs étanches est documentée par House et al., (2009) où ils démontrent que, en dépit d'un VSP, les images VSP récupérées vont bien-être rentable dans le domaine ont permis de mieux comprendre les anomalies qui contrôlent la production du gaz.

La corrélation effectuée par la suivie des failles et leur terrain encaissant dans la section sismique suggère un décodage des champs des ondes ascendantes et descendantes ainsi que les anomalies de la configuration de VSP. Le profil synthétique en log intégré obtenu de puits HBNP-1, présente une homogénéité de stratification et pas d'anomalie de fracturation, étant donné que les décrochements ou les failles de décrochements sont, la principale cause, de la fracturation tectonique, ces décrochements se forment en réponse au mouvement de cisaillement horizontal sous la surface.

Les plans de failles terminent dans des sections de Midway et arrondissent dans un coin des systèmes de fractures caractérisés par un réflecteur offset, en variation d'amplitude, et généralement pauvres en cohérence d'amplitude, Christie-Blick & Biddle, 1985; Kuuskraet Hansen, (1997), Ils ont observé que

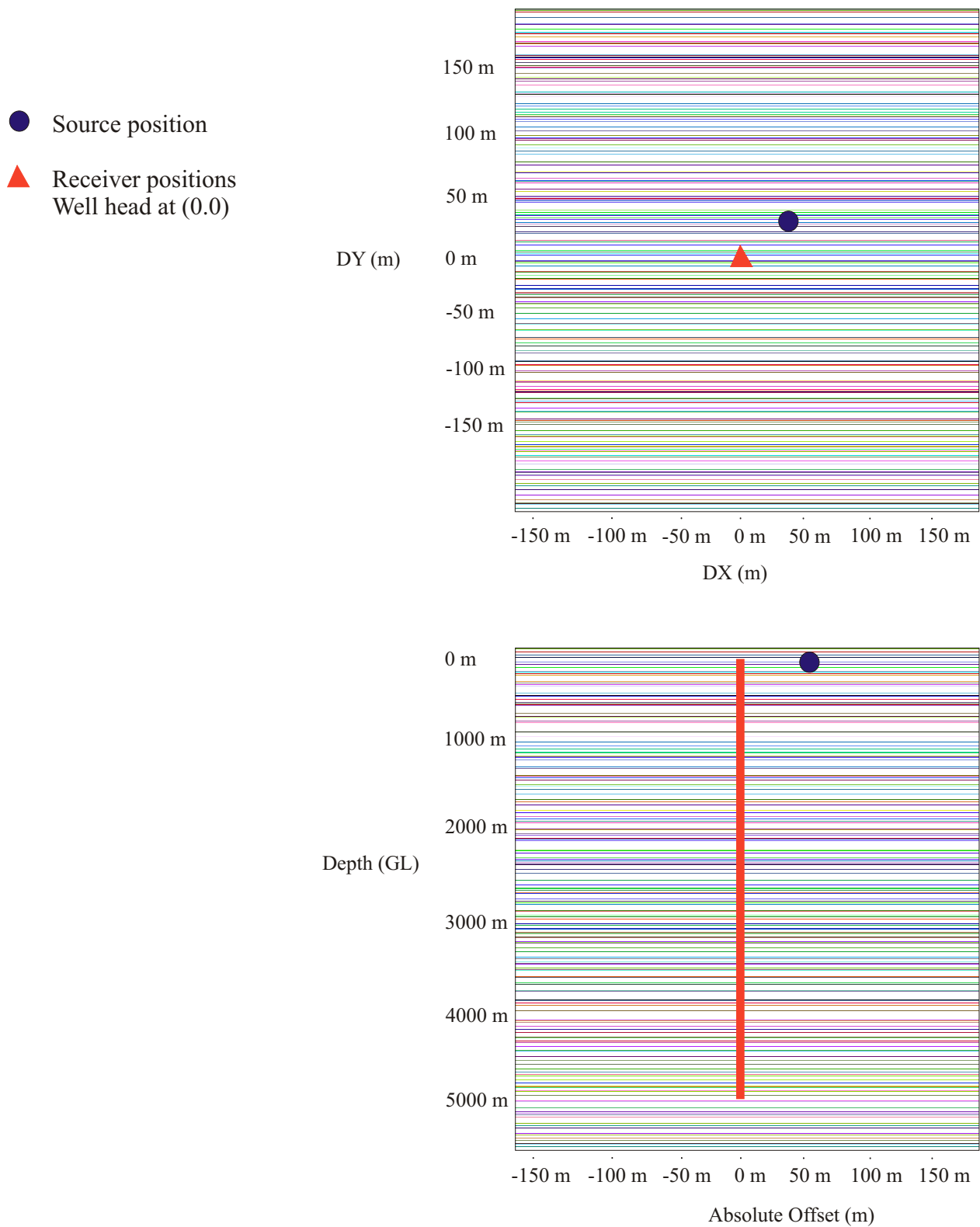


Figure (27): Acquisition Geometry, Shlumberger & SONATRACH; (May 2013)

près des anomalies, il y a plus de chances d'être fractures naturelles, donc le puits HBNP-1 productif d'huile dans un réservoir stratigraphique Emsien (F4).

Les roches à la proximité de ces caractéristiques d'anomalie sont généralement fracturées et contribuent à conduire à une haute perméabilité dans les puits qui se croisent ces zones fracturées.

Les zones fracturées ont abouti à une plus grande production du gaz (Matesic, 2007; Rojas, 2008). Parce que la formation est en fracturation hydraulique, il est important d'identifier ces anomalies parce que les fluides de l'hydro-fracturation peuvent s'échapper à travers les plans de faille qui rend le traitement moins efficace.

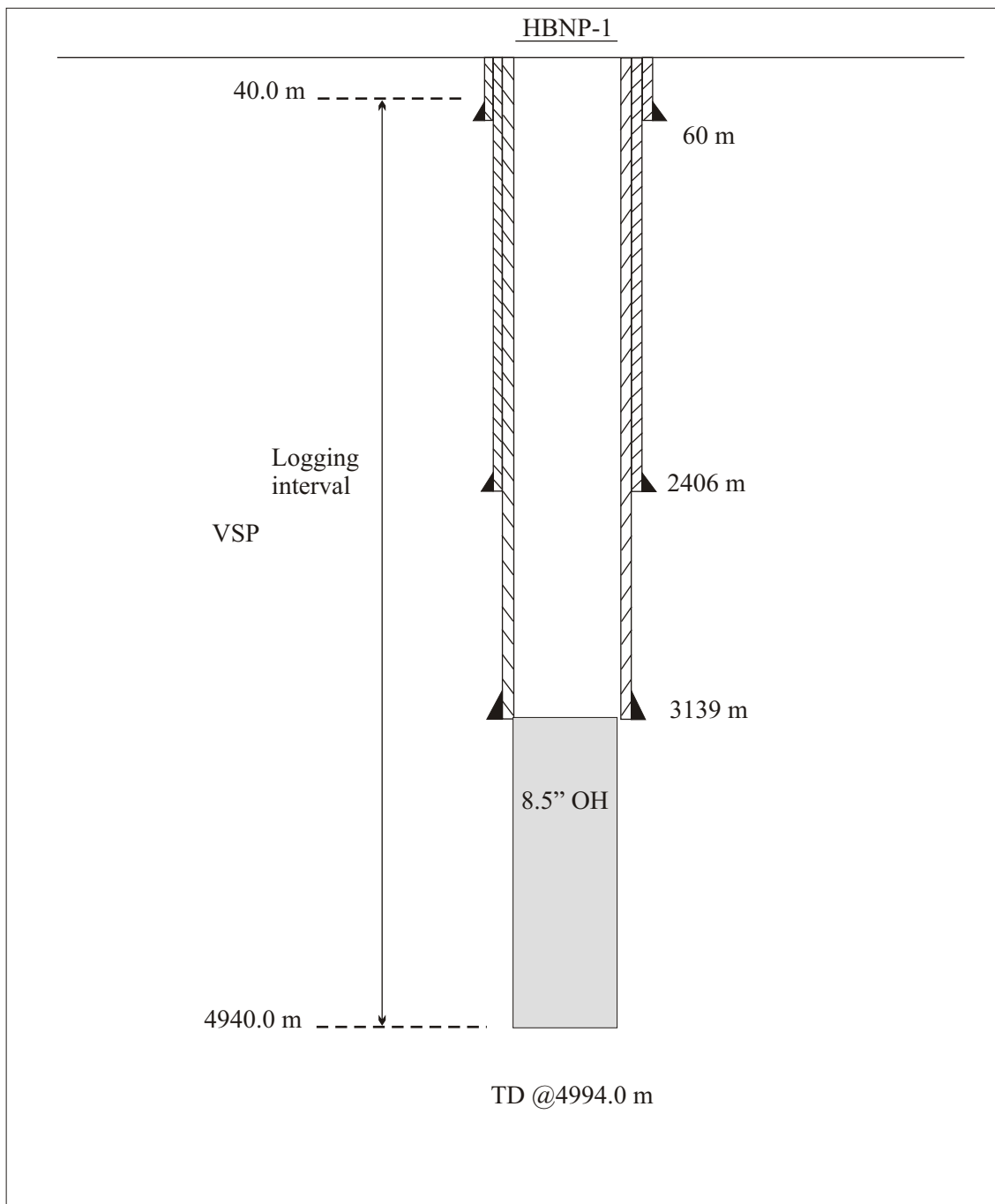
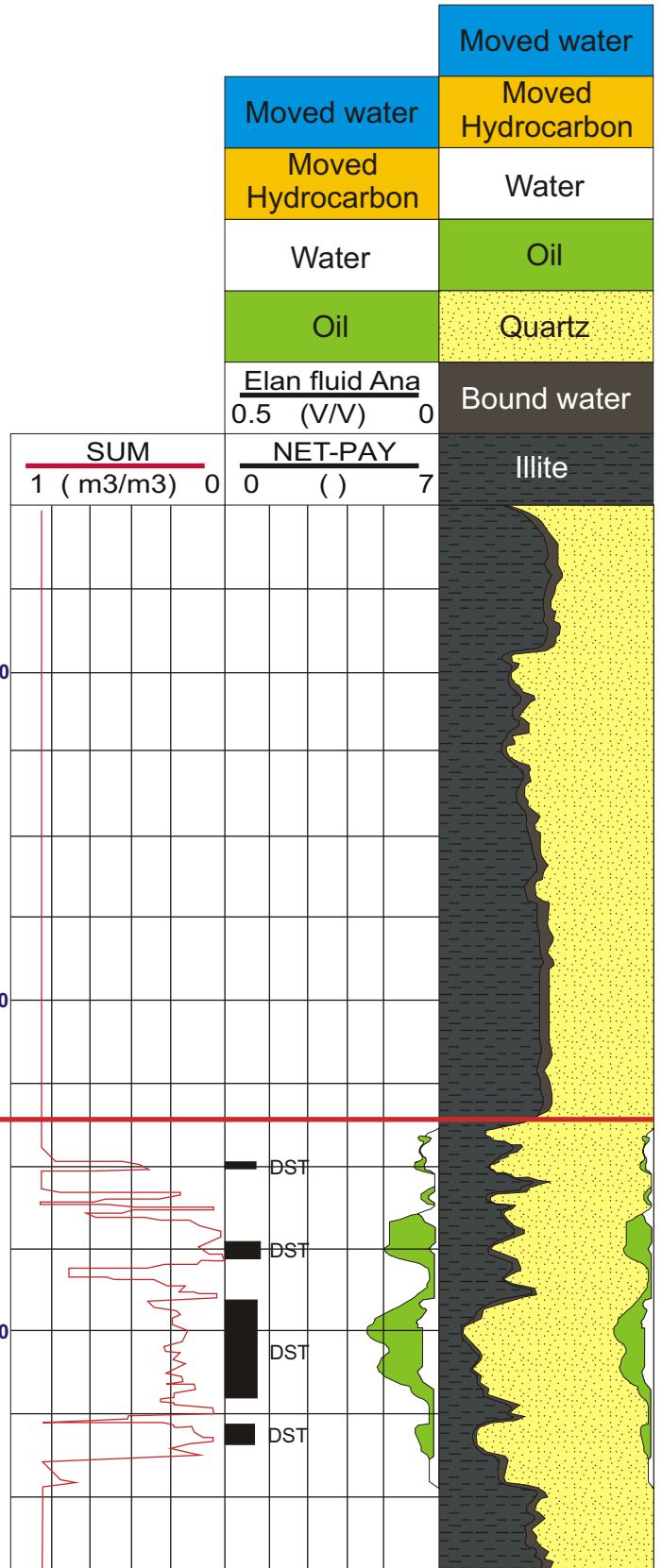
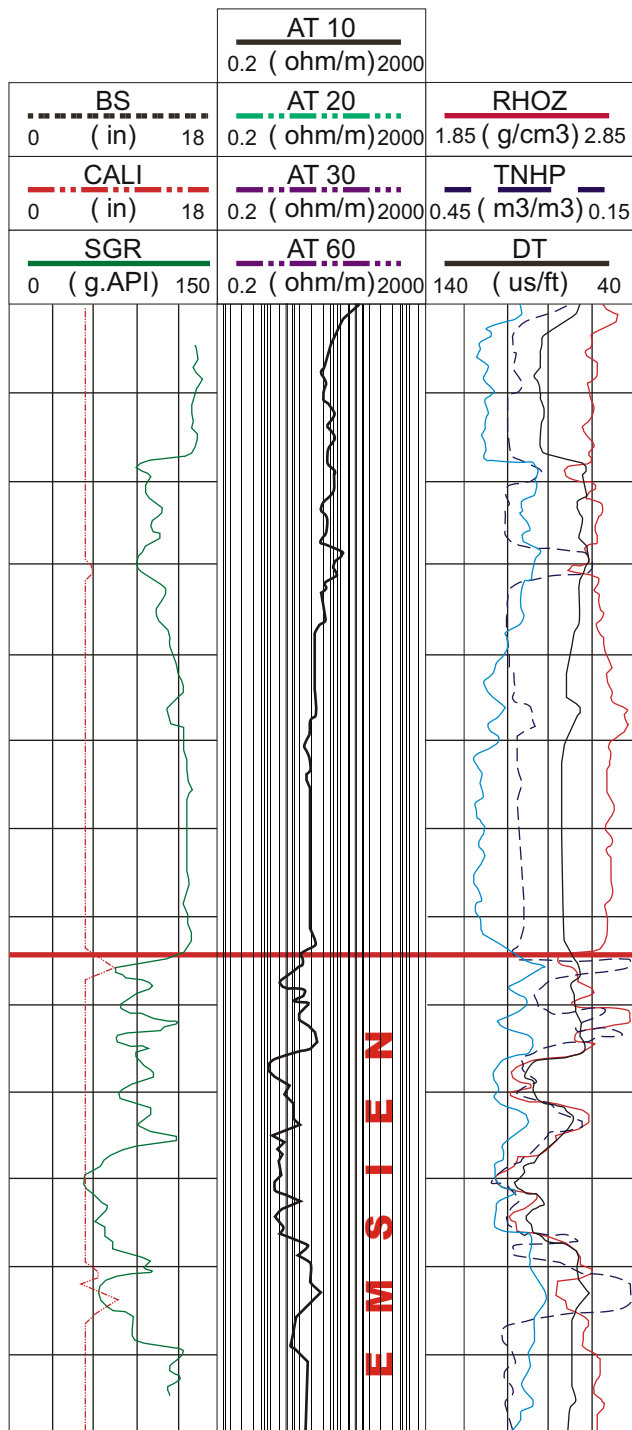


Figure (28): Well Schematic, Schlumberger & SONATRACH; (May 2013)



Partie (II) : Les données de Profondeur

Chapitre (V) :

Les Forages

V-1- L'implantation des puits :**V-1-1-Le Puits HNBEP-1:**

Le forage de Hassiberkine Nord Est profond-1 (HBNEP-1), a pour objectif l'exploration du potentiel en hydrocarbures des réservoirs du Dévonien Inférieur (Emsien et Siégénien) et les unités gréseuses du Silurien SAG-F6. Cette étude occupe la suivie de forage jusqu'une éventuelle intrusion magmatique.

Le sondage HBNEP-1 a été implanté au sommet de la culmination Est de l'axe structural de HassiBerkine Nord, au niveau du croisement des sections Inline 14750 et Crossline 6075. La culmination est mise en évidence par la cartographie sismique du cube 3D HBNN au niveau des toits des objectifs pétroliers Siégénien et Silurien F6-M2, (SH, 2013).

Dans l'intervalle du Silurien F6, traversé par les récents forages profonds implantés dans la région de BBKP, RECSWS et récemment HBNP-1, trois (3) unités gréseuses ont été identifiées, caractérisées chacune par une épaisseur moyenne de grés propres allant de 5 à 20 m et des porosités variant entre 7 et 20 % pour l'unité F6-M2. Au niveau de l'unité F6-A2 du puits HBNP-1, les mesure MDT effectuées dans les niveaux gréseux sommitaux et un banc gréseux basal, caractérisés par des résistivités anormalement basses, ont montré un gradient de pression correspondant à du gaz, (SH, 2013).

Un GDT (Gas Down Tool) est mis en évidence par l'interprétation des diagraphies à la côte absolue (-4460m) pendant qu'un WUT (Water Up Tool) est déterminé à la côte (-4360m) au niveau du puits BBKPSE-1. L'unité gréseuse du F6-A2 a montré une production du gaz à condensat avec un débit de $10512 \text{ m}^3/\text{h}$ et $0.75 \text{ m}^3/\text{h}$ respectivement avec une pression en tête de 2250 Psi, (SH, 2013).

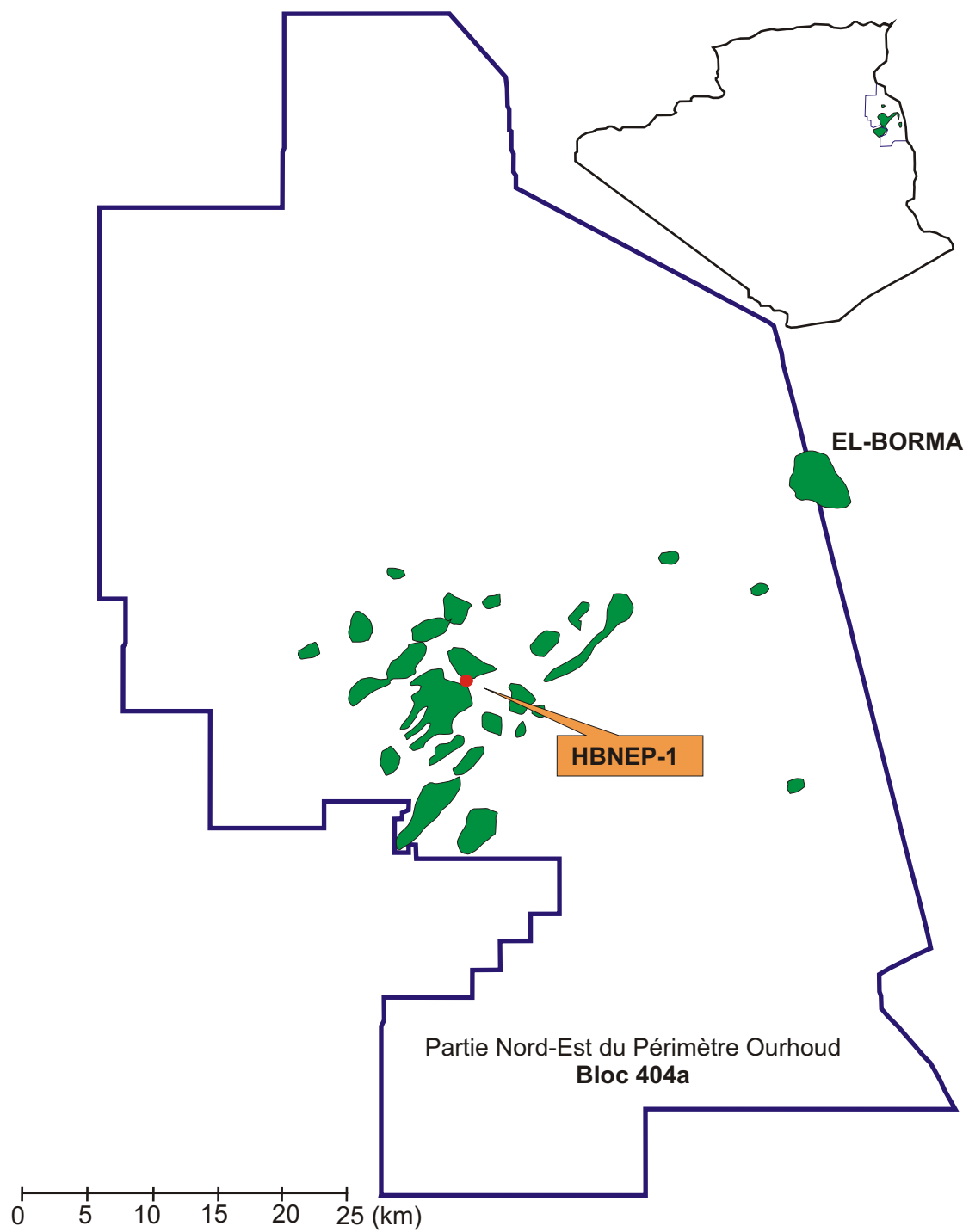


Figure (31) : Extrait de la carte des gisements de Berkine Est et localisation du prospect HBNEP-1 SH (2013).

Les objectifs assignés au forage **HBNEP-1** sont :

-l'exploration et l'évaluation du potentiel en huile des unités gréseuses du Dévonien inférieur (Emsien, Siégénien : unités C & D).

-Confirmer le potentiel en gaz du panneau HBN d'un point de vue volumes en place et vérifier la continuité des barres gréseuses de l'unité A2 ainsi que l'accumulation de gaz mise en évidence au niveau de HBNEP-1.

La profondeur finale prévue pour le puits HBNEP-1 est de 4870m ; soit 76m dans la formation du Silurien Argileux, bien pour traverser une intrusion magmatique.

V-1-1-a- Localisation :

Le forage de HassiBerkine Nord Est Profond-1 (HBNEP-1) est localisé dans la partie Nord-Est du périmètre Ourhoud (bloc 404a) et au Nord-Est de la zone d'exploitation du gisement HassiBerkine Nord Est (HBNE). L'ensemble de la région est jalonnée de plusieurs gisements tels que HBN, SF, HBNS, SFSO et SFNE, Fig. (31).

Le sondage HBNEP-1 est implanté à 12Km au Sud Est du puits HBNEP-1(foré par SH en 2013) et 0.4 Km au Nord du puits HBNE-1 (foré par ANADARKO en 2002). Le sondage HBNEP-1 est implanté au croisement des lignes : Xline 6075 et Inline 14750du cube sismique 3D de SIF FATIMA.

V-1-1-b-Contexte structural:

L'image structurale actuelle du bassin de Berkine est l'héritage de plusieurs phases tectoniques. Ce bassin a été soumis à plusieurs déformations ayant modelé sa morphologie. Les principales sont la phase compressive hercynienne et l'événement distensif du Trias-Lias. Ce dernier a engendré un système en horsts et grabens et des pièges associés aux blocs tiltés.

La reprise en compression durant la période autrichienne a définitivement scellé les morphologies structurales et remodelé les pièges à huile et gaz. Les orientations des structures suivent la direction des failles majeures NE-SO, auxquelles elles se sont greffées.

La région d'étude se caractérise par un développement des trends structuraux majeurs parallèles séparés par des sillons étroits. Dans la zone d'étude la phase compressive hercynienne se traduit par l'érosion des formations paléozoïques d'Est en Ouest.

La majorité des structures de cette zone se sont formées par les jeux combinés des deux phases compressives hercyniennes précoce et tardive, qui se traduisent par des failles principales d'orientation NO-SE pour la précoce et NE-SO pour la phase tardive. La réactivation autrichienne qui est marquée par une contrainte orientée Est-Ouest a engendré des mouvements de décrochement le long des failles NE-SO existantes.

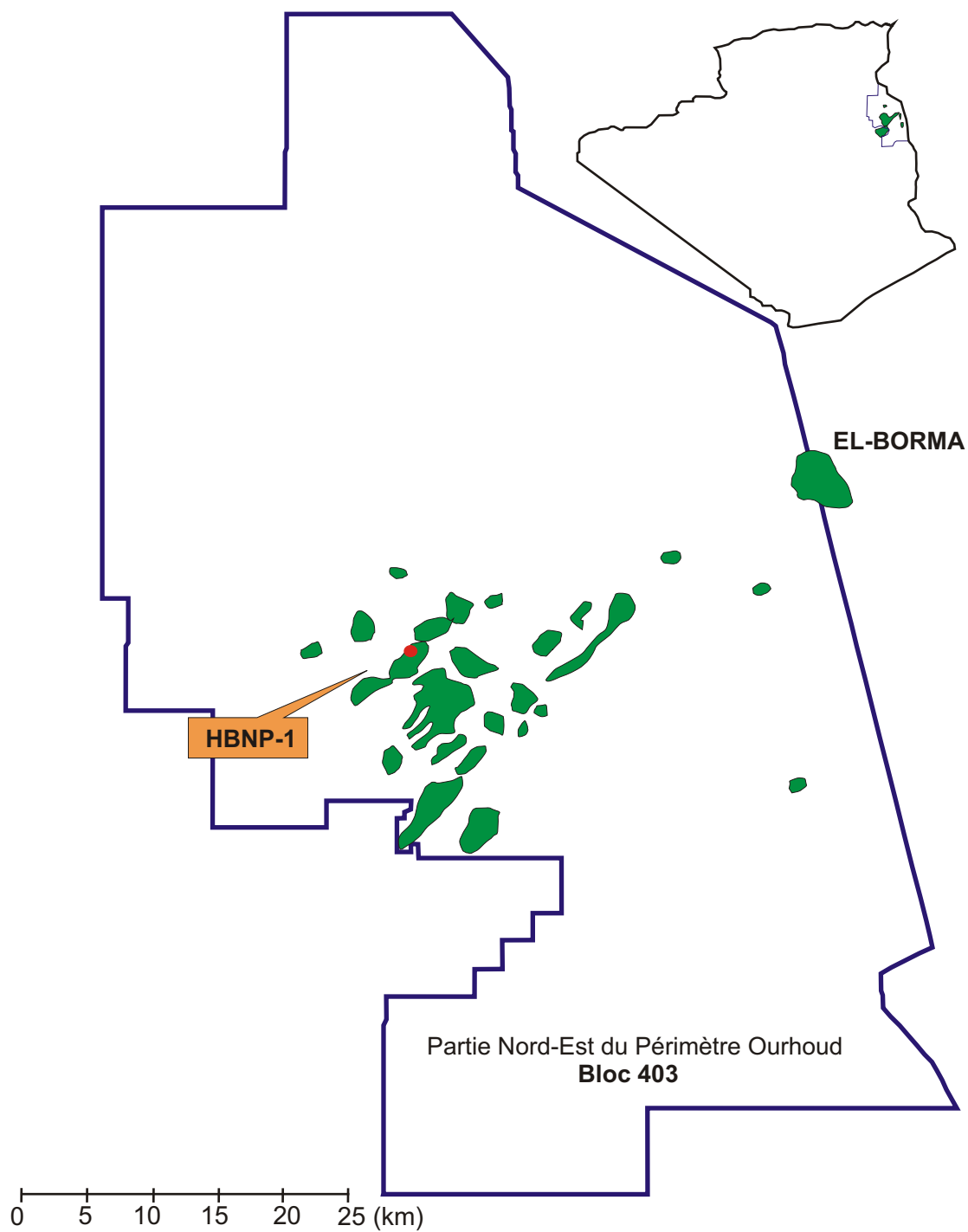


Figure (35) : Extrait de la carte des gisements de Berkine Est et localisation du prospect HBNP-1 SH (2013).

V-1-1-c-Contexte stratigraphique:

La section du Paléozoïque prévue au niveau du forage HBNEP-1, sera comparable à celle rencontrée au niveau du forage HBNP-1. Cependant, l'effet de la discordance hercynienne est relativement plus prononcé au niveau de ce dernier. Ainsi, le Frasnien a été rencontré sous la DH au niveau de HBNP-1 alors que c'est le Famménien qui est attendu sous DH au niveau de HBNEP-1.

A noter que la distribution des dépôts (systèmes tracts) qui constituent les réservoirs argilo-gréseux du F6, se sont généralement fait dans la direction SE-NO et sont caractérisés par un milieu de dépôt marin *foreshore* au Sud à *Shoreface* au Nord-Est.

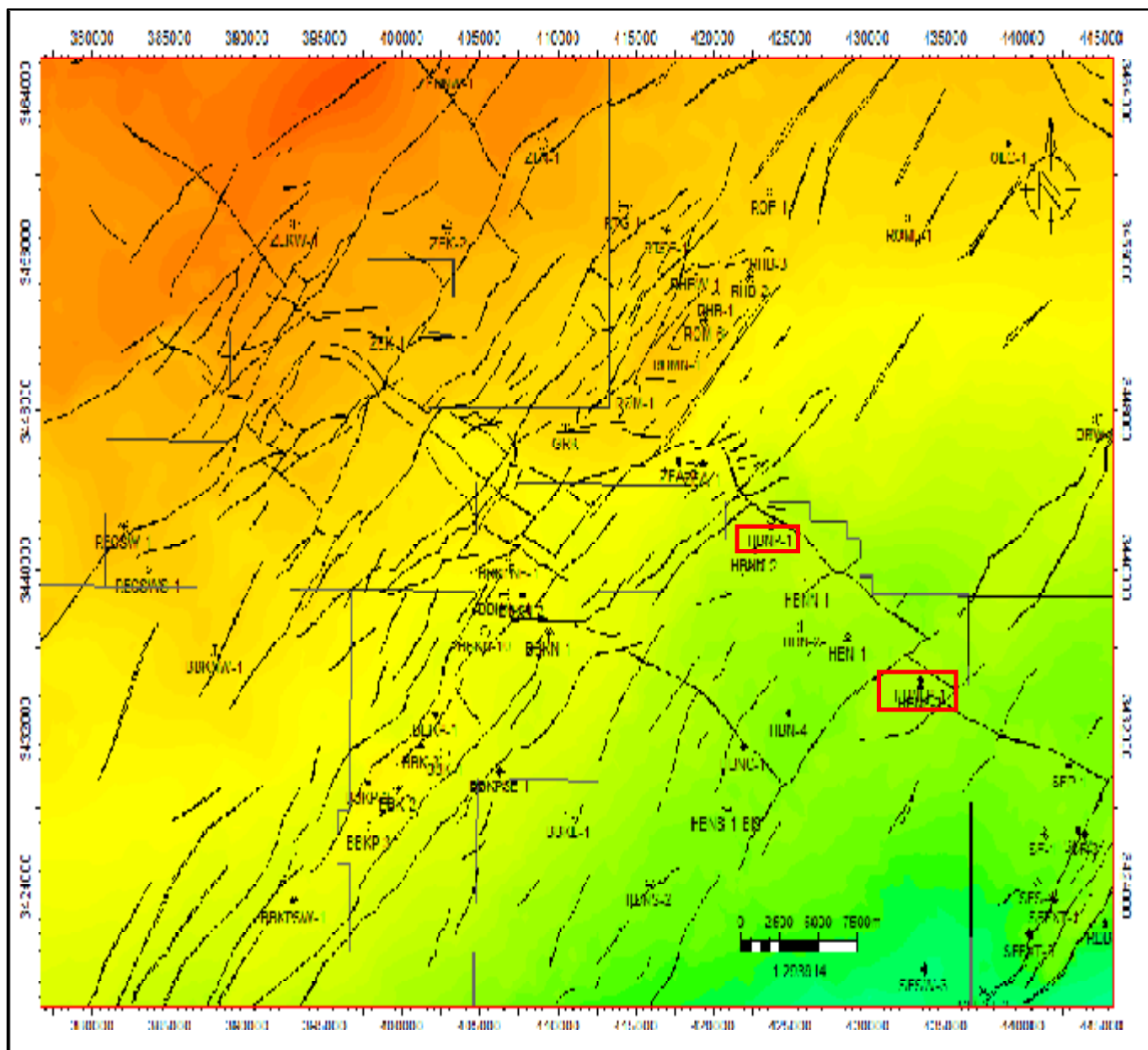


Figure (32) : Aspect Structural de la Région Ourhoud et BBK, Isobathes F6-M2 Beicip (2012).

Les puits sont placés dans la ligne sismique Inline: 14750 et Xline: 6075, les coordonnées UTM X= 433 679,00 m / Y= 3 434 773,00 m, le silurien SAG (F6) est considéré comme objectif primaire, les objectifs secondaires concernent le Dévonien inférieur (Lochkovien F6 l'unité C et D, et l'Emsien F4), l'arrêt de forage est programmé jusqu'à une profondeur maximale 4870 m, à la formation du silurien argileux. Les puits références HBNP-1 et HBNPE-1, (programme de forage SH, 2013)

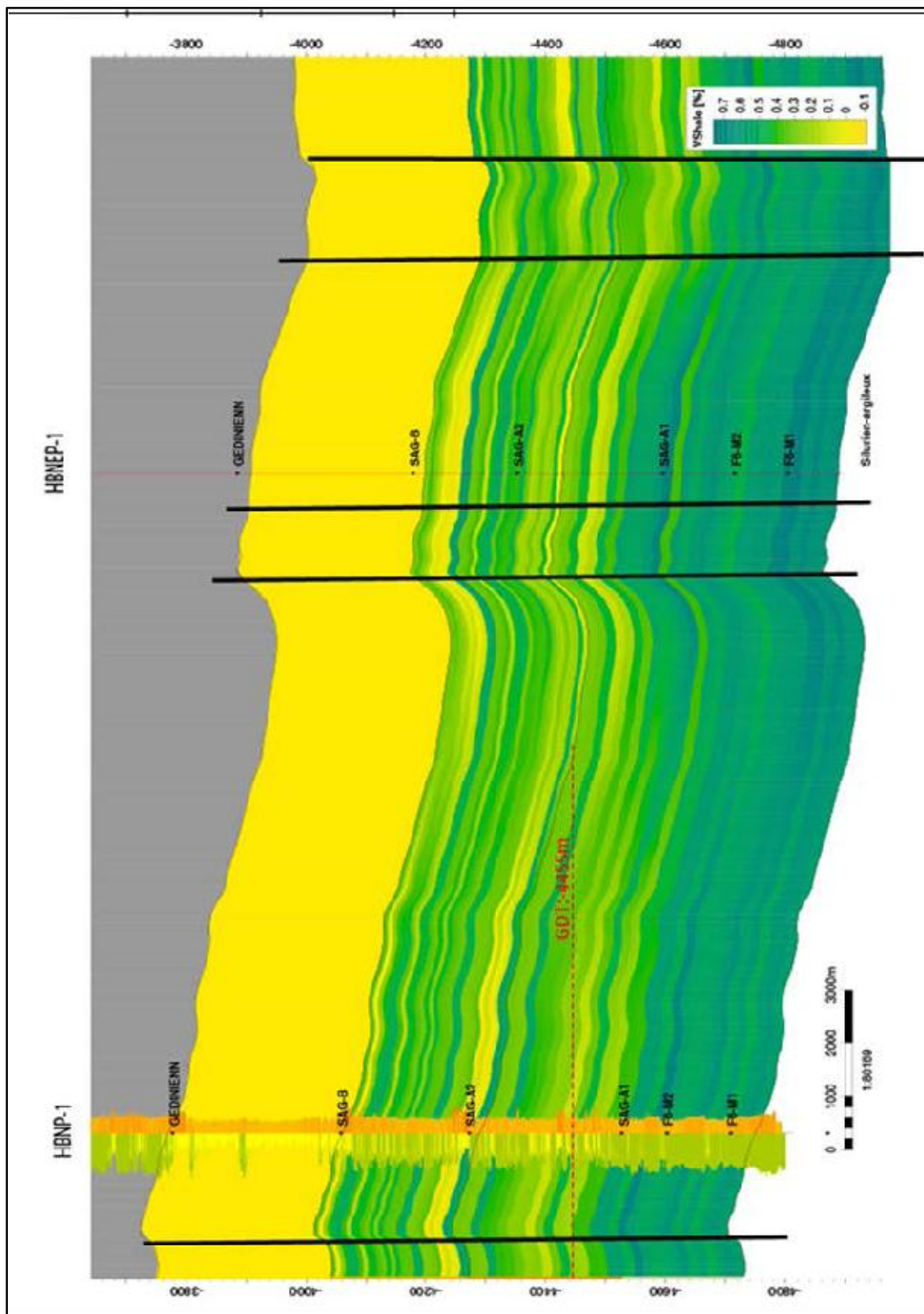


Figure (33) : modèle de distribution des faciès des unités du F6-SAG HBNEP-1. SH (2013)

V-1-1-d-Analyse du prospect :**V-1-1-e-Les prévisions Lithostratigraphiques:**

La lithostratigraphie du puits HBNEP-1, sera globalement similaire à celle reconnue dans la région de BirBerkine et Ourhoud. Les puits de référence HBNE-1, BBKP-1 et HBNP-1 ont été donc utilisés pour établir les prévisions lithostratigraphiques du sondage HBNEP-1 pour tous les étages géologiques. La description lithologique de haut en bas pour chaque formation avec les profondeurs et les épaisseurs estimées sont résumées ci-dessous ;

Le Mio-pliocène: (167 m)

Constituée du Sable blanc jaunâtre à translucide moyen à grossier localement micro conglomératique à ciment argileux avec passées d'argile blanche et de calcaire blanc à beige gréseux.

Le Sénonien carbonaté: (119m)

Alternance de calcaire dolomitique ou de dolomie, de calcaire blanc grisâtre à beige vacuolaire gypsifère, fossilifère parfois cryptocristalline dur, de marne grise silteuse et de fines passées de grès gris-blanc, fin silico-carbonaté.

Le Sénonien Anhydritique(Lagunaire): (340m)

Calcaire gris souvent argileux avec passées d'anhydrite blanche et translucide cristalline, de dolomie beige dure, de marne grise souvent dolomitique et d'argile grise pâteuse

Le Sénonien Salifère: (151m)

Sel blanc à translucide avec passées de dolomie grise à beige, microcristalline, parfois brune, argileuse et tendre.

Le Turonien: (72 m)

Calcaire beige à blanc, crayeux, localement dolomitique, légèrement argileux avec passées de marne massive gris-vert tendre.

Le Cénomanién: (240m)

Argile grise et brun rouge plastique, souvent dolomitique surmontée de sel massif blanc à translucide et d'argile grise pâteuse salifère et dolomitique.

L'Albien: (242m)

Intercalation de grès gris blanc très fin argilo-dolomitique friable et d'argile brun-rouge parfois gris vert.

L'Aptien: (31m)

Calcaire blanc crayeux légèrement argileux, dolomitique.

Le Barrémien: (320m)

L'Argile grise à gris vert parfois brun rouge, tendre et plastique, sableuse, légèrement carbonatée, avec de très fines passées de sable blanc, fin à moyen, et de grès gris blanc fin à très fin.

Le Néocomien: (240m)

Argile gris vert à brun rouge, tendre, silteuse, parfois plastique, silto-sableuse, avec passées de grès gris-blanc fin à très fin, argilo-dolomitique.

Le Malm: (242m)

Argile grise à gris vert, silteuse, tendre à plastique avec présence de calcaire argileux, gris blanc, tendre, d'anhydrite blanche et de passées de grès très fin à fin.

Le Dogger argileux: (146m)

Argile brun rouge, tendre à pâteuse, parfois indurée, silteuse et dolomitique avec présence de grès blanc et vert fin à très fin.

Le Dogger lagunaire: (136m)

Alternance d'anhydrite blanche tendre et d'argile bariolée avec passées de dolomie beige, tendre argileuse.

Lias Argilo-dolomitique: (168m)

Alternance de sel massif translucide et d'argile gris-clair et brune tendre et plastique.

Lias Salifère: (59m)

Alternance de sel translucide, blanc et rosâtre avec de minces niveaux d'argile brune rouge parfois gris vert, tendre à indurée légèrement salifère et dolomitique.

Lias 'Horizon B': (25m)

Argiles brun-rouge, passées de calcaire beige dolomitique et d'anhydrite blanchâtre.

Lias S1+S2: (196m)

Sel massif blanc à rosâtre, translucide à transparent intercalé d'argile brun-rouge à gris-verdâtre tendre à pâteuse et d'anhydrite gris-blanc, pulvérulente.

Lias S3: (131m)

Sel massif, translucide, rosâtre à jaunâtre, avec intercalations d'argile gris et brun-rouge, localement salifère, rarement silteuse.

Lias Argile : (48m)

Argile brun-rouge, tendre à indurée, silteuse, devenant salifère au sommet.

S4: (27m)

Alternance de grès gris-blanc, moyen à grossier, siliceux et d'argile brun-rouge à gris-vert, indurée, silteuse avec présence locale d'anhydrite blanche en inclusions.

Trias argilo-salifère : (41m)

Alternance de grès gris-blanc, moyen à grossier, siliceux et d'argile brun-rouge à gris-vert, indurée, silteuse avec présence locale d'anhydrite blanche en inclusions.

Trias carbonaté : (71m)

Argile brun-rouge, rarement gris-vert, tendre à indurée, silteuse légèrement dolomitique avec rares passées de grès gris-noir, fin à très fin à sa base et avec des passées de calcaire beige, tendre dolomitique et d'anhydrite blanche à son sommet.

T.A.G.I. : (54m)

Des conglomérats à sa base sont surmontés par des intercalations d'argile grise et brun-rouge, silteuse, de siltstone gris verdâtre, dur et de grès blanc à gris vert, fin à moyen siliceux dur.

Le Paléozoïque :**Le Dévonien Supérieur :****Famenien : (145m)**

Argile gris noir, finement silteuse et micacée, feuilletée et indurée. Passées de grès claire gris vert clair, gris vert clair, beige parfois tendre, très fin à fin localement quartzitiques et argileux. Présence de dolomie gris clair à beige et de calcaire blanchâtre, présence de pyrite et de fossiles.

Frasnien : (192m)

Argile noire ou brun foncé feuilletée à aspect schisteux, très riche en matière organiques Et microfossiles ainsi que des débris de brachiopodes. Présence de très fines passées d'intercalations de calcaire argileux et gréseux blanc et gris clair pyriteux et passées silto-gréseuses vert clair.

Le Dévonien moyen :

Eifélien-Givétien: (92m) : Argile grise à gris fonce, indurée, silteuse, localement carbonaté avec présence de dolomie calcaire gris blanc.

Dévonien inférieur :

Emsien: (41m) : Grès blanc à gris blanc, fin à très fin, argileux à moyennement consolidé et gris à gris fonce vers la base prédominance d'argile grise à gris fonce, indurée, silteuse avec passées de grès gris à gris fonce, très fin, argileux, friable à grise à moyennement consolidé.

Siegénien: (308m) : Il englobe plusieurs niveaux réservoirs (Niveaux "D", "E", "F", "G") qui constituent des objectifs primaires d'exploration dans le périmètre Zemoul El Kbar. Il est composé d'alternance de grès quartzitique, gris clair, beige, fins à moyens parfois grossier, subarrondi, à faible ciment et d'argiles grises, parfois gris verdâtres, silteuses et indurées.

Gédinnien (fm.de TADRART) : (293m) Il est caractérisé par des grès blancs à gris blancs, fins à moyens, parfois grossiers, siliceux à silico quartzitique subanguleux à subarrondi, bien classé et bien consolidé, avec passées d'argile gris fonce, silteuses et indurées.

Silurien Argilo-gréseux : (567m) Complexe Argilo gréseux avec des argiles gris à gris foncé parfois gris verdâtre, silteuse et des grès blanc quartzeux fin à très fin parfois compact et quelques intercalations de siltstone.

Unité B : (337m) argile grise à gris verdâtre, gris noir, tendre à indurée, silteuse légèrement feuilletée avec passées de Grés gris, gris blanc, rarement beige à brunâtre, fin, arrondi à subarrondi, silico-argileux à siliceux, moyennement consolidé, rarement blanc translucide, fin, subarrondi à subanguleux silico-quartzitique, bien consolidé et dur. Traces de siltstone gris clair à gris vert indurée.

Unité A: (173m)

Grés blanc, blanc translucide, fin à moyen, subarrondi à subanguleux, siliceux à silico-quartzitique, bien consolidé et dur, gris blanc, blanc beige, fin, arrondi à subarrondi, silico-argileux, moyennement consolidé avec Argile grise à gris verdâtre, gris noir, tendre à indurée, silteuse.

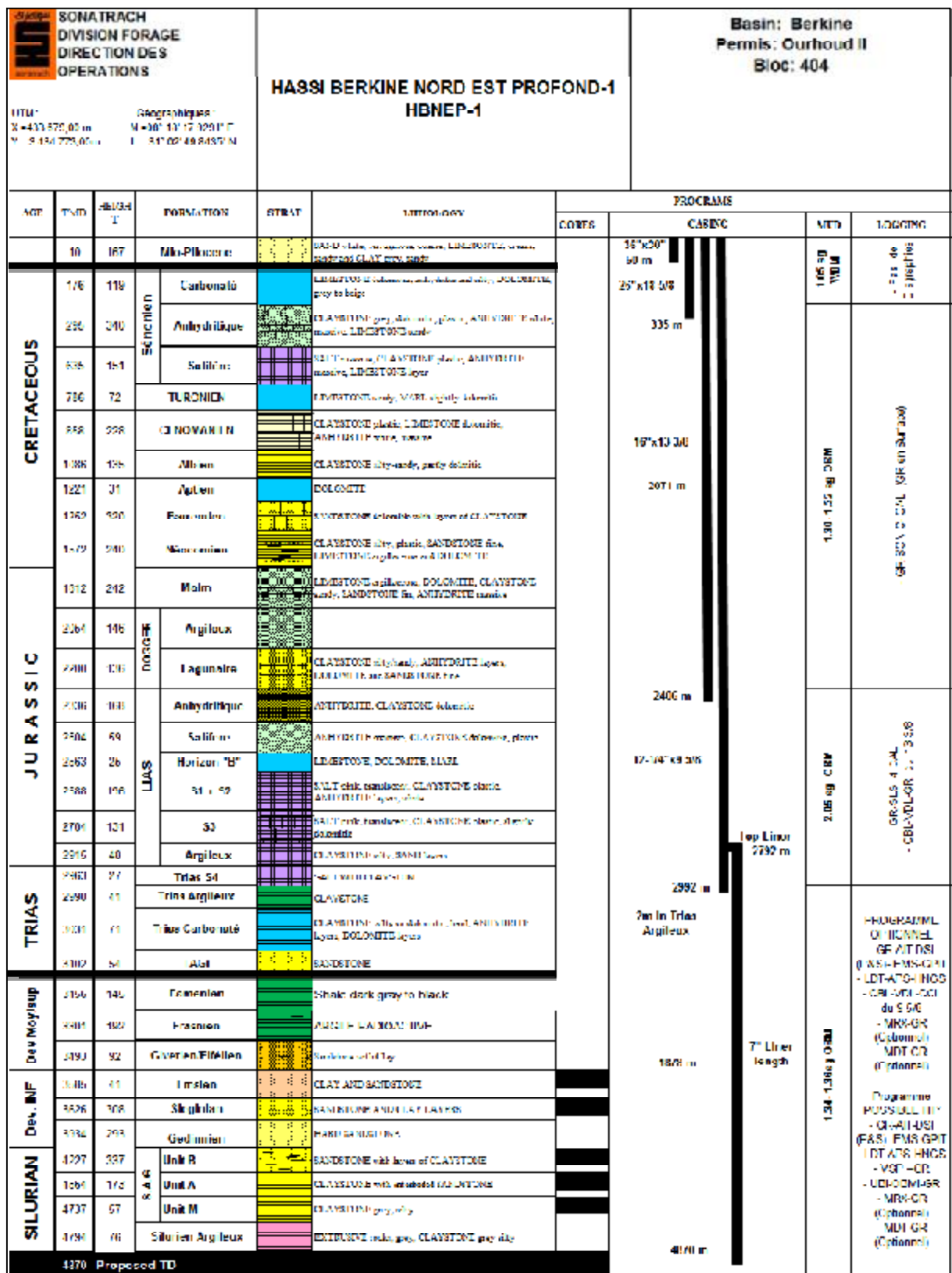
Unité M : (57m)

Grés gris blanc à blanc translucide, fin à moyen, arrondi à subarrondi, siliceux à silico-quartzitique, bien consolidé, dur, avec passées d'Argile grise, gris foncé à gris noir, localement gris clair, tendre à indurée, silteuse.

Silurien Argileux: ép.> 76 m, Argile grise à gris clair devenant parfois brun foncé, silteuse avec fines passées de siltstone, intercalées avec des roches volcaniques de couleur brun rouge tendres, Vers la base les argiles deviennent noires et très charbonneuses, représentant la roche mère principale.

Disc.
Oligocène
Paléogène

Disc. H



V-1-2-Le puits HBNP-1 :

Le sondage HBNP-1 (bloc 403f), a pour principal objectif l'exploration des unités gréseuses du Silurien Argilo-gréseux (Unités M2 et A1) testées à gaz à condensât au niveau des puits BBKP-1 (Unité M2) et BBKP-2 (Unités M2 et A1) ainsi qu'à BBKPSE-1, (SH 2013), dont l'Unité M2 est interprétée à hydrocarbures (par diagraphies) mais en attente d'être testée.

Le puits est implanté sur le gisement de HBNN (même compartiment que le puits HBNN-2) sur la base de la cartographie et interprétation sismique du volume margé par le groupement Berkine.

La structure de HBNP-1 se présente sous la forme d'un horst incliné vers le Sud-Est et culminant au Nord-Ouest. C'est une structure bien développée parallèle à celle de BBKP avec la même orientation NE-SO et une superficie de 55km² et une amplitude de 75m. Celle-ci est adossée à la faille principale de même orientation, présentant un rejet estimé à 150m recoupée par une autre faille orthogonale présentant un rejet de 35m.

L'autre objectif de ce puits est L'exploration des autres unités du SAG jusque-là reconnues tight ou aquifères ainsi que les réservoirs du Siegénien (niveau G) prouvés à huile au niveau des puits du champ de BBK vers l'Ouest et au niveau de RHB-1, réalisé en 2007 et qui a positivement testé le niveau réservoir 'G sup' du Siegénien avec un débit de 7.98 m³/h d'huile.

Enfin, il faut noter qu'au niveau de ce nouveau périmètre de recherche, plusieurs panneaux se regroupant en trends structuraux d'orientation NE-SO ont été mis en évidence et cartographiés. Au vu de leur taille, ces structures qui feront l'objet d'un programme de forage déjà tracé, peuvent recéler des ressources en gaz considérables au niveau du SAG si les conditions de charge ainsi que les qualités réservoirs sont favorables.

V-1-2-a-Localisation :

Le puits HassiBerkine Nord Profond-1 (HBNP-1), se situe dans le bloc 403 du permis Ourhoud, à 12 Km à l'Ouest de HBNP-2, au Nord Est des puits récemment réalisés HBBKPSE-1, BBKP-1 et de BBKP-2 distant respectivement de 21Km, 24Km et enfin 24Km de 29 km Le point d'implantation est situé à l'intersection des deux lignes sismiques suivantes, InLine**14776** et XLine**5659**.

V-1-2-b-Contexte structural :

Le sondage HassiBerkine Profond -1 est situé dans le secteur Sud du bloc 403f à l'image de tout le périmètre Ourhoud, il est caractérisé par le développement de trends structuraux régionaux NE-SO recoupés par des failles de direction orthogonale NO/SE, conséquence d'une tectonique polyphasée, et sur lesquels se greffent des pièges à fermeture essentiellement contre failles. Ce canevas structural est recoupé par des failles et/ou ensellements d'orientation NO-SE résultant d'une transpression lors de la phase autrichienne et tertiaire.

Le pendage régional des formations paléozoïques est vers l'Est et s'érode progressivement vers l'Ouest sous DH, tandis que les formations post-hercyniennes (Mésocénozoïques) remontent vers l'Est. Ceci illustre le basculement du bassin vers l'est durant les mouvements hercyniens et l'exposition par conséquent de la partie Ouest à l'érosion qui s'en est suivie; au Mésozoïque par contre un basculement vers le NO s'est traduit par le soulèvement vers l'Est et le Sud-Est des formations mésozoïques actuellement visibles dans le Bassin. Cette structuration est le résultat de plusieurs phases orogéniques qui s'y ont succédées dont les plus importantes sont :

- Le cycle compressif hercynien :

(Dévono-carbonifère) avec des contraintes de serrage NE/SO (N60°) et NO/SE (N120°) est responsable de la création de structures NE/SO et de l'érosion progressive des formations paléozoïques du SE vers le NO du bassin.

- La phase distensive post-hercynienne :

(Trias supérieur/Lias inférieur) dont les contraintes sont orientées NO/SE au début puis NE/SO durant le Lias est responsable de la création et de la réactivation de failles normales de direction NE/SO et NO/SE, et des variations latérales de faciès et d'épaisseurs des dépôts triasiques à cause d'une tectonique synsédimentaire.

Elle a contribué à la création des structures étroites en horsts et grabbens qui seront remodelés lors des phases tectoniques postérieures.

- La phase compressive autrichienne :

(Crétacé inférieur) avec des contraintes de direction E/O la tectonique autrichienne a eu un effet transpressif sur les axes structuraux NE/SO majeurs, à l'origine d'un bon nombre des gisements se greffant sur ces axes NE/SW et jusque-là découverts à travers le bassin.

- Les mouvements tertiaires : semblent avoir un impact relativement faible dans cette partie du bassin par rapport aux mouvements précédents.

V-1-2-c-Contexte stratigraphique :

Le bloc 403 correspondant à la partie Nord du permis Ourhoud est caractérisé par la succession stratigraphique typique du bassin de Berkine. La coupe stratigraphique dans la région est ainsi

caractérisée par une colonne lithostratigraphique épaisse plus ou moins préservée d'environ 6000 m. Les séries paléozoïques sont représentées généralement par des dépôts clastiques allant du Cambrien jusqu'au Famménien/frasnien (Dévonien supérieur), la phase tectonique hercynienne ayant érodé la totalité du Carbonifère dans cette partie du bassin. Les séries Mézo-Cénozoïques sont discordantes sur le paléozoïque et sont caractérisées par d'épaisses séries évaporitiques dont le Lias, formant une couverture régionale efficiente pour les réservoirs triasiques.

V-1-2-d-Analyse du Prospect

V-1-2-e-Prévisions lithostratigraphiques :

Mio Pliocène : surface, 9m ; cote abs : 183 m ; ép : 185m.

Sable blanc translucide à grains moyen à grossier et arrondi, avec passées de grés gris beige et blanc, fin à moyen, arrondi à subarrondi, carbonaté et argile rouge brique sableuse, tendre à pâteuse. Rares niveaux de calcaire blanc crayeux moyennement dur.

Sénonien Carbonaté : prof : 194m, cote abs : -2 m; ép : 171m.

Calcaire blanc à beige, crayeux et argileux, localement dolomitique présentant au sommet des galets de silex marron dur passant souvent à une dolomie beige crayeuse, rarement glauconieuse dure, avec intercalations de marne grise pâteuse et argile grise, tendre, gypsifère carbonatée. Passées d'anhydrite blanche pulvérulente.

Sénonien anhydritique : prof : 365 m; cote abs : -173 m; ép. : 245m

De haut en bas

- anhydrite blanche pulvérulente, beige, massive et moyennement dure, intercalé de marne grise tendre gypsifère, d'argile grise tendre à indurée carbonatée et de calcaire blanc à beige crayeux parfois argileux.

- calcaire blanc argilo dolomitique, glauconieux, passant à dolomie blanche et gris vacuolaire moyennement dure, avec passée d'argile grise carbonaté et de marne grise tendre à pâteuse.

- alternance d'anhydrite blanche pulvérulente et de dolomie gris saccharoïde et vacuolaire dure. Passées de calcaire blanc dolomitique, localement marneux, glauconieux, moyennement dur, de marne grise tendre et d'argile grise tendre à indurée, carbonatée.

Sénonien salifère : prof : 610 m; cote abs : -418 m; ép : 139 m.

Sel blanc à beige rarement rosâtre translucide, intercalé d'argile brun rouge tendre à indurée, localement grise pâteuse carbonaté et salifère, et de calcaire blanc argileux moyennement dur. Passées d'anhydrite blanche parfois pulvérulente au sommet devenant prédominante à la base.

Turonien : prof : 749 m; cote abs : -557 m ; ép : 56m.

Alternance de calcaire gris blanc argileux crayeux, tendre et de dolomie beige microcristalline dure avec rare passées d'argile carbonatée grise, tendre.

Cénomaniens : prof : 805m; cote abs :-613m; ép : 238m.

Alternance d'anhydrite blanchâtre pulvérulente massive, dure et de dolomie à calcaire dolomitique gris à gris beige moyennement dur avec passées de calcaire argileux gris blanc tendre et d'argile gris foncé localement brun rouge tendre à indurée, silteuse, carbonatée. Un banc de sel translucide vers la base.

Albien : prof : 1043m; cote abs : -851m; ép : 133m.

Grès gris clair à gris blanc parfois gris vert, fin à moyen, argileux avec passées d'argile brun rouge et gris vert, tendre à indurée, silteuse à silto-sableuse. Présence de pyrite et de lignite. Vers le bas un sable translucide moyen à grossier à grains subarrondi à anguleux, avec passées d'argile brun rouge et grise, silto-sableuse tendre à indurée (abondance de lignite).

Aptien : prof : 1176m; cote abs :-984m; ép : 23m.

Calcaire dolomitique gris blanc dur, parfois crayeux avec passées d'argile tendre et de dolomie beige, microcristalline dure.

Barrémien : prof : 1199m; cote abs : -1007m; ép : 335m.

Alternance de grès blanc translucide moyen à grossier, subanguleux à subarrondi avec passées d'argile brun rouge et gris-vert, tendre à indurée, silteuse à silto-sableuse.

Néocomien : prof : 1534m; cote abs : -1342m; ép : 295m.

Argile gris verdâtre, rarement brunâtre tendre à indurée, silteuse avec passées de grès gris blanc, très fin à fin, argileux. Traces de pyrite.

Malm : prof : 1829m; cote abs : -1637m ; ép : 228m.

Alternance d'argile grise à gris foncé et gris verdâtre, parfois brun rouge tendre à indurée, silteuse, carbonatée et de grès gris blanc à beige, fin à moyen, rarement grossier, siliceux, moyennement consolidée à friable. Passées de calcaire à calcaire dolomitique blanc à gris blanc argileux tendre. Rares niveaux d'anhydrite blanche pulvérulente. Présence de lignite.

Dogger argileux : prof : 2057m; cote abs : -1865m ; ép : 148m.

Essentiellement argileux. Une argile grise à gris verdâtre et brunâtre, tendre, silteuse et carbonatée. Avec passées de calcaire beige argileux tendre rarement dolomitique et de grès gris blanc à gris beige et gris-vert, très fin à fin argileux, moyennement consolidé. Niveau d'anhydrite blanche pulvérulente.

Dogger lagunaire : prof : 2205m ; cote abs : -2013m; ép : 143m.

Alternance d'anhydrite blanche, pulvérulente dure, d'argile dolomitique, gris vert, localement brun, tendre, légèrement carbonatée et de calcaire dolomitique gris blanc à beige.

Lias anhydritique : prof : 2348 ; cote abs : - 2156m; ép : 209m.

Il comprend trois parties : Une partie supérieure essentiellement anhydritique blanche pulvérulente, parfois massive dure et d'argile grise à gris sombre, localement gris verdâtre et brun, silteuse, indurée,

légèrement carbonatée. Fines passées de calcaire gris beige argileux tendre et de dolomie grise microcristalline dure. Au milieu un sel blanc translucide, massif avec passées d'argile gris verdâtre et brune, tendre à indurée et d'anhydrite blanche pulvérulente localement massive dure. Une partie inférieure formée d'anhydrite blanche pulvérulente et massive dure, avec passées de sel blanc translucide massives, d'argile gris verdâtre et brunes, tendre à indurée et de calcaire gris blanc argileux, parfois dolomitique dur.

Lias salifère : prof : 2557m; cote abs : -2365m; ép : 62m

Il s'agit d'un sel massif blanc, translucide, parfois rosâtre avec de nombreuses fines passées d'argile brun rouge, tendre à indurée.

Horizon B: prof: 2619m; cote abs: -2427m; ép: 27m.

Ce marqueur sismique est très clairement identifiable en diagraphies, il s'agit d'alternances de calcaires blanc à gris blanc, bioclastique crayeux et argileux, tendre avec passées de dolomie grise cristalline dure et d'argile gris beige, tendre carbonatée, traversé par des volcanites intrusifs, Niveau d'anhydrite blanche.

Lias S1+S2 : prof : 2646m; cote abs : -2454m; ép : 235m.

Il est similaire au Lias salifère, il correspond donc à une alternance irrégulière de sel massif, blanc translucide et d'anhydrite blanche massive, fines passées d'argile brune et rares dolomie brune argileux moyennement dure. L'anhydrite augmente à la base.

Lias S3 : prof : 2881m; cote abs : -2689m; ép : 145m.

Composé de sel massif blanc translucide avec de nombreuses passées argileuses de couleur brun rouge et gris vert, tendre à indurées salifères.

Lias argilo-salifère : Prof : 3026m; cote abs : -2834m; ép : 69m.

Le top de cette formation est prêt à confusion avec la base du S3. Caractérisé par une diminution progressive du GR et une augmentation du sonique vers la base, il est formé d'argile brun rouge et gros verdâtre, tendre à indurée avec passées de sel jaunâtre et blanc translucide (présent essentiellement au top).

Trias S4 : Prof : 3095 m; cote abs : -2903m; ép : 29m.

Son top est surtout marqué par la présence de sel massif translucide homogène, jaune parfois rosâtre, suivi par une alternance d'argile brun rouge et gris vert tendre à indurée.

Trias argilo-salifère : Prof : 3124m; coteabs : -2932m; ép : 40m.

Comprend une alternance d'argile gris verdâtre, tendre à indurée, silteuse à tendance feuilletée, passant souvent à des silstone gris-vert moyennement dur. Sa base correspondrait à un premier shift important du GR et du sonique par rapport au Trias carbonaté.

Trias carbonaté : Prof : 3164m; coteabs : -2972m; ép : 66m.

Il est formé d'argile carbonatée parfois brun rouge rarement gris-vert, indurée, silteuse, feuilletée au top devenant gris vert vers la base, indurée, avec passées de dolomie beige argileuse, parfois gréseuse, microcristalline, dure. Rares niveaux de grès brun rouge, fin argileux bien consolidé moyennement dur.

Trias argilo-grésux inférieur : Prof : 3230m; cote abs : -3038m; ép : 59m.

Grès gris beige à gris-vert, fin à moyen devenant grossier vers la base avec fines passées d'argiles grise à gris-vert et brunâtre indurée, silteuse, feuilletée.

Frasnien : Prof: 3317m; cote abs : -3125m; ép : 197m.

Argile grise, grise-foncée à noire, parfois silteuse, localement légèrement carbonatée et feuilletée, indurée avec minces intercalations de calcaire gris à beige argileux, localement dolomitique.

Givétien: Prof: 3514m; cote abs : -3322m; ép : 35m.

Alternance de calcaire gris blanc à blanc, microcristallin, parfois argileux moyennement dur, silico-argileux et des argiles noires ou gris clair, micacée.

Eifélien: Prof : 3549m; cote abs : -3357m; ép : 45m.

L'Eifélien est caractérisé par la disparition des carbonates et l'apparition de fines passées gréseuses gris clair et gris beige, fin à moyen silico-argileux moyennement dur intercalés dans une argile gris-foncé silteusepyriteuse.

Emsien : Prof : 3594m; cote abs : -3402m; ép : 50m.

Il est clair que le passage de l'Eifélien à l'Emsien n'est pas évident, car les deux séquences prograddantes sont similaires. L'Emsien est donc formé d'argile gris foncé à noire, indurée, silteuse, micacée, pyriteuse, localement feuilletée, avec passées de grès gris clair et gris beige, fin à moyen silico-argileux moyennement dur.

Siegénien: Prof : 3644m; cote abs : -3452m; ép : 248m.

Alternance de grès gris beige à gris blanc, parfois gris sombre, très fin à fin, rarement moyen, argileux friable, localement siliceux, pyriteux, dur et d'argile grise à gris sombre, parfois noire, silteuse à silto-sableuse, feuilletée, micacée, pyriteuse.

Gédinnien (niveau G+ Fm Tadrart): Prof: 3892m; cote abs : -3700m; ép : 279m

Le niveau G est composé de grès brun ferrugineux, fin à moyen, subarrondi, dur et gris vert, fin argileux fiable, intercalé d'argile brune et gris verdâtre tendre à indurée silteuse, parfois feuilletée. Présence de pyrite. La formation de Tadrart est formée de grès gris blanc à blanc translucide, moyen à grossier, subarrondi siliceux à silico-quartzitique par endroits bien consolidé, pyriteux compact dur, avec passées d'argile grise à gris-vert tendre à indurée silteuse micacée.

Le Silurien Argilo Gréseux

- **Unité B2: Prof: 4171m, cote abs: -3979m, ép : 191m.**

Argile noir foncé fortement silteuse à sableuse, micacée, légèrement feuilletée, avec des intercalations de blanc de grés fin à moyen, localement grossier, siliceux à silicoquartzitico-micacée bien consolidé, dur à très dur.

- **Unité B1: Prof: 4362m, cote abs: -4170m, ép: 162m.**

Argile noir silteuse localement pyriteuse micacée indurée.

- **Unité A2: Prof: 4524m, cote abs: -4332m, ép: 93m.**

Présente au sommet un blanc gréseux fin à moyen silico-argileux friable. Argile gris foncé à sombre, silteuse, tendre localement indurée micacée parfois pyriteuse avec fine passée de grés blanc beige, gris blanc, fin à moyen silico-argileux à silico-quartzitique.

- **Unité A1 : Prof: 4617m, cote abs : -4425m, ép: 37m.**

Grés blanc à beige, fin à très fin, passant à des silstone, silico-quartzitique, dur localement silico-argileuse, avec passée d'argiles gris foncé à brun rouge, pyriteuse indurée.

- **Unité argileuse : Prof: 4654m, cote abs : -4462m, ép: 43m.**

Argile grise, gris foncé et noir localement silteuse et pyriteuse, rarement brun rouge, indurée avec passée de grés fin à très fin.

- **Unité M2 : Prof: 4697m, cote abs : -4505m, ép: 42m.**

Présente au sommet un banc gréseux fin à moyen silico-argileux friable. Argile grise, localement silteuse, indurée, avec fines passées de Grés, gris à gris blanc, beige à jaunâtre, fin à très fin, silico-quartzitique.

- **Unité M1 : Prof: 4739m, cote abs : -4547m, ép: 12m.**

Présente au sommet un banc gréseux fin à moyen silico-argileux friable, avec passée d'argile.

Silurien Argileux : Prof : 4751m; cote abs : -4559m; ép : >70 m

Argile grise à gris clair devenant parfois brun foncé, silteuse avec fines passées de silstone. Vers la base les argiles deviennent noires et très charbonneuses, représentant la roche mère principale dans le bassin.

V-2- Conclusion :

Les deux forages de HassiBerkine, Nord-Est profond-1 et Nord profond-1, suivis et supervisés en terme de la tectonique locale et régionale, avec les effets engendrant une structuration des pièges d'hydrocarbure, ont permis de révéler les résultats suivants :

Les principales phases tectoniques influençant le forage de puits HBNEP-1 sont la compression varisque (tardive NE-SO, et précoce NO-SE), et la distension trias-liasique, engendrant les pièges structuraux associés aux blocs tiltés consécutifs des horsts et grabens. Les intrusions magmatiques ou des volcanites, sont observées en cutting, à l'intervalle silurien-argileux à la cote 3729 m, ces roches sont de couleur brun rouge et sont très altérées.

Le système pétrolier a connu une distribution des réservoirs argilo-gréseux de F6, sont fait dans la direction SE-NO, caractérisé par un milieu de dépôt marin *Foreshore* au sud et *Shoreface* au NE.

Pour la suivie de forage de puits HBNP-1, l'observation sur la section sismique a montré que ce puits est fortement influencé par les blocs basculés, le développement des trends structuraux régionaux NE-SO, qui sont dû à la compression varisque recoupés par des failles de direction orthogonale NO-SE, conséquences d'une tectonique polyphasée de la phase autrichienne du Crétacé inférieur.

Les intrusions magmatiques ou des volcanites, sont observées en cutting, à l'intervalle de Néocomien, de Lias (HB), et en grande partie l'Ordovicien à la cote 2619 m, ces roches sont de couleur brun rouge et sont très altérées. Suite à cette structuration les pièges structuraux se trouvent en fermeture essentiellement contre faille.

Le testing de puits HBNP-1 à l'intervalle (Emsien), a produit, 10.15 m³/h d'huile, accompagnée de 1121m³/h de gaz, sur une épaisseur de 11 m de grès (3668-3690m) présentant des porosités dépassant les 20%. Ce niveau réservoir est constitué par des grés fins à moyens déposés dans un milieu marin peu profond qui a succédé à la transgression Emsienne, Son épaisseur totale est de 58m avec 30m de grés au niveau du puits ROME-1, où il s'est avéré aquifère d'après les diagraphies selon SH, (2013).

Partie (II) : Les données de Profondeur

Chapitre (VI) :

Les Systèmes Pétroliers

VI-Système pétrolier de la Région d'Ourhoudet le Nord du Bassin de Berkine :

VI-1 Roches mères, piégeage et migration :

Les argiles à graptolites du Silurien basal et du Frasnien sont les roches mères principales et constituent la principale source d'alimentation en hydrocarbures des réservoirs au niveau du bassin de Berkine.

La richesse en carbone organique total (COT) du Silurien varie en moyenne de 2 à 9%, (SH, 2013) Cette roche mère est de type marine avec des influences continentales, le kérogène est de type II-III, principalement mais avec un potentiel en gaz important vu l'influence continentale.

Actuellement, la roche mère silurienne est en phase à gaz sec dans les zones les plus enfouies du bassin (dépo-centre paléozoïque) et gaz à condensât dans les zones intermédiaires surélevées des bordures de bassin. Alors que la roche mère frasnienne est toujours dans la fenêtre à huile sur la majeure partie du bassin.

Le pic de génération d'huile pour le Silurien a été vers la fin Jurassique-début Crétacé (phase autrichienne) à travers toute la région; pour le Frasnien, les études géochimiques ont montré qu'il se situerait vers la fin du Crétacé. Dans le périmètre Ourhoud II, ou la partie Nord-Est du bassin de Berkine, ces roches mères sont en fenêtre à huile. La modélisation géochimique du puits SF-1 par la DES/EXP a montré que le Silurien a atteint la fenêtre à huile déjà à la fin du Paléozoïque et la génération d'huile qui s'est interrompue durant la phase hercynienne a repris au Lias et s'est poursuivie jusqu'à la fin du Mésozoïque, (SH, 2013).

Quant à la roche mère Dévonienne (Frasnienne), celle-ci a généré environ 29mgHc/g de roche et a expulsé environ 21mg Hc/g de roche, (SH, 2013). Elle a atteint la fenêtre à huile au Crétacé supérieur et elle est toujours en phase de génération d'huile.

Les hydrocarbures ainsi générés peuvent migrer vers les réservoirs Dévoniens et ceux du Trias à travers les failles ou le long des bancs gréseux du TAGI servant de drains et/ou suivant la surface d'érosion hercynienne. Au nord du périmètre, le TAGI repose directement sur les argiles Frasnienne ce qui aurait favorisé son alimentation directe et par migration latérale de longues distances pour développer des pièges différentiels. La migration verticale par le biais des failles profondes est aussi à considérer surtout pour le centre du bassin de Berkine et les bordures.

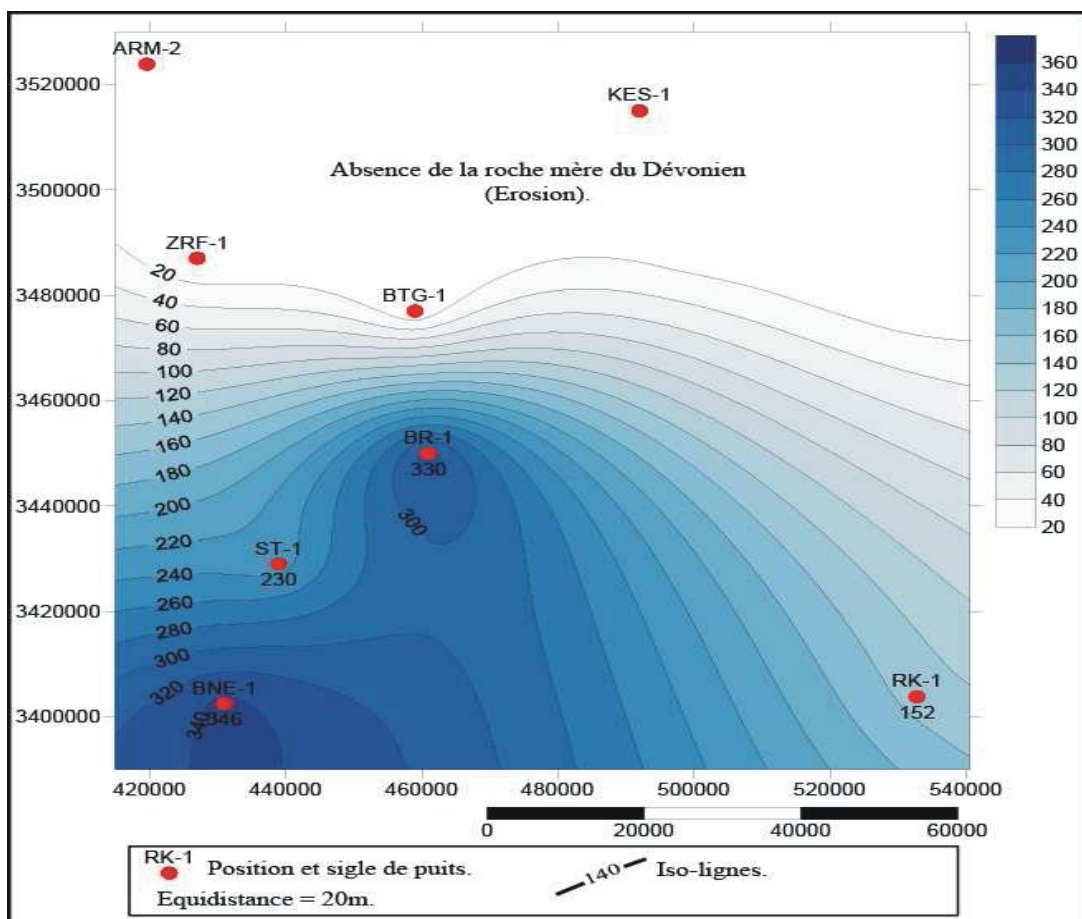


Figure (36) : Carte isopach de la roche mère Frasnienne, L Remichi et al. (2013)

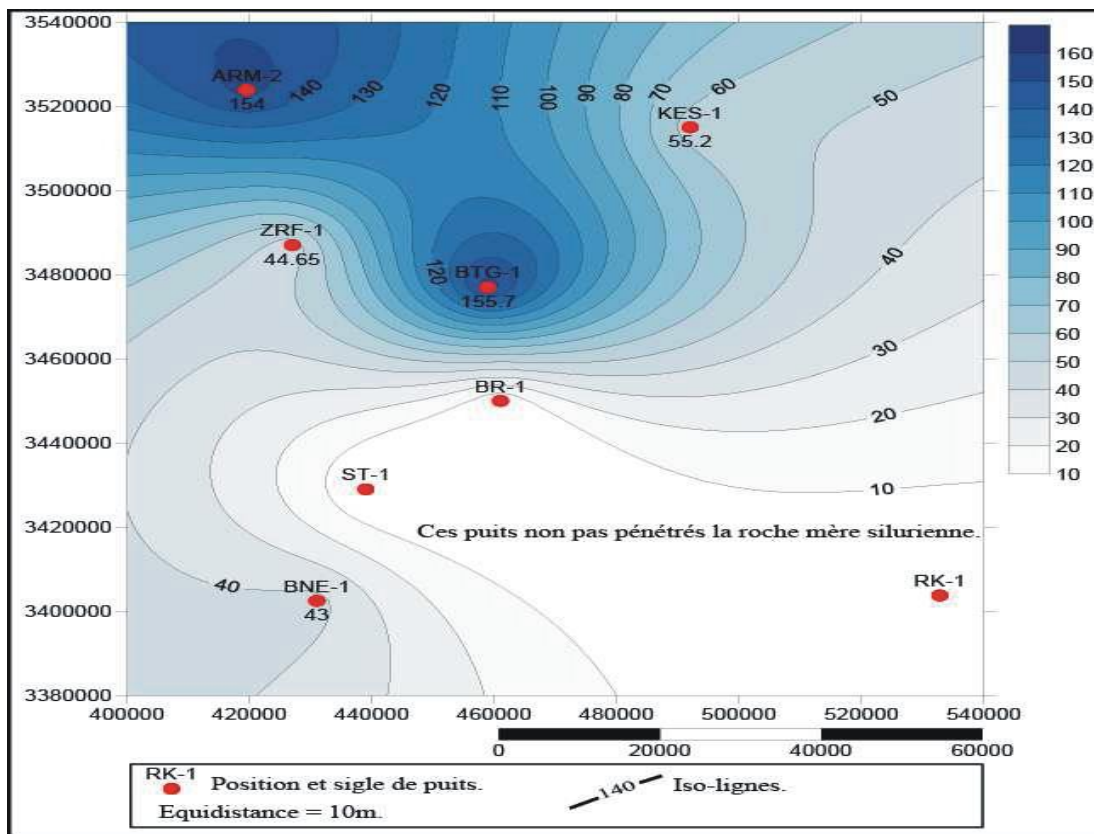


Figure (37) : Carte isopach de la roche mère Silurienne, L. Remichi et al. (2013).

VI-2- Roches couvertures :

Les argiles et évaporites du Trias constituent une couverture efficace pour les réservoirs du TAGI. Les argiles de l'Eifélien assurent une bonne couverture pour l'Emsien F4, les argiles du Siégénien forment une couverture pour les niveaux gréseux du Siégénien F6. Les argiles intermédiaires du Silurien-F6 constituent des couvertures efficaces à l'échelle régionale pour les niveaux gréseux réservoir de même âge. Ces niveaux réservoirs présentent des épaisseurs de 10 à 20m et les niveaux argileux qui vont jouer le rôle de couverture sont de l'ordre de 50 à 100m.

VI-3-Les roches réservoirs et résultats pétroliers :

VI-3-1-Le Trias Argilo-Gréseux Inférieur (TAGI) :

Dans le périmètre Ourhoud II, le Trias Argilo-Gréseux Inférieur (TAGI) constituant le principal réservoir du bassin et déposé en milieu fluviatile, représente un gisement d'huile en cours d'exploitation en association. Il comprend trois unités réservoirs communément dénommées: Upper, Middle et Lower TAGI, séparées par des niveaux argileux régionaux et pouvant constituer une couverture scellante, une hypothèse confirmée par la présence de différents contacts huile-eau rencontrés au niveau du Middle et Lower TAGI. Le TAGI présente de très bonnes caractéristiques pétrophysiques avec des porosités mesurées en (carotte) pouvant atteindre 16% et des perméabilités pouvant dépasser 3 mD, (SH, 2013).

VI-3-2-Le Dévonien Inférieur (Emsien) (F4) :

Seuls, les puits ROM-6, ZEA-2 et RHB-2, dans le bloc 403d, au Nord du périmètre Ourhoud II, ont mis en évidence une production d'huile au niveau de ce réservoir Emsien. Le forage HBNP-1 (SH 2013), a produit au droit de ce réservoir, 10 à 15 m³/h d'huile, accompagnée de 1121m³/h de gaz, sur une épaisseur de 11 m de grès (3668-3690m) présentant des porosités dépassant les 20%. Ce niveau réservoir est constitué par des grés fins à moyens déposés dans un milieu marin peu profond qui a succédé à la transgression emsienne, Son épaisseur totale est de 58m avec 30m de grés au niveau du puits ROME-1, où il s'est avéré aquifère d'après les diagraphies selon (SH, 2013).

L'Emsien présente de bonnes caractéristiques pétrophysiques au niveau des puits ROME-1 (Phi_{mo}=17% d'après les logs), RHB-1, RHB-2 et ROM-6. Les mesures sur carottes du puits RHB-2 a montré des valeurs de porosité allant de 7 à 15% et des perméabilités qui varient de 2 à 15 mD, avec des pics de 100 à 400 mD dans les cas de réservoir fracturé. Ce niveau a produit par bouchons un débit moyen de 1.39 m³/h d'huile et 55 m³/h de gaz durant le DST-6 réalisé dans le puits RHB-2, (SH, 2013).

VI-3-3-Le Dévonien Inférieur, praguien(Siegénien) (F6) unités C et D:

Les niveaux réservoirs du Siégénien sont constitués d'intervalles métriques de grés généralement fins à moyens issus d'un milieu marin peu profond (Déltaïque à Shoreface). Les mesures sur carottes dans

l'unité 'C' du Siegénien du puits RHB-2 montrent des valeurs de porosité de 8 à 10% en moyenne et des perméabilités de 1 à plus de 100 mD.

VI-3-4-Le Siegénien (Niveau: 'G') et Gédinnien (Formation Tadrart):

Le niveau 'G' (Siegénien) qui forme un cortège transgressif, est subdivisé en deux niveaux réservoirs présentant souvent de bonnes propriétés pétrophysiques. Ce réservoir a débité de l'huile et du gaz à partir du niveau 'G inf' et une faible venue d'huile et de gaz à partir du niveau 'G sup' au niveau du puits RHB-2. Tandis qu'au niveau du puits RHB-1, le niveau 'G inf' a donné 7.98 m³/h d'huile et 1209 m³/h de gaz, (SH, 2013).

Les diagraphies ont indiqué un niveau 'G' aquifère au niveau du puits ROME-1 avec des porosités logs qui varient entre 17 à 22 %. Les mesures sur carottes du puits RHB-2 ont montré une porosité moyenne de 15% et une perméabilité moyenne de 80mD pour le niveau 'G', (SH, 2013).

VI-3-5-L'Unité réservoir du Silurien F6-M2 :

Cette formation a présenté un bon réservoir au niveau de BBKP-1, où l'épaisseur des grès nets varie entre 10 à 25m. Vers l'Est, l'épaisseur des grès diminue et l'unité devient plus argileuse marquée par de faibles porosités (de l'ordre de 6 à 8%) ; cas des puits EBOR-1, HBNP-1 et OEC-1. En ce qui concerne le sondage HBNEP-1 et sur la base du modèle de dépôt régional (du point de vue paléogéographique).

Au niveau du puits HBNP-1, l'évaluation diagraphique du Silurien F6-M2 a mis en évidence un grès à hydrocarbures qui a présenté des indices de gaz en cours de forage, avec cependant des porosités inférieures à 7%, (SH, 2013).

Figure (37) : Ressources en (Huile en millions de m³ et gaz en Milliards de m³), SH.

Réservoirs	Ressource en place de Prospect (HBNEP-1)				
	P90	P50	P10	P Mean	Chance of succes
SILURIEN F6-A2	17.20	25.50	36.50	25.80	0.33
Dévonien Inf. (Emsien)	13.80	19.90	28.60	20.70	0.29
Dévonien Inf. (Siegénien)	26.80	31.50	36.90	31.70	0.29
TOTAL : huile	40.60	51.35	65.50	52.40	
TOTAL : gaz	17.20	25.50	36.50	25.80	

VI-4-Conclusion:

La province de Berkine-Illizi contient différents systèmes pétroliers majeurs en terme de la principale source poreuse de la roche réservoir. Elles sont associées à deux principales roches mères, le Silurien (Formation de Tanezruft) et le Frasnien schistes, et de nombreux grands intervalles de réservoir Cambrien-Ordovicien, Silurien-tardif début Dévonien, de Carbonifère et du Trias.

Une description générale des systèmes pétroliers dans la province de Berkine-Illizi et leur contexte régional peut être trouvée dans Boote et al., (1998). Ces auteurs distinguent trois grandes classes d'après systèmes pétroliers en Afrique du Nord, qui s'appliquent à la zone de Berkine-Illizi:

Classe 1: Le Mésozoïque au début du Tertiaire définit les systèmes avec joint de Trias-Lias dans les bassins d'affaissement du Mésozoïque de la région nord du Sahara.

Classe 2: Le Mésozoïque au début du Tertiaire définit les systèmes avec des joints de schiste intra-paléozoïque au sud du bassin triasique.

Classe 3 : Le Paléozoïque définit les systèmes avec joints intra-Paléozoïque dans les bassins du sud-ouest Algérie.

Certaines classifications portent sur l'évolution tectonostratigraphique de toute la série sédimentaire depuis le Cambro-ordovicien jusqu'au Trias, les auteurs de groupe TOTAL comme Galeazi et autre en 2010 ont rapporté cinq systèmes pétroliers appliqués à cette région d'Illizi et de Berkine :

- Le système pétrolier Cambro-Ordovicien comprend les argiles organiques siluriennes.
- Le système pétrolier Siluro-Dévono-Carbonifère étanché par les argiles organiques siluriennes.
- Le système pétrolier Frasnien-Siluro-Dévono-Carbonifère.
- Le système pétrolier Frasnien-Trias.
- Le système pétrolier Silurien-Trias.

Partie (II) : Les données de Profondeur

Chapitre (VIII) :

Interprétation Géodynamique & Conclusion

VIII-1-Introduction :

L'interprétation en terme géodynamique est basée essentiellement sur la suivie et le repérage des intrusions magmatiques sur les sections sismiques et de pouvoir identifier leur nature pétrographique, leur provenance et leur signification dans la dynamique de la lithosphère.

Les forages effectués dans le bassin de Berkine ont révélé des intrusions magmatiques à des profondeurs importantes, (Silurien argileux et l'Ordovicien). La présente étude porte sur la pétrographie de ces roches magmatiques et leur répartition dans le bassin de Berkine. A cet effet, des analyses et cutting de ces roches ont été observées en vue de savoir le type de ce magmatisme et son origine.

Les résultats ont permis de montrer que ces roches magmatiques de nature et ou de texture doléritique sont altérées, en s'interstratifiant dans deux niveaux différents: l'Ordovicien et le Silurien argileux. L'apparition géographique de ces volcanites au Nord du bassin et coïncidant avec une remontée du socle.

L'existence de roches magmatiques de même nature pétrographique (dolérites) dans les autres régions de la plate-forme saharienne (dans le bassin de Reggane, de Mouydir, Ougarta, Flanc Nord du bassin de Tindouf et de l'Ahnet) indique que ces roches s'étendraient sur l'ensemble de la plate-forme saharienne. Il correspondrait aux linéaments du socle qui caractérisent le substratum.

Les principaux objectifs de ce travail sont:

- réunir le maximum d'informations concernant ces roches magmatiques du bassin de Berkine ;
- préciser la nature et le type de ces roches en se basant sur une étude de microfaciès;
- situer le magmatisme du bassin de Berkine dans le cadre du contexte géodynamique régional de la plate-forme saharienne.

VIII-2-Distribution et nature des roches magmatiques du bassin de Berkine :

Les roches magmatiques rencontrées par sondage dans le bassin de Berkine sont réparties d'une façon différente de place en place. Avec des niveaux stratigraphiques différents, de l'Ordovicien jusqu'au Silurien argilo-gréseux. Parmi les sondages qui ont atteint le socle dans le bassin de Berkine, les puits HBNP-1 et HBNEP-1 ont révélé des volcanites altérées.

VIII-3-Nature Pétrographique des roches magmatiques :

Pour la détermination de la nature pétrographique des roches magmatiques du bassin de Berkine, on s'est basé sur le diagnostic in situ de ces roches par le cutting et l'observation par la loupe et en laboratoire sur la description macroscopique de ces roches donnée par les logs habillés, les rapports de fin de sondage et les descriptions de carottes par les travaux antérieurs, l'étude des lames minces au microscope pétrographique. Ces lames minces ont été réalisées sur des carottes de sondages et les cuttings et sont disponibles au niveau du laboratoire de pétrographie du département de sédimentologie du CRD Sonatrach, les études pétrographiques sur lames minces réalisées par Petro-Canada et par J.

Thouvenin, les analyses de laboratoires (diffraction des rayons X et microsonde), réalisé par Petro-Canada.

VIII-3-1-Description :

Les travaux antérieurs montrent que les roches magmatiques du bassin de Berkine sont essentiellement de nature basaltique à texture doléritique. Le trait caractéristique de toutes ces roches est leur degré d'altération est très élevé. Aucune roche n'a conservé ses minéraux primaires. Les plagioclases sont entièrement albitisés. Les minéraux ferromagnésiens ont totalement disparus et ont été remplacés par le chlorite et les carbonates (dolomite et calcite), J. Thouvenin (1975).

Les roches du sondage STA-1bis de bassin d'Illizi ont été décrites comme étant une andésite par, J. Thouvenin (1975), en se basant sur la présence d'amphiboles à l'état de fantôme (5 % de la roche) et de sphènes (qui traduirait une forte teneur en Ca de la roche). La diffraction des rayons X effectuée par Petro-Canada et la Microsonde ont montré que :

L'amphibole était en fait de l'ilménite. Le sphène est inexistant, il s'agirait plutôt de minéraux de titane. Cette roche n'est donc pas différente du reste, et il s'agit également d'une dolérite très altérée.

La détermination de la nature primaire de ces roches (roche de nature basaltique, dolérite) est basée uniquement sur la texture (doléritique) qui n'a pas été totalement effacée par l'altération, et sur la nature des minéraux d'altération, riches en Mg et Fe à l'exemple du chlorite et de la dolomite, ayant le caractère (mafique).

Les roches trouvées dans les forages de puits HBNP-1 et HBNEP-1, sont généralement de couleur brun rouge, contenant des minéraux sombres avec des inclusions blanchâtres.

VIII-3-2-Géochimie et âge des roches magmatiques du bassin d'Illizi-Berkine

Toute analyse géochimique donnera des résultats qui ne refléteront pas la composition originelle de la roche, Vule degré d'altération de ces roches.

Les roches magmatiques récoltées des forages correspondent aux encaissants de Néocomien et du Lias horizon B et l'ordovicien pour le forage HBNP-1, et le silurien argileux pour le forage HBNEP-1.

Les échantillons de roches magmatiques du bassin d'Illizi ont été datés par la méthode K-Ar. Deux échantillons provenant des puits STA-1bis et MRK-1 ont été datés au laboratoire d'Orsay et ont donné des âges de: 98,6 et 174,8 Ma respectivement, J. Thouvenin (1975). Ce qui indique un âge Cénomaniens (Crétacé supérieur) pour la roche de STA-1bis et Toarciens (Jurassique inférieur) pour la roche de MRK-1. Un troisième échantillon provenant du sondage GER-2 (côte 2243,8 m – 2243,9 m) a donné un âge K-Ar de 220 ± 2 Ma (Carnien, Trias supérieur), Robertson/SH (2000).

Puits	Nature pétrographique	Cotes (m)	Age des terrains encaissants
HBNP-1	Dolérite altérée	2619 m	Néocomien, Lias Horizon B
HBNEP-1	Dolérite altérée	3729 m	Silurien argileux

Tableau (3) : Les roches magmatiques du bassin de Berkine.

Les corrélations des datations des encaissants du tableau (3) indiquent que les roches magmatiques du bassin de Berkine et d'Ilizi se sont mises en place à des époques différentes. Les roches des sondages STA-1bis et MRK-1 de bassin d'Ilizi sont très proches dans l'espace, La nature pétrographique identique de ces roches magmatiques plaide en faveur d'une mise en place unique liée à un seul contexte géodynamique.

VIII-3-3-Interprétation :

On peut interpréter Le degré d'altération qui est extrêmement élevé de ces roches (albitisation complète des plagioclases et chloritisation des ferromagnésiens) ne permet sûrement pas d'obtenir des âges fiables, surtout l'utilisation la méthode K-Ar qui est très sensible à l'altération.

En nano-échelle, en microscope électronique à balayage ou à transmission (MET), l'albitisation des plagioclases peuvent être déterminée au sein de monocristaux des plagioclases ce qui met en évidence les interfaces de remplacement intra-granulaire des oligoclases et des labradorites en produit albite qui a des nano-pores imagés et observables par TEM.

Ce phénomène est interprété comme une diagenèse hydrothermalisée, où les eaux sont bien chargées en sulfates ce qui entraîne la restriction de la barytine et les ciments en carbonates de fer aux matériaux silicoclastiques.

VIII-4-Origin des intrusions magmatiques du bassin d'Ilizi

Le mode de gisement sous forme d'intrusions au sein du Paléozoïque rappelle les intrusions magmatiques des bassins de Reggane et de Tindouf qui sont liées à l'ouverture de l'Atlantique central au début du Jurassique. La nature pétrographique, et notamment l'altération, et la position géographique les rattachent plutôt aux roches magmatiques rencontrées dans les bassins du Sahara Nord oriental et de

Berkine. Des roches magmatiques intrusives au sein du Cambro-Ordovicien et du Silurien sont connues au sud de Djanet, dans la région d'In Ezzane (frontière algéro-nigérienne) et affleurent également plus au sud sur le bord Ouest du bassin du Djado, J. Fabre (1976).

Elles pourraient représenter les équivalents en affleurement des roches magmatiques intrusives du bassin d'Illizi. Des dolérites intrusives dans le Dévonien, datées du Carbonifère inférieur, sont également connues dans la région d'In Guezzam, H. Djellit (2006).

Pour K. Echikh (1998), les roches magmatiques du bassin d'Illizi sont liées à la phase Taconique (Ordovicien-Silurien). Cette hypothèse ne peut guère être retenue étant donnée la nature intrusive certaine de ces roches et les datations disponibles (indiquant une mise en place au cours du mésozoïque).

L'hypothèse d'une mise en place liée à l'ouverture de l'Atlantique centrale n'est pas évidente. En effet, contrairement aux autres bassins de la plate-forme saharienne, la période triasico-jurassique a été très calme du point de vue tectonique dans le bassin d'Illizi. Aucune phase tectonique ne s'est manifestée entre le Permien (phase hercynienne) et le Barrémien (phase autrichienne). La position géographique de ces roches, loin de la marge atlantique, ne plaide pas également en faveur de cette hypothèse.

VIII-5-Discussion et conclusion

Les sections sismiques ont permis de visualiser la distribution des venues des roches magmatiques dans le bassin de Berkine. Contrairement aux autres bassins. Ce sont des roches intrusives qui s'interstratifient sous forme de laccolites dans deux niveaux différents : l'Ordovicien et le Silurien. L'étude pétrographique de ces roches montre qu'il s'agit essentiellement de roches basaltiques à textures doléritiques (dolérites) très altérées.

La mise en place de ces roches magmatiques est probablement liée aux accidents majeurs du bassin d'Illizi et de Berkine, notamment les accidents de direction NNESSO. Cependant, la localisation de ces roches à la même latitude géographique proche du méridien 29° et coïncidant avec une remontée du socle (môle d'Ahara) marquant la limite entre les bassins d'Illizi et de Berkine et semble indiquer l'existence en profondeur d'un linéament d'orientation E-O. L'intersection de ce linéament avec les accidents de direction NNE-SSO et subméridiens semble favoriser la mise en place des venues magmatiques.

Par ailleurs, l'existence de tels linéaments dans le bassin d'Illizi a été invoquée pour expliquer d'autres phénomènes d'ordres structuraux, H. Haddoum (2001) et magmatiques (mise en place des laves récentes de In Teria qui sont alignées selon une direction E-O ; notons que ces laves sont situées à la même latitude géographique que les intrusions de la région d'Issaouan), S.A. Kechid (2005).

La répartition de ces roches par rapport aux roches mères siluriennes et aux réservoirs ordoviciens et leur relation avec les éléments structuraux du bassin peut avoir une influence non négligeable sur le système pétrolier du bassin de Berkine du fait de type des eaux traversant les failles sous-jacentes, elles compliquent les réservoirs en colmatant les pores par le matériel des sulfates ou de barytine.

L'existence de roches magmatiques de même nature pétrographique (dolérites) dans les autres régions de la plate-forme saharienne localisées à la même latitude géographique (sondage Df-1A dans le bassin du Mouydir, Ougarta, Flanc Nord du bassin de Tindouf) semble indiquer que ce linéament s'étendrait probablement sur l'ensemble de la plate-forme saharienne autour du méridien 29°. Il correspondrait aux grands linéaments du socle qui caractérisent la plaque africaine (à l'exemple des linéaments guinéo-nubiens situés plus au sud, R. Guiraud (1985).

-Conclusion générale-

L'étude tectono-stratigraphique du Bassin de Berkine permet de montrer une série stratigraphique influencée par deux évènements orogéniques : la tectonique du Gondwana (Orogenèse Panafricaine) et la tectonique de la Téthys (Orogenèse Alpine), et englobe selon les subdivisions lithostratigraphiques huit mégaséquences allant du Cambro-Ordovicien au Crétacé, individualisées en paraséquences d'ordre inférieur transgressive-régressive limitées par des discordances tectoniques et tectono-glaciaire.

L'évolution géodynamique de la région de Berkine est régie par la tectonique généralisée de la plateforme saharienne, et d'après les données sismiques et les marqueurs sismiques observés sur les transects régionaux, on peut subdiviser cette évolution en neuf événements majeurs engendrant les différents systèmes pétroliers:

Les événements de l'orogénie Panafricaine au Protérozoïque plus tardif, ils coresspondent à la discordance infra-tassilienne, ces événements sont due à la collision des Cratons Est et Ouest Africain associée à un soulèvement majeur envahissant des failles Nord-Sud et les plis définissant le substratum régional. Cet orogène à caractère métamorphique avec les racines bifurquées, observées aux images sismiques contenant les roches ignées.

Les événements d'extention Areginienne, correspondent à la discordance areginienne qui constitue la base de quartzite de l'Hamra, ces événements d'extention sont les conséquences d'une subsidence tectonique le long de centre de bassin d'Illizi et la région NE de bassin de Berkine.

Les événements Calédoniens, Ils sont effectués au Silurien tardif anté-Dévonien, et plus attribués à la discordance parguienne de la base de Dévonien, caractérisés par la réactivation des failles locales Est-Ouest des moles d'Ahara et de Tihembouka.

Les événements Hercyniens (Varisques), du Dévonien tardif au Permien, correspondent à la discordance hercynienne, caractérisés par la réactivation transpressionale NE-SO des structures orientées N-S, vers Elbiod avec un soulèvement régional, cassure lithosphérique et érosion majeure des séries carbonifères.

Les évènements de rifting de la Téthys, du Permien tardif au trias et jurassique, correspond à la discordance hercynienne (Carbonifère tardif mi-trias) et à la discordance norienne, accentue la déformation extensionnelle N130E qui relie l'ouverture de la téthys, accompagné par un soulèvement thermique régionale et le volcanisme de Ldinien-norien.

Les évènements de la tectonique précoce du Crétacé, au Néocomien tardif anté-Aptien et marqué par la discordance de l'Aptien tardif, accentue une transpression senestre N160E le long des failles N-S de la région Elbiod et Amguid.

Les évènements de la phase atlasique précoce de l'orogénie alpine, du Santonien maastrichtien et correspondent à la discordance atlasique du crétacé tardif-paléogène et marquent le debut de collision N-

S Africo-eurasiatique et la réactivation transpressionnelle des structures orientées N-S de Berkine et Elbiod.

Les évènements de la phase atlasique S.S de l'orogénie alpine, au mio-post-eocène s'accordent à la discordance atlasique du crétacé-tardif au paléogène, un soulèvement régional N160E et un basculement vers le nord de la plateforme saharienne, le soulèvement de massif du hoggar atteint 2000 m, associé au volcanisme éocène.

Les évènements de l'orogénie alpine du mi-éocène au quaternaire avec des discordances majeures peu étudiées à cause des dépôts continentaux mineurs, cette orogénie correspondant au soulèvement de la plate-forme saharienne, par conséquent l'emplacement des nappes telliennes.

La plus part des bassins sahariens de la région, comme le bassin de Tindouf, de Reggane, de l'Ahnet, d'Oued Mya, de Mouydir, et Mourzouk, partagent une évolution géologique similaire. En effet la plupart de la déformation dans l'avant-pays saharien semble correspondre aux phases tectoniques majeures de cette orogénie au cours de la fin du carbonifère-permien (Haddoum et al., 2001), qui en raison des fortes contraintes tectoniques doit avoir propagé plus distalement dans la partie continentale.

Et d'un point de vue structural, ils divergent sur le degré de déformation au cours de l'Orogénie hercynienne, et leur subsidence mésozoïque, et par conséquent dans le potentiel d'exploration de leurs systèmes pétroliers.

Les lignes sismiques régionales et les sections montrent l'importance primordiale de l'érosion et la déformation paléozoïques. Ils indiquent que les intervalles du Paléozoïque ont été érodés dans toute la région, avec plus de 4000 m, par exemple, dans les moles de Hassi Messaoud.

Le soulèvement régional n'est probablement pas dû à la contrainte horizontale de l'Orogénie hercynienne elle-même mais le soulèvement thermique, post-orogénique, associé à des masses continentales assemblées de Pangée.

Une longue déformation est également évidente dans le plan de sous-affleurement est exprimée par des hauts fonds et des bas-fonds régionales telles que Talemzane, Dahar et les hauts fonds Amguid-El biod, et le synclinal Berkine-Illizi. Leur orientation variable peut être dû à la superposition hercynienne dans le nord d'Algérie et la Tunisie, et les caractéristiques liées à une compression, avec des éléments un peu plus jeunes de déformation en extension de l'extrême ouest de la Téthys.

L'analyse des réservoirs montre des couches qui sont potentiellement riche en gaz et pétrole, Le Sieginien(G) ou Dévonien Inférieur avec deux unités caractérisées par une bonne caractéristique pétrophysique, le Gedinian avec deux unités de réservoir (F6) où la perméabilité et la porosité sont relativement faibles, l'Emsien de réservoir (F4), le TAGI qui est le réservoir principal, caractérisé par une porosité élevée, la roche mère se compose essentiellement de schiste Silurien à graptolites comme roche mère principale et la roche à potentialité mineure du Frasnien.

Références Bibliographiques

- AKKOUCHE.M. (2007)-** Application de la datation par traces de fission à l'analyse de thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord (plateforme Saharien Occidentale, Algérie).*Th. Doc. Un. Bordeaux 1*, P. 282. 15 tab. 78 fig.
- ALI ZERROUKI AHMED, (2005),** Caractérisation du reservoir ra(zone 1-a, champ de hassi messaoud) par les donnees des diagraphies , la méthode flow unit et le recuit simule, *Univ. M. Bougarra Boumerdès, Mém. Mag. 127 p.*
- ALIEV M., KORJ M., OULMI M., MAZANOV V., MEDVEDEV E., ORIEV L. KOROTKOV V. (1970)-** Lithologie, faciès et paléogéographie du Paléozoïque du Sahara Algérien, 2e. Colloque scientifique, Boumerdes, Alger.
- ALIEV M., AIT LAOUSSINE N., ALESKINE G., BAROULINE G., LAKOVLEN B., KORJ M., KOUVYKINE J., MAKAROV V., MAZANOV V., MEDVEDEV E., MKRTCHIANE O., MOUTAFINOV R., ORIEV L., OROUJEVA D., OULMI M. et SAID A. (1971) -** Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. ALTAMIRA PROTOPRESS, S. A., p. 275, 68 fig.
- ALLEN P. & MERCIER F. (1987)-** Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t .III, n°7, p. 1-1247, 1269.
- ARMSTRONG, H.A., COE, A., 1997.** Deep-sea sediments record the geophysics of the late Ordovician glaciation. *Journal of the Geological Society of London* 154, 929–934.
- AYADI, A., DORBATH, C., LESQUER, A., BEZZEGHOUD, M., 2000.** Crustal and upper mantle velocity structure of the Hoggar swell (Central Sahara, Algeria). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 118, 111–123.
- BAALI A. & BOUTADARA A. (2010)-** Etude lithologique et découpage séquentiel des terrains Dévonien (Emsien- Eifelien) du Secteur d'Ain Cheikh (bordure orientale du Bassin de Reggane, Sahara, Algérie). *Mém. Ing. d'Etat, Univ. Oran*, p.74, 23 fig., 2 tab.
- BACHELLER, W.D., PETERSON, R.M., 1991.** Hassi Messaoud Field – Algeria; Trias Basin, Eastern Saharan Desert. In: Foster, N., Beaumont, B. (Eds.), *Structural Traps V. American Association of Petroleum Geologists, Treatise of Petroleum Geology, Atlas Oil and Gas Fields*, pp. 211–225.
- BASSETO D., BEN SALAH A., BEUF S., GABRIEL O., LACOTR., MOUSSINE-POUCHKINEA., PHILIPPE G. (1974a)-** Carte géologique d'Aoulef El-Arab. Ahnet et Mouydir. Service de la Carte Géologique, Algérie, jeu de 13 feuilles, échelle 1: 200 000, NG 31, N°. 941, p. 14.
- BECKER R.T & KIRCHGASSER W.T., (2007)-** Devonian Events and correlations. Geological Society, London, special Publication, 278.

- BELKACEMI AMEL**, (2010), Sédimentologie et diagenese des resevoir siluro-dévomieux (f6) de la région d'Hassi-Mazoula et ses régions limitrophes bassin d'Illizi. *Univ. M. Bougarra Boumerdès, Mém. Mag.* 227p.
- BENDELLA M.** (2004)- Séquence et Ichnofaciès de la sédimentation silico-clastique d'âge Famennien terminal (Béni-Abbes, Saoura). *Th. Mag. Univ. Oran*, p.1-142 ,38 fig. 3 tab.
- BESSEGHIER F.** (2008)-Contribution à l'étude lithostratigraphique et évolution séquentielle des terrains de Dévonien inférieur des coupes de « Km 30 » (Saoura) et du Foum Berlem (Ahnet) Bordure septentrionale et méridionale de la plate forme saharienne. *Mém. Ing. D'Etat, Uni. Oran* P.1-79, 25 fig, 2 Tab.
- BESSOLES, B.**, 1983, Le Craton Ouest – Africain. In: Fabre, J. (Ed.), *Lexique Stratigraphique International – Afrique de l'Ouest*, pp. 27–34.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., MAUVIEN A. ET LEGRAND P.** (1968)- Nouvelles observations sur le Cambro-ordovicien du Bled El – Mass, *Nlle. Bull. Publ. Ser. Géol., Algérie*. N°38.
- BEUF S., BIJU DUVAL, OLIVIER DE CHARPPAL, OLIVIER GARIEL, BENNACEF A., BUSSEL BLAK, ARENE J., ET BOISSONNAS J.** (1968)- Une conséquence directe de la structure de Bouclier africain, l'ébouche des bassins de l'Ahnet et de Mouydir du Paléozoïque inférieur. *Publ. Serv. Géol. Nlle. Série, Bull.* n° :38 P. 105-134.
- BEUF, S., BIJU-DUVAL, B., DE CHARPAL, O., GARIEL, O.,** (1969)-Homogénéité des directions des paléocourants du Dévonien inférieur au Sahara central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences D* 268, 2026–2029
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON D., GARIEL O., BENNACEF A.,** (1971)- les grès de Paléozoïque inférieur au Sahara (sédimentation et discontinuité évolution structurale d'un Craton), *Publ.: C.F.P. Coll. « sciences et technique du pétrole »* N° : 18 P. 1-464, 357 fig., 30 Pl., 1 carte h. t.
- BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., BEU S. & BENNACEF A.** (1968)-Lithostratigraphie du Dévonien inferieur dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). *Publications du Service Géologique de l'Algérie, Nouvelle Série, Bulletin* 38, 83–104.
- BIJU-DUVAL B.** (1999)- Géologie sédimentaire, Bassins, Environnement des dépôts et formation du pétrole. *Edi. Technip, France*.
- BLACK, R.**, 1967. Sur l'ordonnance des chaines métamorphiques en Afrique occidentale. *Chronique des Mines et de la Recherche Minière* 364, 225–238.
- BLES, J.L.** (1969)- Les relations des microfractures avec les plissements dans la région du Djebel Ben Tadjine et au 'km 30' (Chaines d'Ougarta-Sahara occidental- Algérie). *Pub. Serv. Geol. Algérie* 39, 193-204.

- BOOTE, D.R.D., CLARK-LOWES, D.D., TRAUT, M.W., 1998.** Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, vol. 132. Geological Society of London, Special Publication, pp. 7–68.
- BOUKHRIS M. (2005)-** Le Dévonien moyen de la coupe de Marhouma (Saoura, Sahara algérien nord occidental) analyse faciologique et dynamique sédimentaire. *Mém. Ing. d'Etat, Univ. Oran*, p.1-54, 22 fig., 3tab. 2pl.
- BOULLIER, A.-M., 1991.** The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar Shield (Algeria, Mali and Niger): a review. In: Dallmeyer, R.D., Le'corche', J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, London, pp. 85–105.
- BOUTERFA. B. (1999)-** Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Thèse. Mag. Univ. Oran*. 188p, 74.fig, 4.pl.
- BURKE, K., MACGREGOR, D.S., CAMERON, N.R., 2003.** Africa's petroleum systems: four tectonic 'Aces' in the past 600 million years. In: Arthur, T.J., Macgregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.), *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*, vol. 207. Geological Society of London, Special Publication, pp. 21–60.
- BUSSON G. (1967) –** le Mésozoïque Saharien Ire partie : l'Extreme-Sud tunisien. Publ. du centre de Rech. sur les zones arides, C.N.R.S. Paris, série géologie, n°8, 194 p., 18 fig., 4 tabl., 3pl.h.t. En noir, 4pl.h.t en couleurs.
- BRAHIM M. (2008) -** Lithostratigraphie et environnements sédimentaires durant le Dévonien inférieur et moyen de la coupe de Fegaguira Sud (Zone de transition Ougarta-Timimoun) Sahara algérien Nord-Occidental *Mém. Ing. d'Etat, Univ.*, Oran. p. 15 fig. 5tab.
- BRENCHELY P.J., ROMANO M. ET GUTIERREZ-MARCO J.C. (1986) –** Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide ordovician shelf in Iberia in Knight. R.J. and Mclean.J.R.. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memo II*, p.241-255.
- BRENCHLEY, P.J., MARSHALL, J.D., CARDEN, G.A.F., ROBERTSON, D.B.R., LONG, D.G.F., MEIDLA, T., HINTES, L., ANDERSON, T.F., 1994.** Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology* 22, 295–298.
- BRICE D. & OUALI MEHADJI A. (2009)-** Découverte d'une « faune naine » de pentamerida (brachiopoda dévoniens) à Gara Djebilet (flanc sud du bassin de Tindouf) en algérie. *Ann. Soc. Géol. du Nord. T. 16 (2ème série)*, p. 69-77, Novembre 2009.

Références Bibliographiques

- BOROCCO, J., NYSSSEN, R., 1959.** Nouvelles observations sur les “grès inférieurs” cambro-ordoviciens du Tassili interne (Nord-Hoggar). Bulletin Société Géologique de France 7, 197–206.
- BURKE, K., MACGREGOR, D.S., CAMERON, N.R., 2003.** Africa’s petroleum systems: four tectonic ‘Aces’ in the past 600 million years. In: Arthur, T.J., Macgregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.), Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies, vol. 207. Geological Society of London, Special Publication, pp. 21–60.
- BUSSON, G., 1998.** Sedimentary dynamics of the epicontinental platform: middle Cretaceous of the Algero–Tunisian Sahara. In: Dynamics and Methods of Study of Sedimentary Basins, Chapter 8. Association of French Sedimentologists, Oxford and IBH Publishing Co. Pvt. and Editions Technip, Paris, pp. 111–128.
- BUSSON, G., BUROLLET, P.F., 1973.** La Limite Permien-Trias sur la Plate-forme Saharienne (Algerie, Tunisie, Libye). In: Logan, A., Hill, L.V. (Eds.), The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary, vol. 2. Memoir – Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 74–88.
- CATUNEANU O. (2001)-** Flexural partitioning of the late Archaean with waterstand foreland system, south Africa. In: Eriksson PG, Cutuneanu O, Aspler L, Chiarenzelli J, Martins-Neto MA, editors. The influence of magmatisme, tectonics, sea level change and palaeoclimate on Precambrien Bsin evolution: change over time. *Sediment Geol Special Issue, vol. 141-142. 2001. 95-112.*
- CATUNEANU O. (2002)-** Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts; merits, and pitfalls. *J Afr Earth Sci 2002; 35/1:1-43.*
- CATUNEANU O. (2003)-** Sequence stratigraphy of clastic systems. Short course Notes *Geological Association of Canada, vol.16. 2003. 248 pp.*
- CATUNEANU O. (2006)-** Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 p.
- CHAMLEY H. (1987) -** Bases de Sédimentologie. Dunod. Paris. Coll. Geosciences, 178p.
- CHAMLEY H. (1988) –** Les milieux de sédimentation .*B.R.G.M* (éd), Paris, p.1-173, 1fig.
- CHAUOCHI, R., MALLA, M.S., KECHOU, F., (1998)** Sedimentological evolution of the Givetian–Eifelian (F3) sand bar of the West Alrar Field, Illizi Basin, Algeria. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa, vol.132. Geological Society of London, Special Publication, pp. 187–200.
- CHERRADI B., LAADILA M., BEN BOUZIANE A., EL HASSANI A., RAZOUANI A. (2007)-** Le Dévonien inferieur des Ouled Abbou (Maroc). Organisation sédimentaire, modalités diagénétiques et impact sur la porosité. *Estudios Geol., Vol. 63, n.º2, 87-101*

- CLARET, J., TEMPERE, C., 1967.** Une nouvelle région productrice au Sahara Algérien: l'anticlinorium de Hassi Touareg. In: Proceedings of the 7th World Petroleum Congress, Mexico 1967, vol. 2, pp. 81–100.
- COJAN J., RENARD M. (1997)** –sédimentologie. *Masson.* (ed)., 410p.
- COMBAZ, A., 1967.** Un microbios du Tremadocien dans un sondage d'Hassi-Messaoud. Actes de la Société Linneenne de Bordeaux. Série B, Tome 104 (29), 1–26.
- CONRAD J. (1969)**- L'évolution continentale post hercynienne du Sahara Algérien (Saoura, Erg-Chèche, Tanezrouft, Ahnet, Mouydir). Ed. C.N.R.S. (C.R.Z.A.). Service géologique 10, P 1-127.
- CONRAD J. (1972)**- Distension jurassique et tectonique eo-crétacé sur le Nord-Ouest de la plate forme africaine (bassin de Reggan, Sahara Central). Comptes Rendus Académie Sciences, Paris 274, 2423-2426.
- CONRAD J. (1973)**- Les grandes lignes stratigraphiques et Sédimentologique du Carbonifère de l'Ahnet Mouydir (Sahara central algérien). *IFP Revue*, vol. XXVIII, pp. 3–18. n°1
- CONRAD M. (1981)**- La part des déformations post-hercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine. C. R. Acad. Sci., Paris, 292, II, pp. 1058-1056.
- CONRAD J. (1984)** - Les séries carbonifères du Sahara central algérien. Stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. *Th. Doc.*, Aix Marseille III Univ., France, 359 p.
- CONRAD J., LEMOSQUET Y. (1984)** - Du craton vers sa marge: évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahnet- Timimoun-Bechar (Sahara Algérien) au cours du Carbonifère. Données paléoclimatiques. *Bull. Soci. Geol. France*, Serie 7, 26 (6). 987-994.
- CONRAD, J., MASSA, D., WEYANT, M., 1986.** Late Devonian regression and Early Carboniferous Transgression on the Northern African Platform. *Annales de la Société*
- COUREL, L., AIT SALEM, H., BENAOUISS, N., ET-TAUHAMI, M., FEKIRINE, B., OUJIDI, M., SOUSSI, M., TOURANI, F., 2003.** Mid Triassic to Early Liassic clastic-evaporitic deposits over the Maghreb Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196, 157–176.
- COWARD, M.P., RIES, C., 2003.** Tectonic development of North African basins. In: Arthur, T.J., Macgregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.), *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*, vol. 207. Geological Society of London, Special Publication, pp. 61–83.

- CHRISTIE-BLICK, N., & BIDDLE, K. T. (1985).** *Deformation and basin formation along strikeslip faults. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation.* Society of Economic Palaeontologist and Mineralogist:Special Publication, 1-34.
- CROSSLEY, R., MCDOUGALL, N., 1998.** Lower Palaeozoic reservoirs of North Africa. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, vol. 132. Geological Society of London, Special Publication, pp. 157–166.
- DARDOUR, A.M., BOOTE, D.R., BAIRD, A.W., (2004)** Stratigraphic controls on Palaeozoic petroleum systems, Ghadames Basin, Libya. *Journal of Petroleum Geology* 27, 141–162.
- DELFAUD J. (1972)-** Application de l'analyse séquentielle à l'explication lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du jurassique et du crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Mém. B.R.G.M, France.*, 77, pp.593-611, 12 fig., 17tab.
- DELFAUD J. (1974)- DELFAUD J. (1974a) -** La sédimentation deltaïque ancienne : exemple Nord saharienne. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, p. 241-262.
- DELFAUD J. (1974b) -** Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVI, 6, p. 643 – 650.
- DERDER M. E.M., HENRY B., AMENNA M., BAYOU B., DJELLIT H., GUEMACHE M. A., HEMMI A. (2008)-** New structural implications for the central Sahara (Algeria), from the revisited Upper Carboniferous “ Hassi Bachir ” Formation: Paleomagnetic constraints ,TECTO 124342; P. 8
- DJARFOUR NOUREDDINE. (2008),** Inversion des données sismiques par les réseaux de neurones artificiels : application du réseau à fonction de base radiale et du réseau récurrent d'elman. *Univ. M. Bougarra Boumerdès, Thèse Doc. 106 p.*
- DJARNIA, M., FEKIRINE, B., 1998.** Sedimentological and diagenetic controls on Cambro–Ordovician reservoir quality in the southern Hassi Messaoud area (Saharan Platform, Algeria). In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, vol. 132. Geological Society of London, Special Publication, pp. 167–174.
- DONZEAU M. (1971a)-** Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Thè. Doc. 3bma cycle, Faculté des Sciences, Orsay, France*, 267.
- DONZEAU M. (1971 b)-** Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Bull. Soc. His. Nat. Afrique Nord* 62 (2-31, 89-106.
- DONZEAU M. (1972)-** Les déformation hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, 2519-3522.

- DONZEAU M. (1974)**- L'arc Anti-Atlas-Ougarta (Sahara Nord occidental, Algérie, Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, 278, 417-420.
- DONZEAU, M., (1983)** Tectonique des monts d'Ougarta. In: Fabre, J. (Ed.), *Lexique Stratigraphique International – Afrique de l'Ouest*. Pergamon Press, Oxford, pp. 118–120.
- DRAOUI A (2009)** - Etude géologique de la région d'El Ahmer d'âge dévonien inférieur et moyen : implication lithostratigraphique et Sédimentologique (Bassin de Reggane, Sahara occidental, Algérie). *Mém. Ing. d'Etat, Univ.*, Oran 63 p. 22 fig.
- DRID M. (1989)**- Sur quelques aspects de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaâ (Sahara Central Algérien). Thèse Doctorat Etat, Bordeaux III, France, 239p.
- DUNHAM R. J. (1962)**- Classification of carbonates rocks according to texture, *in* classification of carbonates rocks. *A synp Amerecan, Assoc. Petrol; Tulsa, Mém.* 1, pp.108-12, 1 tabl.VII Pl.
- ESCHARD, R., HAMOUCHE, b. (2003)**- Alluvial Sequence Stratigraphy of the Triassic Basins in Algeria: a Tectonic and Climate control. (Abstract). In: AAPG International Conference and Exhibition, Barcelona, 2003.
- ESCHARD, R. BRAIK F. BEKKOUCHE, D. DESAUBLIAUX, G. HUSSEIN, d. (2003)** Challenges of sequence stratigraphy in the Siluro–Devonian succession of the Sahara Craton (Abstract). In: AAPG Hedberg Conference: Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Algeria, Algiers 2003.
- ESCHARD R. ABDALLAH H. BRAIK F. DESAUBLIAUX, g. (2005a)**- Focus on Algeria – The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. *First Break* 23, 27–38.
- ESCHARD R. HENNICHE M. BEN RAHUMA M. PROUST J.N. (2005b)**- Stratigraphic architecture of the Siluro–Devonian systems in Algeria and Libya: a Synthesis (Abstract). AAPG International Conference and Exhibition, Paris, 2005.
- ECHIKH K. (1975)**- Géologie des provinces pétrolifères de l'Algérie. Alger: Société Nationale d'Edition et de Diffusion, 173 pp.
- EMBRY A.F., JOHANNESSEN E.P. (1992)**- T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Special Publication, vol. 2. Norwegian Petroleum Society, pp. 121–146.
- FABRE J. (1976)** –Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. Soc. Nat. Ed. SNED. Alger, 142p. 163 fig., 4tabl. 4 pl.

Références Bibliographiques

- FABRE J., KAZI-TANI N. (1987)**- Part de l'héritage dans la déformation Phanérozoïque d'Sahara Central et Occidental (inédit).
- FABRE J. (1988)**- Les séries Paléozoïques d'Afrique: une approche. *Journal Africain Earth Sciences* 7 (1), p. 1-40.
- FABRE J. (2005)** – Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. *Géoscience*, p. 1-572.
- FAIRBRIDGE R. BOURGEOIS J., ed., 1978** – the encyclopedia of sedimentology. Dowden, Hutchinson and Ross, stroudsbouurg : 901 p.
- FEKIRINE, B., ABDALLAH, H., 1998.** Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan Platform, Algeria. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, vol. 132. Geological Society of London, Special Publication, pp. 97–108.
- FERAHTIA, JALAL, (2008)**, Le Domaine des attributs sismiques applique à la détection directe des hydrocarbures (étude de cas au sahara algérienne). Univ. M. Bougarra Boumerdès, *Mém. Mag.* 160 p.
- FERNANE HALIMA, (2012)**, Etude sedimentologique et diagenetique des reservoirs F6 (silurien argilo-greueux) de la region de gassi touil-bassin de berkine. Univ. M. Bougarra Boumerdès, *Mém. Mag.* 112 p.
- FISHER A.G. (1986)**- Climatic rythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 351 376.
- FLAMAND G.B.M.& LAQUIERE EMM. (1909)** - Pointes de flèches néolithiques en forme de « tour Eiffel » de l'Aoulef (sahara), *Bull. Tom* 6, n°6.
- FLAMAND G.-B.-M. (1911)** – Recherches géologiques et géographiques sur le Haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Tunisie du Sud). *The. Sc.Lyon.A.Rey*, 1001p. 152fig.et phot. 15 cartes, 7 cartes h.t. coul.
- FOLLOT J. (1951)**- Sur le style tectonique des Tassilis du Nord. *Comptes Rendus Sommaires Soc. Géol. France* 1 1-12, 208.
- FOLLOT J. (1952)**- Ahnet et Mouydir. 19^{ème} *Congr. Intern. Géol., Alger*. Monographie Régionale, Série 1, Alger, pp. 1-80, 36 fig.
- FOLLOT J. (1953)**- Sur les différentes phases tectoniques ayant affecté la bordure septentrionale du Hoggar. *Travaux institut Recherches Sahariens, Alger* 9, 137-142.

Références Bibliographiques

- FREULON JM. (1964)**- Etudes géologiques des séries primaires du Sahara central (Tassili n'Ajjer et Fezzan). *Publ. Centre, Rech. Zones Arides, CNRS. Ser. Géol.* 3:1–198
- GALEAZZI, S., HADDADI, N., BLANPIED, C., RUBINO, J.-L., OUSSET, E., 2000.** Lower Palaeozoic depositional cycles of the Berkine and Illizi Basins of the Algerian Saharan Platform: their development in the paleo-Tethys Gondwana continental margin. *Se'minaire de Géologie Pé'trolière, SGP4 – Sonatrach, Alger, November 2000.*
- GALEAZZI S. O. POINT, N. HADDADI, J. MATHER, D. DRUESNE, (2010)** Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview, *Marine and Petroleum Geology*, 27 (2010) 143–178.
- GHARBI AKILA, (2012)**, Cartographie des biseaux stratigraphiques du gedinnien de la zone nord ouest du bassin de berkine en utilisant l'inversion sismique (interwell-easy trace). *Univ. M. Bougarra Boumerdès, Mém. Mag.* 298 p.
- GHIENNE, J.-F., MOREAU, J., DEYNOUX, M., RUBINO, J.-L., 2003.** Architecture of a Late Ordovician ice-proximal multistorey paleovalley in the Murzuq Basin (Libya): implication for sequence stratigraphy (Abstract). In: AAPG Hedberg Conference: Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Algeria, Algiers, 2003.
- GARIEL O. (1968)** – Le paléozoïque inférieur de l'Ahnet et du Mouydir, recherches Sédimentologique, stratigraphique et structural, *Nlle. Bull. Publ. Ser. Géol., Algérie.* N°38, P 7 à 37.
- GUIRAUD, R., BELLION, Y., 1995.** Late Carboniferous to Recent Geodynamic evolution of the west Gondwanian, Cratonic, Tethyan Margins. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*, vol. 8. The Tethys Ocean, Plenum, New York, pp. 101–124 (Chapter 2A).
- GUIRAUD, R., 1998.** Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, vol. 132. Geological Society of London, Special Publication, pp. 217–229.
- GUIRAUD, R., 1999.** Palaeozoic geodynamic evolution of the northeastern African Epicratonic Basins: an outline. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 54, 15–26.
- GUIRAUD, R., DOUMMANG MBAIGANE, J.-C., CARRETIER, S., DOMINGUEZ, S., 2000.** Evidence for a 6000 km length NW–SE-striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. *Journal of the Geological Society of London* 157, 897–900.
- GAUTIER E.F. (1903)**-le Sahara Oranais. *Ann. Géogr.* t.12, n°63, p.235-259, 8 fig., 1carte h. t.

- GAUTIER E.-F. (1906)** - Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura, Gourara, Touat), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^{ème} série, t.6, p.729-766, 20 fig. et 1 carte en cou.ay 1/1000000.
- GAUTIER E. F. & CHUDEAU R. (1907)**- Esquisse géologique du Tidikelt et du Mouydir-Ahnet (Sahara). *Bull. Soci. Géol. de France*, Série 4 7, 195–218.
- GAUTIER E.-F. (1923)** – Le Sahara, Payot, éd., Paris, 174p.
- GAUTIER E.-F. (1928)** – Le Sahara algérien. Paris, Payot éd., 65 fig. et cartes, Photos.
- GRABAU, A.W., 1933.** Oscillation or Pulsation. In: International Geological Congress, Report of the XVI Session, United States of America, Washington, D.C., vol. 1, pp. 539–553.
- GRAS, R., & CRAVEN, M.E. (1998)** *Integrated workstation interpretation of multiazimuth offset VSP data west Texas case study.* The Leading Edge, 306-310.
- GREG H. BROWNE, TIM R. NAISH (2003)**- Facies development and sequence architecture of a late Quaternary fluvial-marine transition, Canterbury Plains and shelf, New Zealand: implications for forced regressive deposits ;*Sedimentary Geology* 158 (2003) 57–86.
- GUEMACHE M. A., DJELLIT H., DERDER M., GHARBI S., et YMMEL H. (2009)**- Nouvelles données structurales sur la bordure nord orientale du bassin de l’Ahnet (Nord-ouest Hoggar, Algérie). Implications dans la structuration des séries paléozoïques. *Bull. Servi. Géol. Natio.* Vol. 21, n° 1, pp. 25 - 37, 5 fig.
- GUILLOCHEAU F. (1991)**- Mise en evidence de grands cycles transgression-régression d’origine tectonique dans les sédiments mésozoïque du Bassin de Paris.*C.R.Acad. Sci, Paris*, 312-p. 1587-1593.
- GUIRAUD, R., 1998.** Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark- Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, vol. 132. Geological Society of London, Special Publication, pp. 217–229.
- GUIRAUD, R., 1999.** Palaeozoic geodynamic evolution of the northeastern African Epicratonic Basins: an outline. *Abhandlugen der Geologischen Bundesanstalt* 54, 15–26.
- GUIRAUD, R., Bellion, Y., 1995.** Late Carboniferous to Recent Geodynamic evolution of the west Gondwanian, Cratonic, Tethyan Margins. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*, vol. 8. The Tethys Ocean, Plenum, New York, pp. 101–124 (Chapter 2A).

- GUIRAUD, R., Doummang Mbaigane, J.-C., Carretier, S., Dominguez, S., 2000.**
Evidence
for a 6000 km length NW–SE-striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament.
Journal of the Geological Society of London 157, 897–900.
- H. DJELLIT, H. BELLON, A. OUABADI, M.E.M. DERDER, B. HENRY, B. BAYOU, A. KHALDI, K. BAZIZ, M.K. MERAHI, Âge $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, Carbonifère inférieur, du magmatisme basique filonien du synclinal paléozoïque de Tin Serririne, Sud-Est du Hoggar (Algérie), *C. R. Geoscience* 338 (2006) 624–631.**
- HADDOUM H. (1997)-** Le Sahara central dans les régions de l’Ahnet et de Bled El Mass: Une zone mobile hercynienne. Résumé, 3ème Séminaire de Géologie Pétrolière, Algérie pp. 82-83
- HADDOUM H., GUIRAUD R. AND MOUSSINE-POUCHKINE A. (2001) -** Hercynien compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova* 13,3, pp. 220- 226.
- HENNICHE, M., ESCHARD, R., PROUST, J.N.,HAMEL, A.,PARIS, F., (2003)**
Depositional models and reservoir architecture of the Siluro–Devonian series in outcrops and subsurface of Illizi basin (Algeria) (Extended Abstract). In: AAPG Hedberg Conference: Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Algeria, Algiers, 2003.
- HOUSE, N., FULLER, B., & BEHRMAN, D. (2009)** *Design through interpretation of a very large 3D VSP in a complex area in Jonah Field, Wyoming.* The Leading Edge, 1368-1379.
- HARMS J.C. (1975) –** Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. In : “depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences”, J.C Harms; J.B. Southard; D.R. Spearing & R.G. Walker (éds). *Soc. Econ. Paleontologists*, short course, 2, pp. 81-102.
- HARMS J.C, SOUTHARD J.B, WALKER R.G. (1982) –** Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Mireal.*, Short Course, n°9, 251p.
- HASSAN KERMANDJI A. M., KOWALSKI W. M., KHELIFI TOUHAMI F. (2008)-**
Précision stratigraphique à partir de miospores du Dévonien inférieur et de la base du Dévonien moyen dans la région du Tidikelt (Sahara central, Algérie), *Géobios*. 227–251.
- HASSAN KERMANDJI, KHELIFI TOUHAMI F., KOWALSKI W. M., BEN ABBES S., BOULARAK M., CHABOUR N., LAIFA E. L. & BEL HANNACHI H. (2009)-**
Stratigraphie du Dévonien Inférieur du Plateau du Tidikelt d’In Salah (Sahara Central Algérie). t. 96, pp. 67-82.
- HAUG (1903)-** Le cycle des phénomènes géologique. In la science au XIX^{ème} siècle. 1 p. 343-349.

- HIRST, J., BENBAKIR, A., PAYNE, D., WESTLAKE, I., (2002)** Tunnel valleys and density flow processes in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi Basin, Algeria: influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology* 25, 297–324.
- ISLAM ELGHRIBI, (2013),** GEOEXPLO, Etudes et Equipements en Géosciences, *Bt. SCB 12, N° 06, Cité 602 Lgts, les dunes, Cheraga-Alger.*
- J. THOUVENIN,** A propos des structures de MEREKSEN et de STAHL. *Document Sonatrach.*(1975) 28 p.
- JEAN MARC CHASSERY, (1999),** Laboratoire LIS ENSIEG, *Domaine Universitaire, BP 46, 38402 SAINT MARTIN D'HERES CEDEX, France.*
- JOHNSON J.G., MURPHY M.A. (1984)-** Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1349–1359.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A. (1985)-** Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin* 96, 567–587.
- JOHNSON H D., BALDWIN C.T. (1986) -** Shallow siliciclastic seas. In READING H.G. (ed): *Sedimentary environments and facies.* Boston. Blackwell, p. 229-282.
- KHALDI A. Y. et EL-MOUMEN A. (2008)-** Etude lithostratigraphique et environnementale de Dévonien inférieur du secteur de Ain- eh-Cheikh (Bassin de Reggane, Sahara Algérien), *Mém. Ing. D'Etat. Uni. D'Oran.* P1-75, 27 fig., 5tab.
- KAZI-TANI N. (1986) –** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doc. -Sci., Univ. Pau,* 784p.
- KHOUDJAOUI A. (2008)-** Le Dévonien inférieur de bassin de Reggane (Sahara occidental-Algérie) : Sédimentologie, Bio-stratigraphie, et stratigraphie séquentielle. Th. Maj. Univ. Boumerdès. P.124. 27 fig., 5 tab.
- KILIAN C. (1922) -** Aperçu général de la structure des Tassilis des Ajjer. *Compte. Rendu. Acad.* 410 .Scie. Paris 175, 825.
- KILLIAN C. (1925) -**Essai de synthèse de la géologie du Sahara Sud Constantinois et du Sahara central. *C. R. Acad. Sc. Paris,* t. CLXXVI, p. 1-1722.
- KLEIN G. DE. V. (1977) -** Clastic tidal facies: Champaign Illinois. Continuing educ. Publ. Co., 149p.

Références Bibliographiques

- KLITZSCH, E., 1970.** Die Strukturgeschichte der Zentral-sahara – Neue Erkenntnisse zum Bau und zur Paläogeographie eines Tafellandes. *Geologische Rundschau* 59 (2), 459–527.
- KLUPFEL W. (1917)**- Über die sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. *Geol. Rundschau*. Stuttgart, vol. 7, p. 97-109, 1 fig.
- KRAPEZ B. (1996)**- Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in Precambrian successions. *Australian Journal of Earth Sciences* 43, 355–380.
- KUMAR N., SANDERS J. E. (1976)** – Characteristics of shoreface storm deposit: modern and ancient examples. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 46, p. 145-162.
- LAPPARENT A.-F. (1947a)** – Stratigraphie et l'âge du Continental intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt (Sahara algérien). *C.R. Acad. Sci.*, t. 255, p.754-756.
- LAPPARENT A.-F. (1947b)** – les phases de plissements et les mouvements épirogéniques dans le Touat (Sahara algérien). *C.R. somm. Soc., Géol. Fr.*, p. 234-236.
- LAPPARENT A.-F. (1953)**- Répartition des gisements de Vertébrés et d'Invertébrés actuellement connus dans le « continental intercalaire » du Sahara. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6ème série. t. 3, p. 456, 1fig.
- LATRECHE S. & COQUEL R. (1969)** - Stratigraphie, sédimentologie et palynologie de la Formation d'Illerène (Dévonien-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara algérien) *Bull. Ser. Géol. de l'Algérie* Vol. 7, n° 1, pp. 87-107, 7 fig., 3Pl.
- L'HOMER, A., 1967.** Précisions sur la lithologie et la sédimentologie des grès du Cambrien (Zones "Ri" et "Ra") à Hassi Messaoud Sud. Publication Service Géologique Algérie (Nouvelle série), Bulletin 35, 105–125.
- LEGRAND P. (1962-1985)**- Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien, *Mém. B.R.G.M.*, n°33, P 50-52.
- LEGRAND-BLAIN M. (1970)**- Les *Syringothyris* (Brachiopodes, Spiriferacea) du Visien-Namurien du Sahara algérien. *Bull. Tom 61*. P 19-58.
- LEGRAND P. (1981)**- Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara Algérien.
- LEGRAND P. (1983)**- Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque: Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. *Lexique Stratigraphique Inter., Nlle., Série 1*, 96
- LEGRAND P. (1985)**- Réflexions sur la transgression Silurien au Sahara algérien. 110e Congr. Nat. des sociétés savantes, Montpellier, 1985, fasc. VI. géologie africain- colloque série. Paris C. T. H.S, p. 1-170.

Références Bibliographiques

- LELUBRE M. (1952)** – Recherche sur la géologie de l’Ahaggar centrale est occidental (Sahara central). Bull Serv. Carte Géol., Algérie, (2), Stratigr., descriptions région, 22 t. 1 : 354 p, t. 2.
- LOI, A. DABARD, M.P. (2000)** – Stratigrafia ad alta risoluzione nei depositi di piattaforma distale : esempi dell’Ordoviciano armoricano e sardo. *Accademia Nazionale di Scienze Lettere e Arti di Modena*, 21 : 153-160.
- LOI, A. DABARD, M.P. (2002)** – Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments. *Sedimentary Geology*, 153 : 65-84.
- LOMBARD A. (1956)** - Géologie sédimentaire, les séries marines. Masson édit., Paris, 722 p. 180 fig., 13 pl. ht.
- LOMBARD A. (1972)** - Séries sédimentaires. Genèse. Evolution. Masson édit., Paris., 427 p., 89 fig.
- LUNING, S., CRAIG, J., LOYDELL, D.K., S’TORCH, P., FITCHES, B., (2000)** Lower Silurian ‘hot shales’ in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews* 49, 121–200.
- LUNING, S., ADAMSON, K., CRAIG, J., (2003)** Frasnian organic-rich shales in North Africa: regional distribution and depositional model. In: Arthur, T.J., Macgregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.), *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*, vol. 207. Geological Society of London, Special Publication, pp. 165–184.
- LUNING S., WENDT J., BELKA Z., KAUFMANN B. (2004)** - Temporal–spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new field data from the Ahnet Basin (Algeria) *Sedimentary Geology* 163 (2004) 237–2.
- MAKHOUS, M., GALUSHKIN, Y.I., 2003.** Burial history and thermal evolution of the northern and eastern Saharan basins. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 87, 1623–1651.
- MASSA, D., JAEGER, H., (1971)** Donne’ es stratigraphiques sur le Silurien de l’Ouest de la Lybie. In: Colloque Ordovicien–Silurien, Brest. Me’moire 73, B.R.G.M., pp. 313–321.
- MATESIC, M. (2007)** *Structural and stratigraphic controls on the Mesaverde reservoir performance: Rulison Field, Garfield County, Colorado*. M.S. Thesis, Colorado School of Mines.
- M.C. CHABOU, (2001)** Etude pétrographique et géochimique du magmatisme mésozoïque de l’Ouest de la plate-forme saharienne. *Mémoire de Magister, ENP, Alger, 181 p.*

- MAINGUET M. (1972)**- Le modelé des grès, problèmes généraux. Tome:1, P 8-14.
- MEKAHLI L. (1998)**- Evolution des monts des Ksour (algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Boistratigraphie, Sédimentologie, Paléogéographie et Stratigraphie Séquentielle. *Docum. Lap. Géol. lyon*, n°147, 319 p., 67 fig., 49 pl.
- MENCHIKOFF N. (1924)**. Sur l'âge des grès d'Ougarta (Sahara occidental), C. R. Acad. Sci. Paris, 187, 733-734. M. Akkouche – Thèse Université Bordeaux 1 – 2007-226
- MENCHIKOFF N. (1930)**. Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 3, 2, 103-207.
- MENCHIKOFF N. (1949)**. Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidentale. *Ann. Hébert et Hang, Paris, Livre Jub. Jacob, VII*, 303-325.
- MENCHIKOFF N., ALIMEN H., LE MAITRE D., PETTER G. ET POUEYTO A. (1952)**. Les chaînes d'Ougarta et de la Saoura. 19ème *Congr. Géol. Inter, Alger. Monogr régionale*, 1ère série, Algérie, 15, 205-222.
- MEYENDORFF A. (1938)**. Note sur le Gourara (Sahara occidental). *Rev. Geogr. Phys. Et Géol. Dyn.*, 11, 2, 150-155.
- M. Filali, (2001)** Le volcanisme de la province triasique : critères pétrographiques et géochimiques. *Mémoire de Magister, ENP, Alger*.
- MIHOUBI, ABDELHAFID, (2008)**, Classification lithologique des attributs sismiques par les réseaux de neurones artificiels comparaison entre les cartes auto-organisatrices de kohonen et le perceptron multicouches. *Univ. M. Bougarra Boumerdès, Mém. Mag. 85 p.*
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., et Sangree, J.B., 1977**, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, *in: Payton, C.E., ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26*, p. 117-133.
- M. Makhous, Y.I. Galushkin**, Burial history and thermal evolution of the northern and eastern Saharan basins. *AAPG Bulletin, 87(10)(2003) 1623-1651*.
- MONOD T. (1932)**- L'Adrar Ahnet. Contribution à l'étude physique d'un district saharien (en collaboration avec Jaques Bourcart). *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 4–5, 1–136. *In WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C., LUBESSEDER S. (2006)*

- MOUSSINE-POUCHKINE A. (1971)**- Les constructions récifales du Dévonien moyen du Pays Bas de l'Ahnet (Sahara Central, Algérie). *Bull. Soci. Hist. Natur. De l'Afrique du Nord* 63, 79–88.
- MOUSSINE-POUCHKINE, A. (1976)**- Le D'évonien. In Introduction à la géologie du Sahara Algérien (éd. J. Fabre), pp. 119–69. Alger: Société Nationale d'Édition et de Diffusion.
- NOUREDDINE YAHI, RAINER G. SCHAFFER, RALF LITTKE (2001)**: Petroleum generation and accumulation, in the Berkin Basin, Eastern Algeria. *AAPG. Bulletin*, vol. 85, n°8 (August), pp.1439-1467.
- NYSSSEN, R., PERRODON, A., TEMPERE, C., LELOUP, (1964)**. Essai de Nomenclature Lithostratigraphique du Cambro–Ordovicien Saharien. Colloque tenu par des compagnies pétrolières à Paris les 20, 21, et 22 février 1962. Mémoires hors-série No. 2, Société Géologique de France.
- O. POINT , (2009)**- Total S.A., 2, place Jean Millier - La Défense 6, 92078 Paris, La Défense Cedex, France.
- OUBEBSIR, L., PARIS, F., 1995**. Chitinozoaires ordoviciens du Sahara Algérien: Biostratigraphie et affinités paléogéographiques. *Review of Palaeobotany and Palynology* 86, 49–68.
- OUALI MEHADJI A.E.K.(2004)** - les Brachiopodes du niveau majeur Emsien Supérieur Eifélien inférieur de la Saoura (le Sahara Nord Occidental, Algérie). Marqueurs évènementiels de la transgression fini-Emsienne. (Paléontologie, biostratigraphie, Taphonomie, et environnements Sédimentaires), *Th. Doc. D'Etat, Uni. Oran*, P.1-226, 97 fig., 3 Pl.
- P. JACQUEMONT, (1971)** Les dolérites du Paléozoïque saharien. *Rapport inédit, Sonatrach Exploration*, 22 p.
- P. LOGAN, I. DUDDY, (1998)** An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation. In : *D.S. MacGregor, R.T.J. Moody, D.D. Clark-Lowes (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 132, 231–263.*
- PERES J. M. (1961)** : Océanographie biologique et biologie marine. La vie benthique. *Univ. Fr., Coll. Euclide*, Paris, p. 1-541.
- PEYBERNES, B., KAMOUN, F., BEN YOUSSEF, M., TRIGUI, A., GHANMI, M., ZARBOUT, M., FRECHENGUES, M., 1994**. Sequence stratigraphy and micropaleontology of the Triassic series from the southern part of Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 17, 293–305.

Références Bibliographiques

- POSAMENTIER H.W., KOLLA V. (2003)**- Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73 3, 367–388.
- POSAMENTIER H.W., WALKER R.G. (2006)**- Deep-water turbidites and submarine fans. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. Special Publication, vol. 84. Society for Sedimentary Geology (SEPM), pp. 397–520.
- READING J. (1996)** : Sedimentary environments : Process, Facies and Stratigraphy. *Blackwell Sciences ed.*, p. 1-655.
- REINECK H.E., WUNDERLISH F. (1968)**- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, n°11, p. 99-104.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1980)** - Despositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. 2nd ed., *Springer Verlag*, Berlin, 549p.
- RIQUIER L. (2005)**- Perturbation des environnements marins, a la limite Frasnien-Famennien (Dévonien terminal), *Th. Doc. Uni. Lille* .P 13-458.
- ROBERTSON (2000), Sonatrach**, Etude sédimentologique, diagénétique et modélisation sismique des niveaux réservoirs du Bassin d'Illizi, Algérie. *Rapport inédit, (2000) Sonatrach Exploration*.
- ROJAS, N. (2008)** *Spectral Decomposition applied to time-lapse seismic interpretation at Rulison Field, Garfield County, Colorado*. M.S. Thesis, Colorado School of Mines.
- ROGNON P., OLIVIER DE CHAPPAL, BIJU DUVAL ET OLIVIER GARIEL, (1968)**- Les Glaciations Siluriennes dans l'Ahnet et le Mouydir, (Sahara Central), *Bull.* N°:38, P.53-81.
- ROSS, C.A., ROSS, J.R.P., (1988)** Late Paleozoic transgressive–regressive deposition. In: Wilgus, C.K., Posamentier, H., Ross, C.A., Kendall, C.G. (Eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach*, vol. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Memoir, pp. 227–247.
- ROSSI, C., KA' LIN, O., ARRIBAS, J., TORTOSA, A., 2002.** Diagenesis, provenance and reservoir quality of the Triassic TAGI sandstones from the Ourhoud field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria. *Marine and Petroleum Geology* 19, 117–142.
- RUBINO J.L. (1984)** – synthèse bibliographique des connaissances sur les sables de plate forme totale – C. F. P., Dir. Fonct. Explor. I, Dép. Lab. Explor, 61p
- RUBINO, J.-L., DEYNOUX, M., GHIENNE, J.-F., MOREAU J., BLANPIED, C., LAFONT, F., ANDRES- CALATRAVA, R., GALEAZZI, S., MYNTH, T., SOMMER,**

- F., 2003a.** Late Ordovician Glaciation in Northern Gondwana, Reappraisal and Petroleum Implications (Abstract). In: AAPG Hedberg Conference: Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Algeria, Algiers.
- RUBINO, J.-L., GHIENNE, J.-F., DEYNOUX, M., MOREAU, J., LE HERON D., 2003b.** Variability of Depositional Systems related to the Latest Ordovician Glacial Events in Northern Gondwana (Abstract). In: AAPG Hedberg Conference: Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Algeria, Algiers.
- RUBINO, J.-L., GALEAZZI, S., SBETA, A., 2003c.** Guide Book Supplement Day 1, The Triassic Succession of Jabal Nefusaj, NW Libya. Sedimentary Basins of Libya, Second Symposium Geology of Northwest Libya, Tripoli 2003, 1–23.
- SIMPSON E.L., ERIKSOON K.A. (1990),** Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: An example of the early history of passive margin. *Jour.Sedim.Petrol.* v.60,n°1,p.84-100.
- SOUGY J. (1964)-** Les formation paléozoïque du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale) : étude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. Laboratoire de Géologie. Faculté des sciences. Dakar.
- SPENCE G.H., TUCKER M.E. (2007)-** A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *Journal of Sedimentary Research* 77, 797–808.
- STAMPFLI, G., MARCOUX, J., BAUD, A., 1991.** Tethyan margin in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, 373–409.
- STAMPFLI, G., MOSAR, J., FAVRE, P., PILLEVUIT, A., VANNAY, J.C., 2001.** Permo–Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. In: Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Me´moires du Museum National d’Histoire Naturelle Paris* vol. 186, 51–108.
- STORTI, F., HOLDSWORTH, R.E., SALVINI, F., 2003.** Intraplate strike-slip deformation belts. In: Punkhurst, R.J. (Ed.), *Intraplate Strike-slip Deformation Belts*, vol. 210.
- STRASSER A., PITTET B., HILLGARTNER H., PASQUIER J.-B. (1999)-** Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology* 128, 201–221.
- SUTCLIFFE, O.E., DOWDESWELL, J.A., WHITTINGTON, R.J., THERON, J.N., CRAIG, J., (2000)** Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth’s orbit. *Geology* 28, 967–970.
- TAHIRI A. & LAZREQ N. (1988)-** précision stratigraphique sur le Dévonien de la ride d’El Hammam, (Nord d’Oulmès), conséquence paléogéographiques. *Bull. Insti. Scie.* Rabat, n°13 P. 47-51.

Références Bibliographiques

- TOTAL (2010)** Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview, 27 (2010) 143–178.
- TURNER, P., PILLING, D., WALKER, D., EXTON, J., BINNIE, J., SABAOU, N., 2001.** Sequence stratigraphy and sedimentology of the late Triassic TAG-I (Blocks 401/402, Berkine Basin, Algeria). *Marine and Petroleum Geology* 18, 959–981.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., PEREZ-CRUZ, G., 1991.** The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation– an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, pp. 617–659.
- VIALLY, R., LETOUZEY, J., BENARD, F., HADDADI, N., DESFORGES, G., ASKRI, H., BOUDJEMA, A., (1994)** Basin inversion along the North African Margin, The Saharan Atlas (Algeria). In: *Peri-Tethyan Platforms*. Editions Technip, Paris, pp. 79–118.
- VILLENEUVE, M., BASSOT, M., ROBINEAU, J.P., DALLMEYER, R.D., PONSARD, J.F., (1991)** The Bassaride Orogen. In: Dallmeyer, R.D., Le'corche', J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 151–185.
- VERRIEN, J.P., COURAUD, G., MONTADERT, L., 1967.** Applications of production geology methods to reservoir characteristics analysis from outcrops observations. In: *Proceedings of the 7th World Petroleum Congress, Mexico, vol. 2*, pp. 425–446.
- VIALLY, R., LETOUZEY, J., BENARD, F., HADDADI, N., DESFORGES, G., ASKRI, H., BOUDJEMA, A., 1994.** Basin inversion along the North African Margin, The Saharan Atlas (Algeria). In: *Peri-Tethyan Platforms*. Editions Technip, Paris, pp. 79–118.
- WALKER R.G. (1984)** – Shelf and shallow marine sands. In WALKER R.G. (ed): *facies models*. 2nd ed., *Geoscience Canada. Reprint ser. 1, Geol. Ass. Can.*, p. 141-170.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C., LUBESIEDER S. (2006)-** Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geol. Mag.* 143, 269–299. *Un. Press*.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z. (2009)-** Devonian stratigraphy and depositional environments in the southern Illizi Basin (Algerian Sahara). *Journal of African Earth Sciences* 54 (2009) 85–96.
- ZAZOUN R. S. (2001)** - La tectogénèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnet et la région de Bled El'Mass, Sahara Algérien: un continuum de déformation, *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 32, No. 4. pp. 669-697.

Références Bibliographiques

- ZEINI A. (2006)**- Etude stratigraphique et organisation séquentielle des terrains du Dévonien inférieur et moyen de Gara Djebilet (flanc Sud du bassin de Tindouf, Algérie Sud-ouest) *Mém. Ing. Univ. Oran*, p.70, 21 fig. 1tab.
- ZERKOUNE A. (2009)**- Modélisation de l'incertitude géologique par simulation stochastique de cubes de proportions de faciès : Application aux réservoirs pétroliers de type carbonaté ou silico-clastique. *Th. Doc .Un. Joseph Fourier, Grenoble I.*
- ZIANE M. (2006)** - Etude faciologique et séquentielle de la formation de Teferguenit (Praguien terminal –Emsien) de la région de Marhouma (Béni- Abbés, Algérie) *Mém. Ing. Univ. Oran*, p.1-66, 7tab. 14fig.
- WILDI, W., 1983.** La chaine tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 24 (3), 201–297.
- WHITBREAD, T., KELLING, G., (1982)** Mrar Formation of western Libya – Evolution of an Early Carboniferous delta system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 1091–1107.
- ZIEGLER, P.A., (1990)** Geological Atlas of Central and Western Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij and Geological Society, London, pp. 239 and enc. 56.

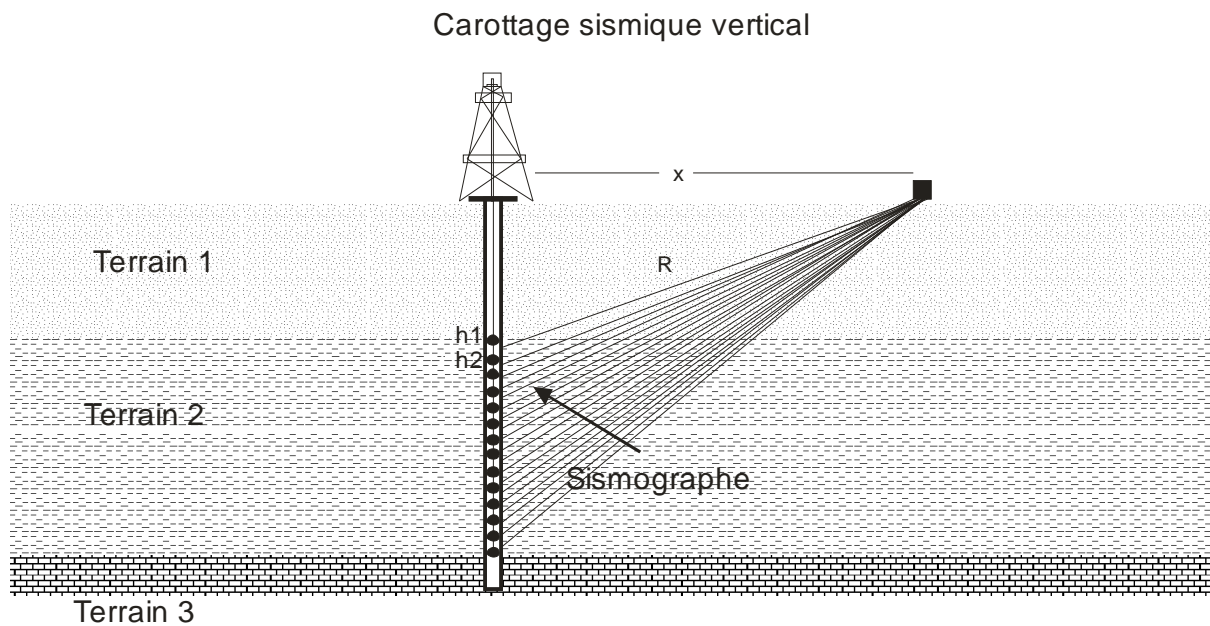
ANNEXE

Réalisation des cartes en Isochrone et isobathe au toit du Silurien

On définit sur une section temps l'objectif pétrolier, l'horizon sismique : noté (A), qui correspondrait au toit de Silurien. Fig.2

On doit tout d'abord s'assurer que cet horizon sismique est bien le toit du silurien. Pour cela

On s'appuie sur les données de forage, les données de diagrapie, carottage sismique pour la détermination de la vitesse sismique de cet horizon et des données de carottes pour l'identification pétrographique. Fig.1



$$R = \sqrt{x^2 + h^2} \Rightarrow V = \frac{R}{t}$$

V : vitesse calculée ; ΔT : temps mesuré donné par le sismographe ; R : trajet du rayon sismique ; h : profondeur à laquelle se situe le sismographe

Fig.1 Schéma du carottage sismique vertical

1. Les données de forage : Profondeur (h) et vitesse (v)
2. Les données de la section sismique : temps (réflecteur sismique)

Connaissant la vitesse déterminée par le carottage sismique, on calcule la profondeur à laquelle se situe l'horizon sismique.

Cette profondeur à laquelle se situe le réflecteur sismique devrait être corrélée avec celle donnée par le forage qui après analyse pétrographique, confirme que ce niveau stratigraphique est bien celui du silurien.

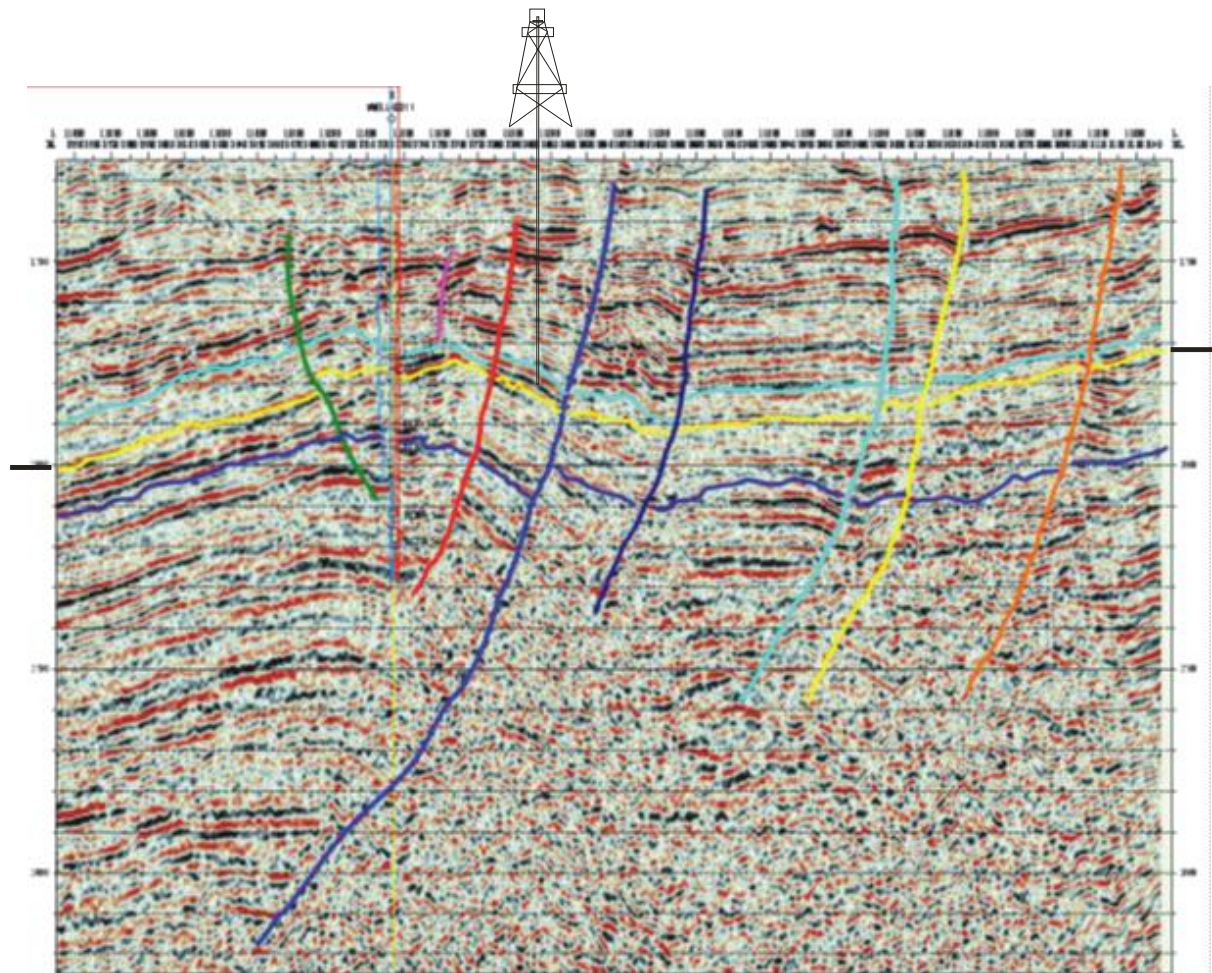


Fig.2 Identification du niveau Silurien à partir de la section sismique

On réalise une carte en isochrone en cartant d'abord l'horizon (toit de Silurien) sur toute la longueur du profil sismique puis sur l'ensemble des profils, et on réalise finalement une carte isochrone au toit de Silurien on joigne les iso valeurs de temps.

Concernant la réalisation des cartes en isobathes :

Connaissant la vitesse des ondes sismiques au niveau de l'horizon du Silurien et la carte en isochrone correspondant ; Il suffit de multiplier chaque valeur de temps correspondant à chaque trace portée sur le profil sismique par la vitesse on obtient la profondeur et on réalise finalement la carte en isobathe du toit du Silurien.

Réalisation des cartes en Isopach du Silurien

La réalisation d'une carte en isopach

Pour réaliser une carte en isopach, il suffit de faire la différence des profondeurs correspondant au toit et au mur du Silurien , obtenues respectivement à partir des cartes en isobathes.