



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

UNIVERSITE MOULOU D MAMMERI
FACULTE DES SCIENCES BIOLOGIQUES ET DES SCIENCES AGRONOMIQUES
DOMAINE DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DE BIOLOGIE

MEMOIRE

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

En : **GEOLOGIE**

Spécialité : Géodynamique des bassins sédimentaires

Par

HAMLAOUI Soumia et KACI Tassadit

THEME

Caractérisation géodynamique du passage
Ordovicien-Silurien du flanc Sud du bassin de
Tindouf (Sahara occidental algérien)

Encadré par : Mr AMROUCHE Farid

Soutenue publiquement le 14/11/2015, devant le jury composé de :

Mr KARDACHE Ramdane	MCA	Président
Mr AMROUCHE Farid	MAA	Rapporteur
Mr BRAHMI Boualem	MAA	Examineur
Mr BENHAMOUCHE Azzeddine	Chargé de recherche CGS	Examineur
Melle SAHOUI Ratiba	MAA	Examinatrice

Promotion 2014/2015

un jour, alors que nous étions toute



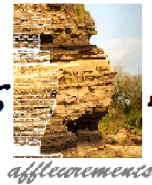
, nous avons décidé de devenir



alors, nous avons acheté deux  *et nous*

avons grimpé des  *puis, nous nous*

sommes demandés ce que c'étaient ces



alors nous avons ramené plein  *ce qui*

a donné naissance à un  *et beaucoup*

de plaisir.

AVANT –PROPOS

« C'est le travailleur solitaire qui découvre un sujet nouveau, mais plus le monde devient compliqué, moins nous sommes capables de conduire quoi que ce soit jusqu'au succès sans la collaboration des autres ». Christian JOUGLA

Au terme de ce travail, on tient à remercier en premier lieu, notre seigneur Dieu, qui nous a donné la force et la patience d'achever ce travail.

Ce mémoire n'aurait pas pu être mené à bon port sans l'intervention de ceux à qui nous consacrons nos premières pages pour leur rendre hommage, celles et ceux qui ont œuvrés et contribués de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail qu'il nous soit permis de vous dire qu'on vous est gré de votre aide et soutien. C'est avec beaucoup de plaisir que nous écrivons cette partie qui sera sûrement la plus lue de tout notre mémoire.

Notre reconnaissance va d'abord à notre promoteur **Mr AMROUCHE F.** d'avoir accepté de nous encadrer et de nous avoir accompagné sur terrain.

Nous tenons à remercier vivement **Mr KARDACHE R.**, qui a accepté de présider et de juger notre travail.

On doit tellement à **Mr BRAHMI B.** Nous tenons à lui témoigner notre profonde gratitude pour ses précieux conseils, sa patience, sa disponibilité et surtout ses encouragements continus. Nous le remercions affectueusement et chaleureusement pour tous les désagréments que nous lui avons causé, car il nous a accordé un intérêt particulier, nous avons profités de toutes ses critiques justifiées et judicieuses, c'est aussi une amitié qui s'est tissée.

On voue une vive gratitude à **Mr BENHAMMOUCHE A.**, d'avoir apporté son avis critique qui nous est très utiles et de faire parti des membres du jury.

Nous tenons évidemment à remercier **Melle SAHOUI R.** pour avoir accepté d'examiner notre travail.

Nous remercions pêle-mêle la division Exploration SONATRACH de nous avoir donné accès à leurs données, et tout particulièrement **Mr MAHYOUT M.** pour son accueil, son inestimable soutien tant matériel que moral fut pour nous au cours de ce long travail et d'avoir compris la passion de géologue qui sommeille en nous. Il a su nous ouvrir des portes et aiguïser nos réflexions.

Dans le cadre de ce mémoire, on a eu l'occasion de rencontrer et de connaître **Mme MEDAOURI H.**, bien que le travail réalisé ensemble et le temps qu'elle nous consacré, qu'elle trouve ici toute notre reconnaissance et amitié.

De quel inestimable soutien, tant matériel que moral, fut pour nous, au cours de ce long travail, l'aide de **Mr MEDAOURI M.**

On rend grâce à tous les enseignants de notre cursus universitaire dont nous citons **ABDESSELAM M.; ACHOU M.; AHMED ZAID I.; AIGOUN C.; AISSAOUI R.; BRACENE R.; HAMIS A.; ISSAD M, LARARA M.; LAZOUNI A.; LOUNIS R.; OUGHOU S.; OUIKENE K.; SAMI L.; ZEGHOUANE H** qui ont contribué à notre formation et ont fait ce qu'on est aujourd'hui. Sans omettre le département des sciences de la terre et de l'univers qui nous a ouvert ses bras durant ces cinq années.

Merci à tous les gens rencontrés à Tindouf, pour leur gentillesse, leur accueil et pour l'intérêt qu'ils nous ont porté.

Nous adressons nos remerciements à nos amis pour leur soutien moral et pour tous les bons moments passés ensemble.

Pour finir, on dédie ce modeste travail dans un premier temps à nos parents sans leur concours et soutien moral inconditionnel, n'aurait jamais vu le jour et on les remercie pour nous avoir toujours laissé libre de nos choix, cela nous a obligé à réussir, on espère que vous êtes fiers de nous. Deuxièmement à nous-mêmes pour tout les efforts fournis malgré le peu de moyen et pour les nombreuses difficultés que nous avons surmontées.

nous pensons pas qu'il y'ait de mots pour décrire ce qu'on ressent en ce moment et toute la gratitude qu'on a à toute ces personnes qui ont écrit une partie de notre destin, on dira simplement Merci.

On dit toujours chaque chose a une fin, on doit clore cet avant propos, on n'a pas cité tout le monde, il faut plusieurs pages entières pour les contenir.

« Une recherche n'est jamais complète. C'est la gloire d'un travail bien fait qu'il ouvre la voie à un autre, meilleur encore, et amène ainsi rapidement sa propre éclipse. L'objet de la recherche est l'avancement, non du chercheur, mais de la science ».

Professeur Lovell (traduction André MAUROIS)

SOMMAIRE

AVANT –PROPOS

INTRODUCTION GENERALE.....	1
-----------------------------------	----------

CHAPITRE I : GENERALITES

1. CADRES GEOGRAPHIQUEET GEOLOGIQUE.....	5
1.1.Cadre géographique.....	5
1.2.Cadre géologique.....	6
1.2.1. Aperçu géologique sur le bassin de Tindouf.....	7
1.2.1.1. Lithostratigraphie.....	7
A. Le socle	
B. Le Paléozoïque	
B.1. Le complexe de base	
B.2. Le Silurien	
B.3. Le Dévonien	
B.4. Le carbonifère	
C. Le Méso-Cénozoïque « Post-Paléozoïque »	
D. Les dolérites du bassin de Tindouf	
1.2.1.2. Géodynamique et structural.....	15
A. Les phases tectoniques	
B. Aspect structural du bassin	
C. Les différentes discordances dans le bassin de Tindouf	
D. Évolution géodynamique et paléogéographique	

CHAPITRE II : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1. LITHOSTRATIGRAPHIE.....	23
1.1. Introduction.....	23
1.2. L’Ordovicien.....	24
1.3. Le Silurien (Gothlandien)	24
1.4. Géodynamique et approche paléogéographique.....	26
2. SEDIMENTOLOGIE.....	28
2.1. INTRODUCTION.....	28
2.2. L’ANALYSE SEQUENTIELLE.....	28
2.3. ANALYSE SEQUENTIELLE DES COUPES DE TERRAIN.....	28

2.3.1. Localisation des coupes.....	29
2.3.1.1. Secteur de Gara Djebilet.....	29
2.3.1.2. Secteur d'Aouinet Bel Egraa.....	29
2.3.2. Description des coupes	30
2.3.2.1. Coupe de Gara Djebilet.....	30
2.3.2.2. Coupe de Gara Djebilet Ouest.....	33
2.3.2.3. Coupe d'Aouinet Bel Legraa.....	36
2.4. LES DISCONTINUITES.....	40
2.5. LES MILIEUX DE SEDIMENTATION.....	41
2.5.1. Le milieu fluviatile.....	41
2.5.2. Le milieu glaciaire.....	44
2.5.2.1. Les sédiments glaciaires et l'environnement périglaciaire	
2.5.2.2. Les morphologies laissées par les érosions glaciaires	
2.5.3. Le milieu marin.....	46
2.5.3.1. Le milieu littoral.....	46
2.5.3.1. Le milieu de talus sous marin.....	48
2.6. ANALYSE ET DECOUPAGE LITHOSEQUENTIEL	48
2.7. CORRELAIONS SEQUENTIELLES.....	49
2.8. GEODYNAMIQUE ET APPROCHE PALEO GEOGRAPHIQUE.....	53
2.9. CONCLUSION.....	55

CHAPITRE III : APPORT DE LA TELEDETECTION

1. INTRODUCTION.....	56
1.1. Définition.....	56
1.2. Principes de base de la Télédétection.....	56
1.4. Le rayonnement électromagnétique (REM)	57
1.3. Les sources de rayonnement.....	58
1.5. Le spectre électromagnétique.....	58
1.6. Les signatures spectrales.....	58
2. DONNEES ET TRAITEMENTS.....	60
2.1. Données Utilisées.....	60
2.2. Traitements Appliqués aux images satellitaires.....	60
2.2.1. Les Compositions Colorées.....	61
2.2.2. Analyse en Composantes Principales (ACP)	62
2.2.3. Rapport de bandes (Band Ratios).....	63
2.2.4. Transformation d'image (HSV).....	63
2.2.5. La Coloration Intensité-Teinte-Saturation (ITS).....	63
2.2.6. Le filtrage.....	63
3. RESULTATS DU TRAITEMENTS DES IMAGES SATELLITALES.....	65

3.1. Les Compositions Colorées RVB.....	65
3.2. Analyse en Composantes Principales.....	70
3.3. Rapport de Bandes (Band Ratios).....	70
3.4. Transformation par HSV.....	73
3.5. Coloration Intensité Saturation (ITS).....	73
3.6. Résultats du filtrage.....	73
3.7. Conclusion.....	78
4. INTERPRETATION ET CARTOGRAPHIE SOUS SYSTEME D'INFORMATION GEOGRAPHIQUE (SIG).....	78
4.1. Cartographie des linéaments.....	78
4.2. Analyse statistique de la carte linéamentaire.....	78
4.3. Cartographie lithostructurale.....	81
5. CONCLUSION.....	82

CHAPITRE IV : ETUDE PETROPHYSIQUE

1. INTRODUCTION.....	85
2. OUTILS DIAGRAPHIQUES UTILISES.....	85
2.1. La polarisation spontanée PS.....	85
2.2. Diagraphie du rayonnement gamma naturel (G ray)	88
2.3. Diagraphie Neutron	89
3. DECRYPTAGE DU SIGNAL DIAGRAPHIQUE EN FACIES GEOLOGIQUE.....	90
3.1. Principaux faciès diagraphiques.....	90
3.1.1. Puits ArE-1.....	91
3.1.1.1. Faciès diagraphique ArE1-1	91
3.1.1.2. Faciès diagraphique ArE1-2.....	92
3.1.1.3. Faciès diagraphique ArE1-3.....	92
3.1.1.4. Faciès diagraphique ArE1-4.....	94
3.1.2. Puits GSL2.....	94
3.1.2.1. Faciès diagraphique GSL2-1	94
3.1.2.2. Faciès diagraphique GSL2-2.....	94
3.1.2.3. Faciès diagraphique GSL2-3.....	96
3.1.2.4. Faciès diagraphique GSL2-4.....	96
4. SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	98
4.1. Description.....	98
4.1.1. Formation de GHEZZIANE	
4.1.2. Formation de MABBES	
4.2. Corrélation.....	99

5. CONCLUSION.....	102
--------------------	-----

CHAPITRE V : CONCLUSION GENERALE

1. CONCLUSION GENERALE.....	103
-----------------------------	-----

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES.

LISTE DES FIGURES

Figures	NP
CHAPITRE I	
Figure I.1 : Situation géographique du bassin de Tindouf. A) Carte géographique de l'Algérie positionnant la bassin de Tindouf. B) Vision 3D du bassin de Tindouf.....	5
Figure I.2 : Carte des principaux domaines géologiques de l'Algérie et localisation du bassin de Tindouf [d'après WEC (Well Evaluation Conférence) Algérie 1995 <i>in</i> IMESSAOUDENEN., 2011].....	6
Figure I.3 : Coupe géo-sismique à travers le bassin de Tindouf (<i>in</i> Medaouri M., 2002).....	7
Figure I.4 : Log synthétique représentant les différentes séries de la jointure Yetti-Eglab (<i>in</i> DJENAOUI C., 2011).....	9
Figure I.5 : Colonne lithostratigraphique du sondage GSL-3 (flanc Sud du bassin de Tindouf), modifiée d'après le rapport de fin de sondage GSL-3 [5] <i>in</i> CHABOU C., 2007.....	13
Figure I.6 : Carte de répartition des filons doléritiques jurassiques à l'affleurement (d'après KHENNOUS, 1997).....	15
Figure I.7 : Carte linéaire globale du bassin de Tindouf au 1/2 000 000 ^e (D'après KETTOUCHE D., 2009).....	18
CHAPITRE II	
Figure II.1 : Charte stratigraphique du Paléozoïque inférieur (D'après Ogg et al., 2008 <i>in</i> CLERC S., 2012).....	23
Figure II.2 : Variation du niveau marin et hypothèses d'évolution des calottes de l'Ordovicien supérieur (D'après LOI et al., 2010) et au Silurien inférieur (D'après DIAZ-MARTINEZ et GRAHN, 2007 <i>in</i> CLERC S., 2012....	27
Figure II.3 : Situation géographique du flanc Sud du bassin de Tindouf, d'après BITAM et al., 1997, <i>in</i> BRICE D.; OUALI MEHADJI A., 2009).....	29
Figure II.4 : Plan de position des coupes sédimentologiques réalisées au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf et représentées sur la carte géologique de GEVIN, 1958.....	30
Figure II.5 : Analyse sédimentologique de la coupe de Gara Djebilet.....	31
Figure II.6 : A) Granite mélanocrate arénitité. B) Grés fin beige dur à galets mous. C) Quartzite à rides de courant. D) Grés beige chenalisé (lentille gréseuse à stratifications obliques et planes). E) Grés beige micacé à stratifications obliques. F) Barre de grés grossier beige micacé à stratifications entrecroisées. G) Quartzite sombre à rares Tigillites. H) Quartzite grise sombre à rides de courant. I) Quartzite à Tigillites. J) Quartzite à Herring- bones et cross bedding. K) Quartzite à formes sphériques indéterminées. L) Quartzite à Bioturbations. M) Argiles silteuses plissées (Slumps). N) Argiles silteuses très Kaolinisées slumpées.. O) Niveau calcaire à crinoïdes. P) Argiles Silteuses vertes à intercalations de bancs gréseux, non déformées.....	32
Figure II.7 : Schéma panoramique illustrant les différents ensembles de la coupe de Gara Djebilet.....	33

Figure II.8 : Analyse sédimentologique de la coupe de Gara Djebilet Ouest1....	34
Figure II.9 : Analyse sédimentologique de la coupe de Gara Djebilet Ouest2....	35
Figure II.10 : A) Barre gréseuse à stratifications en mamelon. B) Grés grossier micacé rose vacuolaire (noduleux). C) Surface glaciaire moutonnée. D) Quartzite blanche à Herring- bones et cross bedding. E) Argiles silteuses vertes diaclasées. F) Niveau de calcaire marmorien silurien à stratifications obliques.....	36
Figure II.11 : Schéma panoramique illustrant les différents ensembles de la coupe d'Aouinet Bel Legraa.....	37
Figure II.12 : A) Panorama au niveau d'Aouinet Bel Legraa, illustrant la limite Ordovicien-Silurien et Silurien-Dévonien. B) Panorama interprété.....	37
Figure II.13 : Analyse sédimentologique de la coupe d'Aouinet Bel Legraa.....	38
Figure II.14 : A) Surface d'érosion glaciaire gréseuse (paysage moutonné). B) Traces de rabotage sur la surface glaciaire. C) surface glaciaire à cryoturbations. D) Niveaux d'hématite, de limonite et de gypse dans les argiles silteuses. E) Argiles silteuses vertes fortement diaclasées. F) Brèche sédimentaire à galets d'argilite.....	39
Figure II.15 : Schéma d'un système fluvial à chenaux en tresse et exemple d'une séquence de comblement (BOULVAIN F., 2010).....	41
Figure II.16 : Schéma d'un système fluvial à méandres et exemple d'une séquence de comblement (BOULVAIN F., 2010).....	42
Figure II.17 : Modèle synthétique représentant les environnements fluvioglaciaire, glaciomarin, glaciolacustre, supra-glaciaire et sous-glaciaire. (Modifié d'après BRODZIKOWSKI et VAN LOON, 1991 <i>in</i> CLERC S., 2012)..	44
Figure II.18 : Zonation d'un milieu marin à sédimentation carbonatée (d'après BEAUCHAMP J).....	48
Figure II.19 : Analyse du remplissage Ordovicien supérieur-Silurien du flanc Sud du bassin de Tindouf (secteurs de Gara Djebilet et d'Aouinet Bel Legraa).....	51
Figure II.20 : Transect E-W de corrélation des formations de l'Ordovicien supérieur et du Silurien.....	52
Figure II.21: A) Reconstitution paléogéographique de l'Ordovicien supérieur (-440 Ma) d'après COCKS et TORSVIK, (2002). La calotte glaciaire Hirnantienne modifiée par GHIENNE et al., (2007). B) Reconstitution paléogéographique détaillée de la calotte glaciaire au niveau du bassin de Tindouf avec la localisation du secteur d'étude et la position des paléovallées reconstituées (GHIENNE et al., 2007; Le HERON et al., 2007; <i>in</i> CLERC S.,2012).....	54
CHAPITRE III	
Figure III.1 : les étapes du processus de la télédétection (site internet www.rncan.gc.ca).....	57
Figure III.2: Le spectre électromagnétique (MOQUET, 2003 <i>in</i> ABDELBAKI A., 2012).....	58

Figure III.3: La signature spectrale de quelques roches (site Internet perso-sdt-univ-best.fr).....	59
Figure III.4: Organigramme de la méthodologie de cartographie.....	65
Figure III.5: Discrimination lithologique en composition colorée 753 RVB.....	67
Figure III.6: Discrimination lithologique en composition colorée 457 RVB.....	69
Figure III.7: Discrimination lithologique en ACP des composantes principales CP1, CP2, CP3 RVB.....	71
Figure III.8: Image RVB obtenue avec les néo-bandes issues des rapports (3/1, 4/3, 5/7).....	72
Figure III.9: Discrimination lithologique en coloration HSV de la composition colorée 542 RVB.....	74
Figure III.10: Discrimination lithologique en coloration ITS de la composition colorée 754 RVB.....	75
Figure III.11: Filtre directionnel 135° à matrice 3x3 appliqué à la bande TM8 au 1/250 000°.....	76
Figure III.12: Filtre directionnel 135° à matrice 5x5 appliqué à la bande TM8 au 1/250 000°	77
Figure III.13: Carte linéamentaire au 1/250 000° des secteur Gara Djebilet-Aouinet Bel Egraa.....	80
Figure III.14: Rosace directionnelle des linéaments repartis en classes selon la distribution des fréquences de longueurs des linéaments pour chaque classe au niveau des secteurs Gara Djebilet-Aouinet Bel Legraa.....	81
Figure III.15: Rosace directionnelle des linéaments repartis en classes selon la distribution des fréquences en nombre de linéaments pour chaque classe au niveau des secteurs Gara Djebilet-Aouinet Bel Legraa.....	81
Figure III.16: Carte linéamentaire au 1/1000000° du flanc Sud du bassin de Tindouf.....	83
Figure III.17: Carte de densité des linéaments au 1/2 000 000° du flanc Sud du bassin de Tindouf.....	83
Figure III.18: Rosace directionnelle des linéaments repartis en classes selon la distribution des fréquences en nombre de linéaments pour chaque classe au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf.....	84
CHAPITRE IV	
Figure IV.1: Lecture de la PS (<i>in</i> HACINE R., 2009).....	87
Figure IV.2: La différence de salinité entre le filtrat de boue (R_{mf}) et l'eau de formation (R_w) (site internet www-ig.unil.ch).....	87
Figure IV.3: Gamma Ray Energy (Mev) (<i>in</i> document Log Interprétation Principes/Applications1989).....	89
Figure IV.4: Carte de positionnement des puits (ArE1 et GSL2) (Well Evaluation Conférence Algérie, 2007).....	91

Figure IV.5 : Faciès diagraphique ArE 1-1.....	92
Figure III.6 : Faciès diagraphique ArE 1-2.....	92
Figure IV.7 : Faciès diagraphique ArE 1-3.....	93
Figure IV.8 : Faciès diagraphique ArE 1-4.....	95
Figure IV.9 : Faciès diagraphique GSL2-1.....	94
Figure IV.10 : Faciès diagraphique GSL2-2.....	96
Figure IV.11 : Faciès diagraphique GSL2-3.....	96
Figure IV.12 : Faciès diagraphique GSL2-4.....	97
Figure IV.13 : Formation de GHEZZIANE au niveau des forages ArE 1 et GSL 2.....	98
Figure IV.14 : Formation de MABBES au niveau des forages ArE 1 et GSL 2	100
Figure IV.15 : Profil de corrélation orienté Est-Ouest au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf.....	101

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I	
Tableau I.1 : Tableau résumant l'ensemble des événements tectoniques et sédimentaires au niveau de la plate forme saharienne durant le Paléozoïque (d'après BOUDJEMA, 1987).....	17
CHAPITRE II	
Tableau II.1 : Tableau résumant l'environnement de dépôt fluviatile (<i>in</i> MESLEM I.; ZID MA., 2000).....	43
Tableau II.2 : Tableau résumant les caractéristiques associées aux environnements sous-glaciaire et proglaciaire (<i>in</i> CLERC S., 2012).....	46
Tableau II.3 : Tableau résumant les caractéristiques de l'environnement de dépôt marin (<i>in</i> MESLEM I.;ZID MA., 2000).....	47
CHAPITRE III	
Tableau III.1: Facteur d'Indice Optimum à partir de toutes les combinaisons possibles des six bandes dans la région d'étude.....	62
Tableau III.2 Les différentes teintes obtenues de quelques formations géologiques du flanc Sud du bassin de Tindouf à partir des traitements appliqués sur l'image Landsat7 ETM+ de la scène Path201 Row041.....	79
CHAPITRE IV	
Tableau IV.1: Les diagraphies les plus usuelles en pétrophysique.....	86
Tableau IV.2: Variations des épaisseurs selon le transect E-W.....	99

LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE

CHAPITRE I
Planche hors texte I.1 : Evolution du bassin de Tindouf suivant la coupe Nord-Sud (document interne SONATRACH <i>in</i> KETTOUCHE D., 2009).
Planche hors texte I.2 : Evolution du bassin de Tindouf suivant la coupe Est-Ouest (document interne SONATRACH <i>in</i> KETTOUCHE D., 2009).
CHAPITRE III
Planche hors texte III.1: Carte Lithostructurale d'une partie du flanc Sud du bassin de Tindouf.
CHAPITRE IV
Planche hors texte IV.1: Facies diagraphiques des formations de l'Ordovicien supérieure-Silurien au niveau du puits ArE 1.
Planche hors texte IV.2 : Facies diagraphiques des formations de l'Ordovicien supérieure-Silurien au niveau du puits GSL-2.

LISTES DES ANNEXES

Annexe 1 : Légende des logs lithostratigraphiques.
Annexe 2 : Légende de la Carte géologique de reconnaissance du Sahara algérien Tindouf de GEVIN P., 1958.

CHAPITRE I :

Généralités



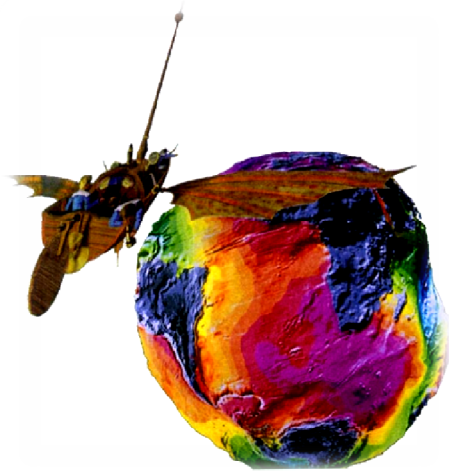
CHAPITRE II :

Etude sédimentologique



CHAPITRE III :

Apport de la Télédétection



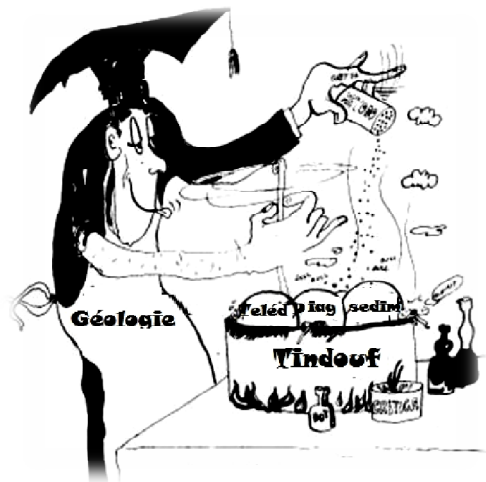
CHAPITRE IV :

Etude pétrophysique



CHAPITRE V :

Conclusion Générale



INTRODUCTION GENERALE

Contexte de l'étude:

Les bassins occidentaux malgré leur étendue et leurs potentialités surtout en gaz, ont très peu bénéficiés d'études géologiques, la plupart des travaux de recherche ont concerné la partie centrale et orientale du Sahara.

Ces dernières années, avec l'importance que le gaz a pris dans la stratégie énergétique mondiale, un intérêt particulier leur est accordé, que ce soit par l'entreprise algérienne SONATRACH ou par ses partenaires étrangers.

Le travail de recherche présenté dans ce manuscrit de mémoire vient s'ajouter aux rares tentatives d'étude des séries paléozoïques du bassin de Tindouf, ayant pour objectif la caractérisation géodynamique du passage Ordovicien Silurien au niveau de son flanc Sud.

Historique des travaux:

La partie occidentale du Sahara algérien fut découverte géologiquement en parallèle avec l'avancé des compagnies militaires françaises dans ce territoire. Les premières observations reviennent à LENTZ (1856 et 1880), regroupant les premières informations dans son ouvrage intitulé « Timbuktu : voyage au Maroc, au Sahara et au Soudan », il a affecté aux séries sédimentaires bordant la dorsale Réguibat un âge paléozoïque (GEVIN P., 1960).

En (1923), MENCHIKOFF a entamé des travaux sur le Sahara occidental. Il publie plusieurs notes (1930, 1933, 1935, 1942, 1946, 1949 et 1953) sur la stratigraphie et la morphologie des terrains qui constituent les paysages de cette partie du Sahara algérien. Sa thèse (1933) intitulée « *recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental* » constitue une référence pour les études ultérieures (in GEVIN P., 1960).

Vers 1940 les études géologiques sont réparties entre le flanc Nord et le flanc Sud, traitant des sujets de stratigraphie, la paléontologie et les descriptions lithologiques et morphologiques des terrains paléozoïques ou plus anciens.

En 1941, GEVIN approfondie son étude sur le flanc Sud, avec pour objectif la cartographie des terrains paléozoïques et précambriens de la partie méridionale du Sahara occidental. En 1948, il étudia la série paléozoïque d'Aouinet Bel Legraa, au contact du massif Yetti-Eglab. En 1958, il publia la carte géologique au 1/ 500 000^e de Tindouf, qui constitue l'un des rares documents cartographiques de la région. En 1960, il édita sa thèse sur la géologie de l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires, cette œuvre reste un support indispensable pour l'étude lithologique et stratigraphique des terrains paléozoïques au Sud de Tindouf.

Tandis qu'en 1950, CHOUBERT G.; HOLLARD H et JAQUEMONT P. et par le Service de la Carte Géologique du Maroc s'intéressent au flanc Nord, abordant la cartographie, la stratigraphie, la paléontologie (in AMROUCHE F., 2004).

A l'indépendance, L'ensemble des travaux d'exploration se résume à onze forages pétroliers et quelques travaux de sismique réflexion et d'aéromagnétisme. Mais les résultats obtenus dans ce cadre n'ont pas permis d'accumuler beaucoup de données

exploitables pour une approche géodynamique de ce bassin. Ces travaux ont commencé au début des années soixante avec les compagnies pétrolières étrangères (BEICIP; CFPS; CGG; Géoservices; SAFREP; SN Repal; Société chérifienne du pétrole; SSRP; Standard Oil) et ont permis de mettre en évidence les plis de Zémoul-Igma et Hassi Naga, situés dans la partie Nord-occidentale. Avec la dernière découverte (1999) du pétrole dans le Paléozoïque inférieur du SE marocain, un regain d'intérêt semble se manifester de la part de la SONATRACH (2009), qui a mobilisé les moyens du Département des Etudes et Synthèses pour relancer les travaux dans cette zone dont une nouvelle acquisition sismique 2D de 1500 km, leurs résultats ne sont pas encore connus (*in* AMROUCHE F., 2004).

Dans le domaine des ressources minières, la région de Gara Djebilet située à une centaine de Kilomètres au Sud-Est de la ville de Tindouf, a attiré les sociétés minières (S.E.R.M.I., SONAREM), L'étude géologique réalisée par la Société d'Etudes et de Réalisations Minières et Industrielles (S.E.R.M.I., 1963) a permis de lever et de proposer un découpage des terrains sédimentaires du Paléozoïque aux bordures des Eglabs.

En 1988, S.GUERRAK a soutenu sa thèse de Doctorat dans le sillage de l'exploration minière, sur les minerais de fer oolithiques du Dévonien de Mechri Abdelaziz dont il a étudié les différents aspects.

FABRE aborde quelques problèmes qui se posent dans le bassin de Tindouf, notamment la genèse du gypse viséen intercalé dans les termes de la série de l'Ouarkziz (1961). Dans une autre note (1969), il apporte des précisions sur la structure tectonique de la région. En 1970 il s'intéresse au faciès grès rouge du Paléozoïque terminal. Son ouvrage sur la géologie du Sahara algérien (1976), reste un guide incontournable sur les bassins du Sahara algérien (*in* AMROUCHE F., 2004).

Au début des années 1970, le bureau d'étude italien Idrotecneco a effectué une étude importante sur l'hydrogéologie de la partie méridionale du bassin. Cette étude est basée sur les données géologiques de GEVIN (1961).

La thèse de LEGRAND-BLAIN M., (1985), apporte des informations importantes sur la systématique et la stratigraphie des Brachiopodes du Carbonifère marin de Tindouf.

En (1994) MAHBOUBI, dans son travail sur la stratigraphie et la paléontologie des formations continentales paléocènes et éocènes de l'Algérie, aborde d'une manière implicite les formations hamadiennes.

La thèse de Doctorat en science de SEBBAR (2000), est une analyse détaillée des Foraminifères benthiques et des Algues calcaires des bassins du Sahara occidental algérien (Béchar, Reggane et Tindouf). Elle propose un modèle sédimentologique en rampe mixte marno-silto-carbonatée (SEBBAR, 2000).

Plus récemment, (BENHAMOUCHE, 2003) en étudiant la sédimentologie des formations hamadiennes (les phénomènes pédogénitiques) propose une description des faciès cénozoïques de ce bassin. Proposant une approche de la structure par l'analyse du réseau hydrographique. Alors que (BELABBES S., 2003) propose dans sa thèse de magistère plusieurs modèles pour le bassin de Tindouf qui ont permis d'avoir une image de la morphologie du substratum de la série sédimentaire paléozoïque à partir des coupes réalisées sur la carte de l'anomalie résiduelle (*in* AMROUCHE F., 2004).

En 2004, AMROUCHE F., dans sa thèse de magistère intitulée "Le Carbonifère du Flanc Nord du bassin de Tindouf sous une approche sédimentologique, biostratigraphique, analyse de la subsidence, des réservoirs et des ressources hydriques associées." étudia le Carbonifère du flanc Nord du bassin de Tindouf.

La thèse de magistère de MEDAOURI M., (2004), qui propose une approche structurale de la partie méridionale de la zone de jonction "Ougarta-Anti Atlas" et une

reconstitution géodynamique ainsi qu'une classification du bassin de Tindouf. Enfin, (D. KETOUCHE, 2009), dans sa thèse de magistère caractérise l'impact de la structuration hercynienne sur le système pétrolier du bassin de Tindouf.

Problématique:

Dès lors le bassin de Tindouf a fait l'objet de nombreuses études minières portant sur les descriptions lithologiques, la stratigraphie et la cartographie, afin d'estimer les minerais qu'il recèle.

Très peu sont les géologues et les universitaires qui se sont intéressés à ce bassin en raison d'absence de moyens.

Nous aurons dans le cadre de ce travail à caractériser le passage Ordovicien-Silurien dans la partie méridionale du bassin de Tindouf où plusieurs questions surgiront :

- Quelles sont les caractéristiques du passage Ordovicien-Silurien au flanc Sud du bassin de Tindouf ?
- Quels sont les événements géodynamiques (tectonique et climatique) qui se sont manifestés durant ce passage et quelle est leur ampleur ?
- Quels sont les accidents rencontrés dans ce passage et sont-ils liés à un réajustement isostatique ou à une phase tectonique ?

Méthodologie du travail et objectifs de l'étude:

La méthodologie classique suivie dans la présente étude consiste en premier lieu, en une recherche bibliographique exhaustive sur tout ces aspects (consultation, récolte et exploitation de plusieurs rapports inédits, différents articles de revues et journaux scientifiques, cartes géologiques, cartes structurales, mémoires, thèses...etc.), afin d'orienter nos recherches aux objectifs assignés et faciliter l'approche sur le terrain.

En second lieu, nous avons entamé l'étude de surface (travail de terrain), qui a porté sur la réalisation de plusieurs logs stratigraphiques des coupes les plus complètes, interprétatives des différents affleurements, par la description des faciès et la prise de mesure des couches et le relever les relations entre les formations géologiques ainsi que l'échantillonnage à plusieurs endroits, qui s'est soldée par:

- La réalisation d'une carte Photo-géologique à partir de l'interprétation des images satellitaires et une étude statistique des linéaments et des levés de terrain.
- La confection de logs lithologiques illustrés associés à un découpage séquentiel ; une étude sédimentologique de ces unités et la détermination des divers types de séquences composant chaque unité, pour ainsi reconstituer les paléoenvironnements et leur répartition dans le temps et l'espace.
- L'ensemble de ces résultats ont permis de suivre l'évolution du bassin et d'envisager à partir des corrélations, les paléogéographies successives.

En dernier, nous avons fait appel à l'étude de la structure profonde de la région par le biais de la géophysique (diagraphies) qui nous a fourni d'importantes informations sur la structure de la subsurface du bassin de Tindouf.

Annnonce du plan:

Dans ce qui suit nous avons structuré le document en cinq chapitres.

- **Le chapitre I** introductif, expose la problématique de ce travail, un historique et une synthèse des travaux antérieurs. La méthodologie d'approche, le cadre géographique et géologique général, le cadre géodynamique, un aperçu lithostratigraphique, ainsi qu'une synthèse des événements importants du Paléozoïque inférieur.

- **Le chapitre II** est analytique, présente travers ce chapitre la stratigraphie de l'Ordovicien et du Silurien au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf, accompagné de nos résultats de découpage lithostratigraphique, décrit le remplissage et fait une analyse séquentielle basée sur les différentes discontinuités reconnues sur le terrain pour ainsi dégager le modèle de séquence, afin de caractériser les paléo-environnements au cours de ce passage (Ordovicien-Silurien).

- **Le chapitre III** est basé sur l'utilisation d'images satellitaires de Landsat 7 ETM+, après leurs corrections (radiométrique et atmosphérique) sous ENVI afin d'extraire le maximum de données, pour l'interpréter et cartographier les différentes lithologies et éléments structuraux reconnues sous un SIG (ARCGIS).

- **Le chapitre IV** aborde les systèmes Ordovicien Silurien par l'intermédiaire d'études pétrophysiques dans le but de les caractériser, de donner des indications très précieuses sur les variations lithologiques et d'établir des corrélations de puits à puits.

- **Le chapitre V** démontre le degré de complémentarité des méthodes utilisées et de leurs limites ainsi que l'information géologique obtenue et de sa validité. Il fait également ressortir les principales conclusions et recommandations qui se dégagent de la présente étude. Nous y soulignons les aspects originaux des méthodes de traitement suivies et les objectifs qui ont été atteints. Nous y abordons aussi la contribution de la présente étude à la caractérisation des systèmes Ordovicien Silurien à partir de l'étude sédimentologique faite à l'issue des missions de terrain, la carte litho-structurale obtenue à l'aide de télédétection pour le côté structurale et lithologique en surface et l'étude pétrophysique par les diagraphiques pour leur spécification sédimentologique en subsurface. L'implication de ces résultats dans les domaines académiques et industriels permettra de dresser les perspectives ouvertes par ce travail de recherche.

1. CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

1.1. Cadre géographique

D'une superficie globale de 200 000 Km² orienté WSW-ENE, le bassin de Tindouf, le plus occidental des bassins sahariens, fait partie du Sahara occidental, il représente l'extrémité ouest de la plate forme saharienne (Figure I.1). Du point de vue administratif la ville de Tindouf se situe à 1460 Km au Sud-ouest d'Alger.

La dépression de Tindouf, dans son acception la plus large, est comprise entre les méridiens 3°45' et 8°42' Ouest et entre les parallèles 26°39' et 29°36' Nord. C'est une région, limitée au Nord par la zone mobile de l'Anti-Atlas marocain, au Sud le bouclier Réguibat, au Nord-Est par la chaîne de l'Ougarta qui le sépare du bassin de Béchar, et au Sud-Est par la structure de Krettamia-Bou Bernous qui le sépare du bassin de Reggane.

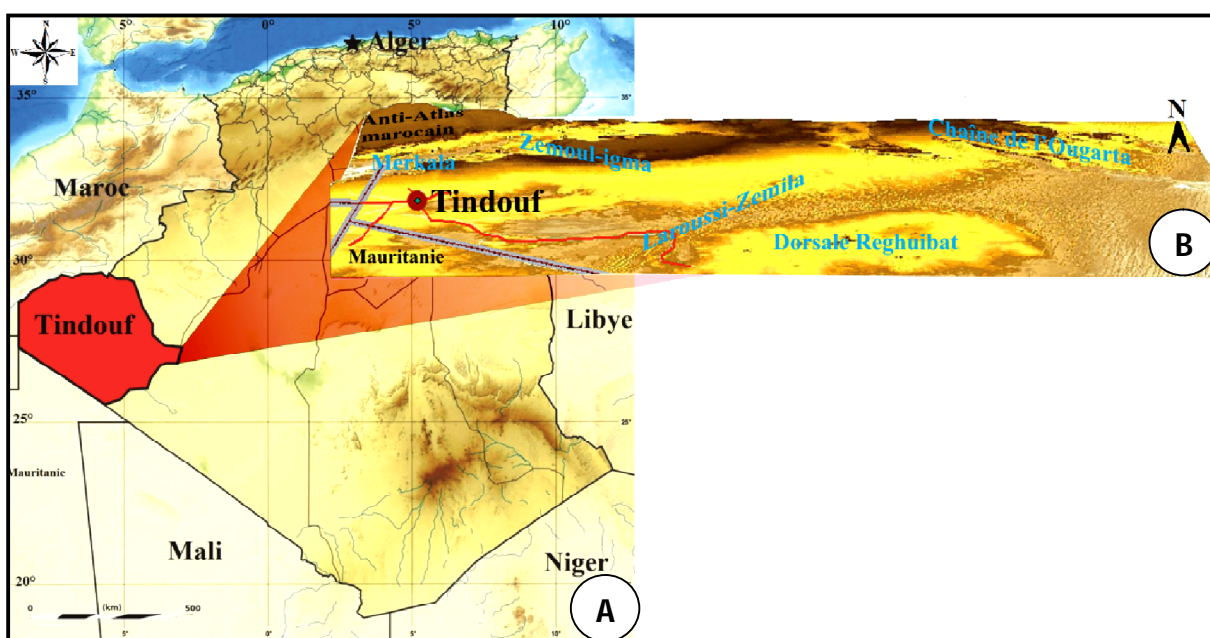


Figure I.1 : Situation géographique du bassin de Tindouf.

A) Carte géographique de l'Algérie positionnant le bassin de Tindouf. B) Vision 3D du bassin de Tindouf

1.2. Cadre géologique

Le bassin de Tindouf est une cuvette péricratonique asymétrique allongée WSW-ENE (800 km de long sur 200 à 400 km de large), de forme ovale (Figure I.2). Son histoire a commencé depuis le Précambrien et aurait été structurée essentiellement pendant le cycle hercynien. Il s'est individualisé à la fin du Paléozoïque (Carbonifère supérieur) et continu à subir les contres coup de l'édification de la chaîne alpine au Nord.

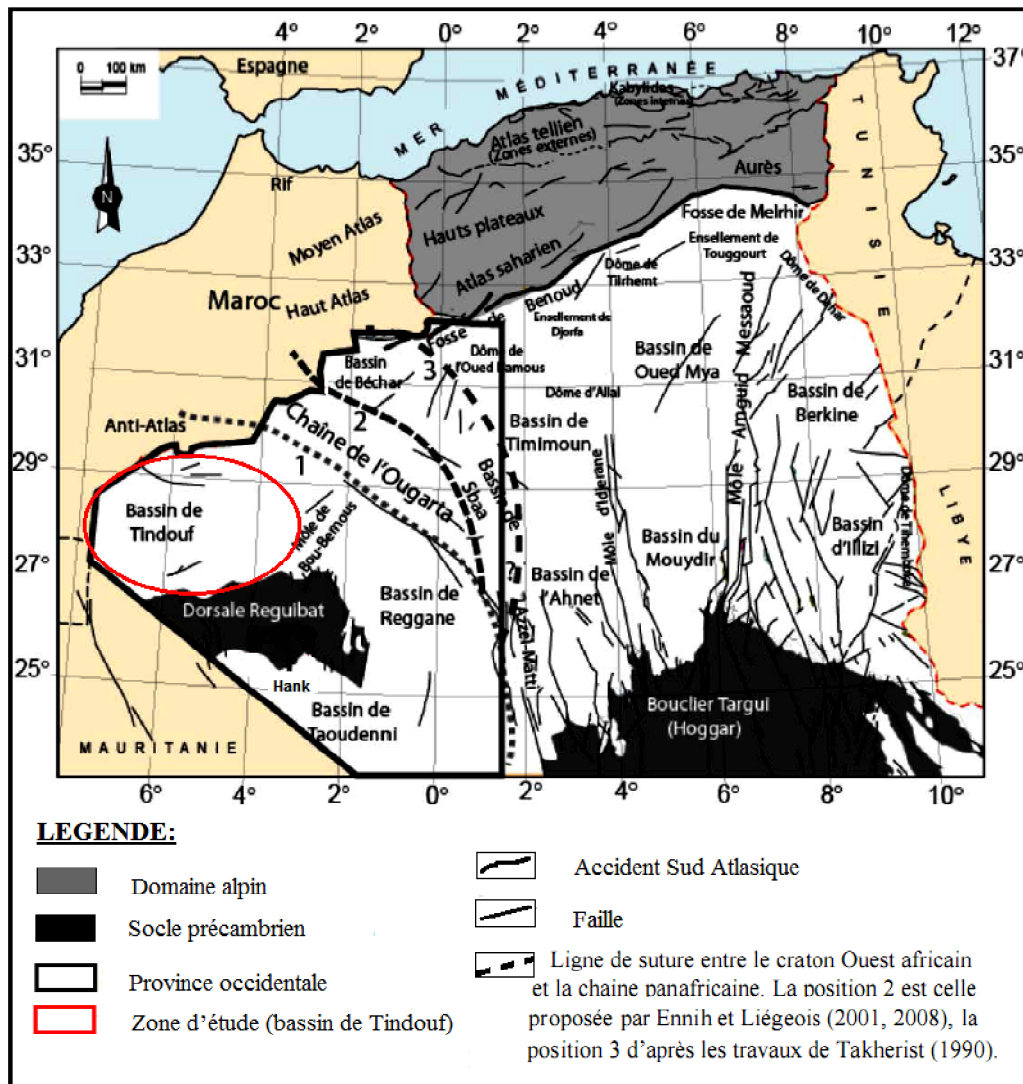


Figure I.2 : Carte des principaux domaines géologiques de l'Algérie et localisation du bassin de Tindouf [d'après WEC (Well Evaluation Conférence) Algérie 1995 in IMESSAOUDENE N., 2011].

Le bassin de Tindouf est caractérisé par une tectonique polyphasée et une subsidence qui a permis le dépôt d'une puissante couverture sédimentaire affleurant sur les deux flancs du bassin, composée essentiellement de formations paléozoïques variant d'Est en Ouest (6800m à 8200m), et s'étageant du Cambrien au Carbonifère supérieur (GEVIN, 1960), qui montre un amincissement synsédimentaire engendrant un biseautage de certaines séries contre le socle cristallin des Eglabs. Sur les quelles se dépose en discordance dans une grande partie du bassin une mince couverture sédimentaire tertiaire (130 m d'épaisseur au maximum) qui forme la Hamada néogène du Dra. L'évolution de ce bassin montre une grande différence entre ses deux flancs (Figure I.3) :

-Un flanc Nord profond avec 8600m de sédiments fortement redressé contre l'Anti-Atlas marocain, affectés par des plis de direction NE- SW à E-W et une série de failles complexes de direction globale E-W à NE-SW.

-Le flanc Sud moins profond avec une série sédimentaire paléozoïque épaisse de 1500m à très faible pendage vers le Nord (1 à 3° en moyenne), structurée en monoclinale, caractérisée par la présence de deux sous-bassins (Djebilet et Iguidi), séparés par le mole de Laroussi. Le sous-bassin de Djebilet est peu profond, tandis que celui d'Iguidi est fortement subsident. Quelques failles de direction WSW-ENE ou SW-NE recoupent l'ensemble du paléozoïque et sont injectées de dolérites dont l'âge n'est pas encore établi (FABRE, 1969 et 1971).

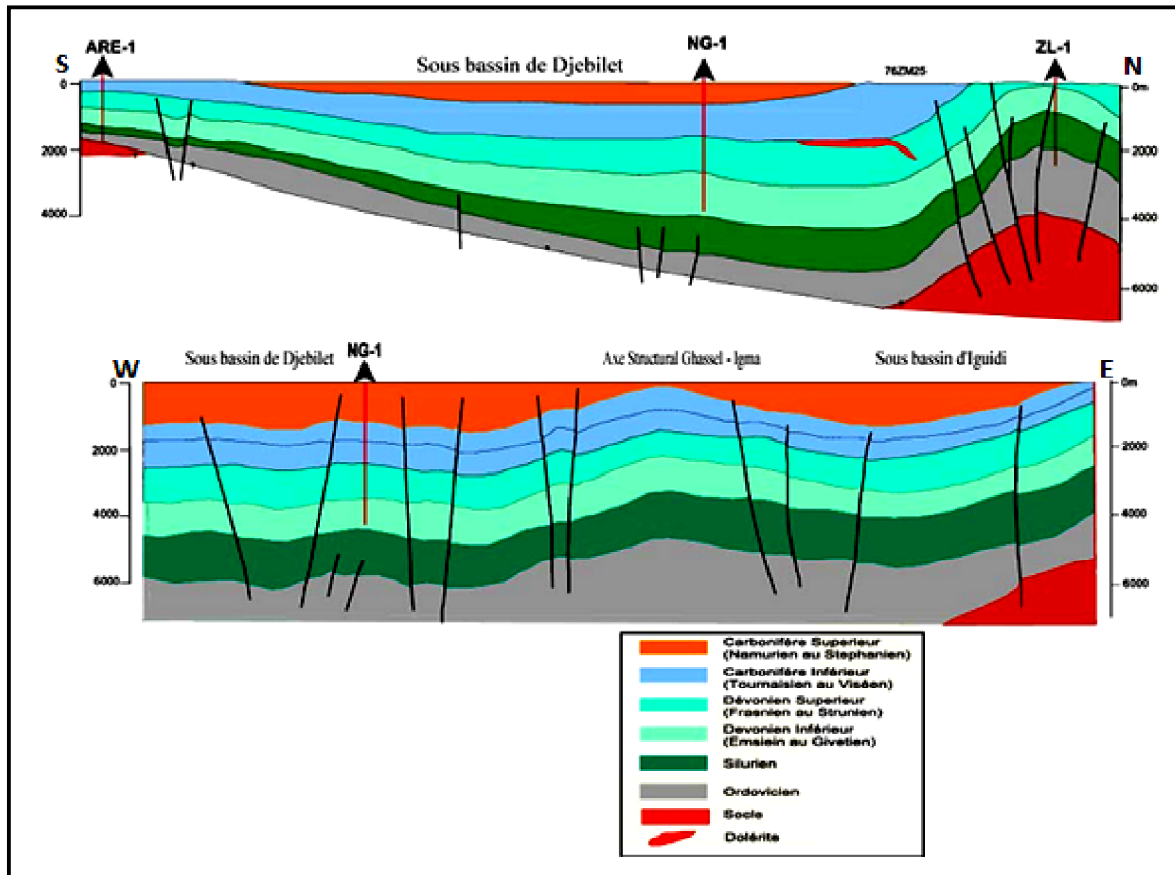


Figure I.3 : Coupe géo-sismique à travers le bassin de Tindouf (in MEDAOURI M., 2002).

1.2.1. Aperçu géologique sur le bassin de Tindouf

1.2.1.1. Lithostratigraphie

Vue la différence des deux flancs du bassin de Tindouf liée à son asymétrie, la coupe synthétique du remplissage se basera essentiellement sur les données de GEVIN (1960) pour le flanc sud. Reste le socle qui est approché à partir des données de BESSOLES, (1977).

La couverture sédimentaire du flanc Sud forme une frange est-ouest de 100 km de large discordante sur la dorsale Réguibat. Les terrains paléozoïques s'échelonnent du sud vers le Nord de l'Ordovicien supérieur glaciaire au Carbonifère supérieur continental, avec des pentes très faibles de l'ordre de 2 vers le nord. Ils sont coiffés par les formations hamadiennes, les dunes et les alluvions quaternaires.

A. Le socle : Le socle du bassin paléozoïque de Tindouf affleure au sud dans la dorsale Réguibat (Figure I.4), touché par forage dans la partie méridionale du bassin (Sondages EAN-1, OLF-1, ARE-1, GSL-2, ARE-1 et GSL-3). Il forme la partie nord du Craton Ouest Africain subdivisé en trois zones, occidentale, centrale et orientale (BESSELES, 1977).

A.1. Une zone occidentale ou dominant des roches d'âge Archéen, datées de 3,5 Ga (POTREL ET AL. 1996; CHARDON, 1997; POTREL ET AL. 1998), et formées par des événements successifs entre 3,5 et 3,45 Ga. Ces événements se sont traduits par un épaissement crustal et la mise en place d'un important épisode métamorphique dans le faciès granulite vers 2,73 Ga (PORTEL et al., 1998). Les granites et les formations volcaniques d'âge Eburnéen sont absents;

A.2. Une zone centrale et orientale ou dominant les roches éburnéennes (Protérozoïque inférieur ou Paléo-Protérozoïque), et qui forment les massifs du Yetti et des Eglab (LASSERRE et al., 1970). Cet ensemble est plus jeune et a été daté à 2,5 à 1,6 Ga (VACHETTE, 1964 ; BOHER, 1991). Il est constitué de séries métamorphiques, en général de plus faible degré que celles de la partie occidentale, ainsi que par des roches plutoniques et volcaniques. Ces deux domaines sont séparés par une discontinuité majeure dite zone de jointure Yetti-Eglab. (FABRE, 1976).

La partie Nord orientale de la dorsale montre un massif ancien précambrien bordé par les synclinaux paléozoïques de Tindouf au Nord et de Taoudéni au Sud, par la zone mobile recouverte par des sédiments phanérozoïques à l'Est et par la partie centrale de la dorsale vers le Sud-ouest.

Domaine Yetti : représenté par un ensemble volcanosédimentaire à caractère de flysch avec grauwackes et quartzites et par un complexe volcanique acide rhyodacitique granite du Yetti (GEVIN, 1951).

Domaine Eglab regroupe des granitiques poussiéreux rouges intrudés par des massifs volcaniques. Il constitue un socle stable depuis 2Ga. Il est constitué d'unités géologiques affectées par un métamorphisme variable en relation avec une granitisation syntectonique plus ou moins poussée durant le Précambrien (BESSELES, 1977). Caractérisé par plusieurs séries lithologiques définies dans les deux domaines (FABRE, 1976) :

- La série des granites de Chegga : Ils constituent un substratum (Neoarchéen et Paléozoïque) de gneiss, amphibolites, migmatites et granitoïdes intimement liés.
- La série Yetti : Elle est représentée par un ensemble volcanosédimentaire à caractère de flysch avec des grauwackes, quartzites et des volcanites acides neutres (Paléo protérozoïque).
- Les séries Akilet Deilel et de oued Sous : Elles sont reconnues uniquement dans le domaine Eglab. Cette série est représentée par des formations volcano-sédimentaires (arkoses, conglomérats et volcanites acides neutres inter-stratifiées et leurs tufs (Paléo protérozoïque).

Ces séries sont recoupées par des complexes basiques à acides (type complexe Aftout : diorites et granites) et recouvertes par un volcanisme important dit volcanisme Eglab : ignimbrites, rhyolites et rhyodacites.

- La Série de Guelb El Hadid : Elle clôt l'histoire complexe du bouclier Eglab vers 1700Ma (Paléo-Méso-protérozoïque) par des dépôts épicontinentaux issus du démantèlement des ensembles anciens et repose en discordance sur toutes les formations précédentes. C'est une série molassique non métamorphisée et souvent traversée par des phylons doléritiques.

- La série du Hank : C'est une série de plateforme (une série détritico-gréseuse à la base, sur laquelle se dépose une série calcaire à stromatolithes, coiffée par une série calcaire-

gréseuse) néo protérozoïque, discordante sur l'ensemble de l'édifice et qui affleure dans la bordure méridionale des Eglab.

Selon SOUGY, 1970 (*in* BESSOLES, 1977), la dorsale Réguibat n'est pas définie comme l'affleurement de tout ce qui est précambrien, en raison de l'existence de celui-ci dans la couverture qui constitue le remplissage du bassin de Taoudenni.

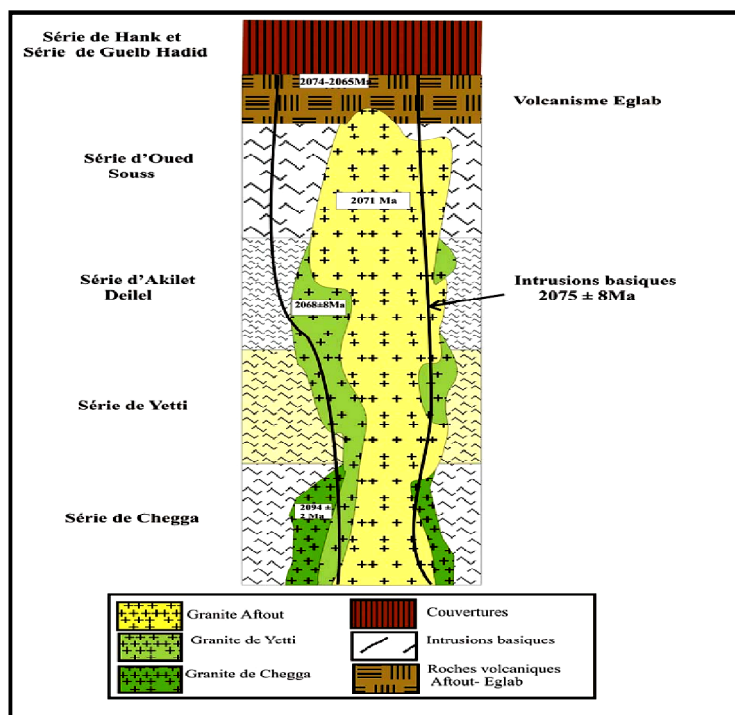


Figure I.4 : Log synthétique représentant les différentes séries de la jointure Yetti-Eglab (*in* DJENAOUI C., 2011).

B. Le Paléozoïque

La couverture Paléozoïque du bassin de Tindouf, varie de 2000m au Sud (Figure I. 5) à 8000m au Nord. Recouverte en discordance par les formations hamadiennes d'âge Tertiaire et Quaternaire avec un Mésozoïque presque inexistant, sauf dans l'extrême Nord occidental entre Merkala et Targuent où on signale des grès à chenaux attribuables au Crétacé (GEVIN, 1960 et FABRE, 1976).

Faute de fossile ou de reste organiques dans les couches les plus inférieures de la série Paléozoïque, GEVIN (1960) a attribué à ces formations le terme de « complexe de base » définissant un ensemble le plus souvent gréseux ou quartziteux pour le flanc Sud du bassin de Tindouf compris entre les terrains cristallins situés à la base et les couches gothlandiennes au sommet.

B.1. Le complexe de base : est souligné par l'absence quasi-totale de marqueurs paléontologiques dans toutes les séries de base (GEVIN, 1960), on y distingue trois unités : B1.1. L'Infracambrien : il s'agit d'une série bien développée au Sud, pratiquement inexistante au Nord, elle repose directement sur les formations du Yetti-Eglad, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base qui remanie des éléments du socle qui comprend :

Un groupe détritique inférieur, presque gréseux ou argilo-gréseux à schisteux, dont l'épaisseur varie de 150m à l'Ouest à quelque mètre à l'Est avec une zone d'absence complète.

Un complexe carbonaté à stromatolithes (calcaire, dolomie), parfois siliceux, avec une épaisseur variant de 600m à l'Ouest à quelque dizaine de mètres à l'Est, plus mince encore vers le Nord jusqu'à sa disparition.

Un groupe détritique supérieur, constitué par un puissant ensemble d'argile et de grès parfois glauconieux, ou la phase carbonatée est rare.

B.1.2. Le Cambrien :

En discordance sur l'Infracambrien est représenté par des grès et des quartzites à passées conglomératiques à la base, très indurés c'est les quartzites de Djebilet stratiforme d'une puissance pouvant atteindre au maximum 40m. C'est un faciès argileux qui s'enrichit progressivement en détritique et se termine par des bancs sableux à ripple-marks contenant des restes de Brachiopodes indéterminables et par une surface durcie.

Des arkoses violacées, affleurant dans l'Erg Iguidi à 70Km E.SE d'Aouinet Bel Legraa, c'est-à-dire nettement à l'intérieur du socle, ont été rattachées au Cambrien (GEVIN, 1960).

B.1.3. L'Ordovicien :

Recouvrant les quartzites précédentes en discordance cartographique ou reposant parfois directement sur le socle. Il s'agit des « Grès d'Aouinet Bel Legraa » plus épais à l'E (120m) qu'à l'W, jusqu'à leurs disparition par endroits. Ils sont représentés par des grès grossiers à ripple-marks et à stratifications entrecroisées. Avec des passées de grès roses vacuolaires (Ils sont de nature glaciaire, ce sont des grès grossiers, conglomératiques),

Au Sud du bassin on retrouve les grès de l'Ordovicien supérieur, « la formation de Gheziane », reposant directement sur le socle de la dorsale Réguibat. Ces dépôts fluviatiles constituent la première formation paléozoïque du flanc Sud du bassin de Tindouf. L'appartenance ordovicienne n'est avancée qu'à titre d'hypothèse. Ses caractéristiques faciologiques le rapproche d'une sédimentation glaciaire qui s'exprime ici par des figures de cryoturbation et des miches calcaires ou gréseuses, dans les grès à ripple-marks et schisteux gréseux.

Une étude récente pourtant sur les affinités paléogéographiques et biostratigraphie des Chitinozoaires ordoviciens du Sahara algérien attribue au complexe de base un âge ordovicien supérieur correspondant à une période glaciaire dans le Sahara (OULEBSIR et *al.* 1995), puis datée d'âge Ashgillien supérieur par les prospections diagraphiques en se basant sur la présence de niveaux marins.

B.2. Le Silurien

Il est constitué comme sur l'ensemble de la plate forme saharienne, d'une assise argileuse grise noire riche en Graptolithes plus ou moins épaisse, avec des intercalations de niveaux de grès ou de calcaires (à Crinoïdes, Orthocères et Lamellibranches). Ces faciès siluriens riches en matière organique et en pyrite sont souvent altérés en surface et présentent d'importante « accumulation de gypse ».

L'épaisseur diminue du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est, de l'ordre de 700 m en territoire marocain (FABRE, 1976) et ne dépasse pas 120 m à la bordure de la dorsale Réguibat (GEVIN, 1960).

Dans la bordure Sud du bassin, On retrouve le Silurien par endroit, transgressif sur le socle par un conglomérat de base qui constitue un repère constant sur toute l'étendue des affleurements au Sud du bassin dans la formation de la Sebkha de M'habes ou Mabbès. De nature schisto-argileuse, variant de 5 à 120m et s'étend du Llandoveryen moyen au Pridolien. (BITAM et al, 1996).

B.3. Le Dévonien

Beaucoup plus fossilifère que les systèmes précédents, il est transgressif sur le Gothlandien avec parfois repos direct sur l'Ordovicien (Gara Sefra 20 Km E Aouinet Bel Legraa, Erg Chech), On distingue :

B.3.1. Le Dévonien inférieur : est surtout gréseux, parfois très grossier. Il débute toujours par une zone très conglomératique (GEVIN, 1960).

Le SIEGENIEN très inférieur (GEDINIEN), distingué à l'W, débute par des conglomérats puis devient argilo-silteux, recelant des lentilles calcaires riches en trilobites (Homalonotus).

L'EMISIEN argilo-calcaire à gréseux, termine le Dévonien inférieur. D'une puissance de 220m dans la région de Bou-Bernous et à l'W du pays Mechem, l'Eodévonien diminue d'épaisseur au minimum 50m. Dans les régions occidentales, sa limite inférieure est à la base d'un banc calcaire appelé "Muraille de Chine", riche en *Orthoceras* à base érosive, épaisse d'environ deux à trois mètres. Cet ensemble correspond à la formation de Djebilet (GUERRAK, 1988).

B.3.2. Le Dévonien moyen : des facies beaucoup plus uniformes transgressifs, gréseux à la base et marno-calcaire à faune diversifiée et abondante vers le sommet, est à dominante carbonatée accusée. Il est intercalé d'argiles grises et de niveaux carbonatés à bioconstructions et bioaccumulations. Le toit de cet intervalle est un hard-ground, à condensation de faunes, bioturbations et ripple-marks. Cet ensemble correspond à la formation de l'Oued Talha, on distingue :

Le COUVENIEN marno-calcaire et calcaire limité à la base (gréseuse à l'W) par la zone à *Paraspirifer cultirijugatus*. Il est caractérisé par l'abondance d'*Acrospirifer speciosus*, mêlés d'ailleurs à de nombreux autres brachiopodes.

Le GIVETIEN calcaire est séparé de l'étage précédent par un horizon à Céphalopodes, sauf dans la région de Bou-Bernous. Spécialement riches en Polypiers, qui ne constituent toutefois pas de véritables récifs, ces terrains voient une population remarquable d'organismes tant à l'intérieur des marnes sableuses de la base, qu'au sein même des bancs calcaires largement développés à l'W 110m, et beaucoup plus réduit à l'E environ 10m.

Au sud du bassin, le Dévonien moyen correspond à la formation de « l'Oued Talha », composée de deux membres :

- Les argilites de l'Oued Talha
- Les calcaires bioclastiques de Kerb Tsabia

B.3.3. Le Dévonien supérieur : est d'extension identique au Dévonien moyen. Dans les régions occidentales, il atteint 1700m sous un faciès argilo-carbonaté. Voit le retour à une sédimentation gréseuse fine et surtout schisto-gréseuse. La faible profondeur des eaux, soulignée par l'abondance des ripple-marks, est générale, sauf très à l'E. Cet ensemble correspond de bas en haut aux formations de l'Oued Tsabia, Oued Ghezal et de Kerb En Naga. Le top de cet ensemble est une surface gondolée, irrégulière et fracturée, à ferruginisation en d'anneaux de Liesegang. Caractérisé aussi par une faune pauvre sauf à la base, et ne permet que des séparations très floues ; nous avons néanmoins distingué grâce à la paléontologie le Frasnien, le Famennien et le Strunien.

Le FRASNIEN 100 à 150 m d'épaisseur est schisto-gréseux avec minces bancs calcaires intercalés à la base. Ce faciès très néritique est répandu tout le long du flanc S du synclinal de Tindouf, sauf à Bou-Bernous et dans l'Erg Chech.

Le FAMIENIEN 100 à 200 m d'épaisseur avec un max à l'W voit sa base définie dans tout le pays Mechem par trois minces horizons calcaires à patine bleu. Il est pauvre en fossiles. Le sommet de l'étage montre des facies régressifs de couleur violacée avec présence de gypse.

Au Sud du bassin, le Dévonien supérieur correspond à la formation de «Kerb En Naga», (300 m) et comprend :

- Les silts de l'Oued Rhazzal,
- Argiles de l'Oued Slouguia, couronnées par des lits de gypses.

B.4. Le carbonifère

Le Carbonifère correspond au cycle sédimentaire paléozoïque final. On peut l'observer dans les domaines occidentaux à dominance argileuse. Les faciès varient, avec un ensemble inférieur marin, qui va du Tournaisien au Serpukhovien et un ensemble supérieur fluvio-deltaïque du Namurien-Stéphanien avec une base probablement du Permien.

Cet ensemble est classiquement subdivisé en cinq « unités » sur le flanc nord et en quatre sur le flanc sud. Selon les cas ces unités sont des séries ou des formations.

Au Sud du bassin de Tindouf, le Carbonifère est constitué de : (GEVIN, 1960).

- La formation de Kerb Es Slouguia, (100m à 50m tout à fait à l'Ouest), correspond au Tournaisien, est composée de grès et de calcaires passant à des argiles et des grès ; Elle est suivie par une assise argilo-marneuse à intercalation de fines couches de grès.

- La formation de Kerb Es Sefiat, (300 m), d'âge Viséen inférieur. La base de cette formation est composée de grès passant à une alternance d'argiles et des passées de calcaires gréseux à son sommet ;

- La formation d'Ain El Barka (600 m), correspond au Viséen supérieur. Elle comprend des marnes gréseuses, des grès tendres et des bancs de calcaires elle est relativement riche en fossiles : Brachiopodes, Polypiers, Crinoïdes et Bryozoaires

L'ensemble des formations précédentes (la formation de Kerb Es Slouguia, La formation de Kerb Es Sefiat et la formation d'Ain El Barka) représentent le Carbonifère marin (inférieur).

- La formation de Hassi Aouelouel Merkala (300m), représente le Carbonifère supérieur continental, est constituée essentiellement par une alternance de grès à grains fins, en bancs métriques, et d'argiles rouges. Cette formation contient des fougères caractéristiques du Stéphanien inférieur, à la base de cette formation ont été rencontrés des niveaux charbonneux.

Le cycle carbonifère proprement dit commence avec le conglomérat situé à la base du Tournaisien, et ne cesse de montrer par étapes un caractère transgressif croissant, l'apogée étant atteinte au calcaire carbonifère. A l'inverse du cycle précédent, le carbonifère montre des subsidences croissantes vers l'E (sauf pendant le calcaire carbonifère) et la régression finale s'effectue également vers l'E.

Le Permien est mal connu. Il est assez souvent regroupé avec le Carbonifère et confondu avec le Stéphanien. Il n'est d'ailleurs pas certain que le Permien affleure dans le Sahara, sauf dans le bassin de Bechar et dans le Sud tunisien (FABRE, 1976).

C. Le Méso-Cénozoïque « Post-Paléozoïque » Les formations post paléozoïques des bassins situés à l'ouest de la plate forme saharienne sont très peu développées.

C.1.Le Mésozoïque est quasiment absent néanmoins certains auteurs signalent la présence d'un Crétacé à faciès grés-argileux à la base évoluant vers un pôle essentiellement carbonaté au sommet, mis en évidence au niveau du plateau crétacé près de Merkala au Sud-Ouest du bassin. Il se pourrait qu'on la retrouve au NW de Tindouf, sous la table hamadienne, puisque la limite Est de cette transgression n'est pas connue et au Nord du bassin de Tindouf on retrouve une série gréseuse du Crétacé inférieur qui est surmontée par une dalle calcaire cénomano-turonienne (FABRE, 1976).

C.2.Le Cénozoïque est représenté par une série de dépôts détritiques d'environnements très différenciés, représenté par des formations hamadiennes tertiaires (Hamada du Dra)

allant de l'Eocène au Pliocène. Elle est Caractérisée essentiellement par une sédimentation continentale « CONTINENTAL TERMINAL » reposent en discordance sur les formations du Primaire, d'épaisseur ne dépassant guère les 100m.

Cette ensemble est constitué essentiellement d'un complexe grés-argileux, supportant une dalle d'origine lacustre néogène (GEVIN, 1960), interrompu par des événements, des paléopédogenèses, qui permettent de les subdiviser en quatre formations. Ce sont des grès et sables tuffo-limoneux et des dalles calcaires silicifiées qui clôturent les séquences du 4° ordre ou formations (BENHAMOUCHE, 2003).

Dans le Quaternaire on retrouve toute la sédimentation du désert à climat sec et aride et dépourvu de végétation. Ce sont les regs, les éboulis de piémonts, les fedj interdunaires, les alluvions d'oueds, les daïas, les sebkhas et les terrasses ainsi que les alluvions, éluvions, colluvions et les sables éoliens organisés en petites dunes (GEVIN, 1960).

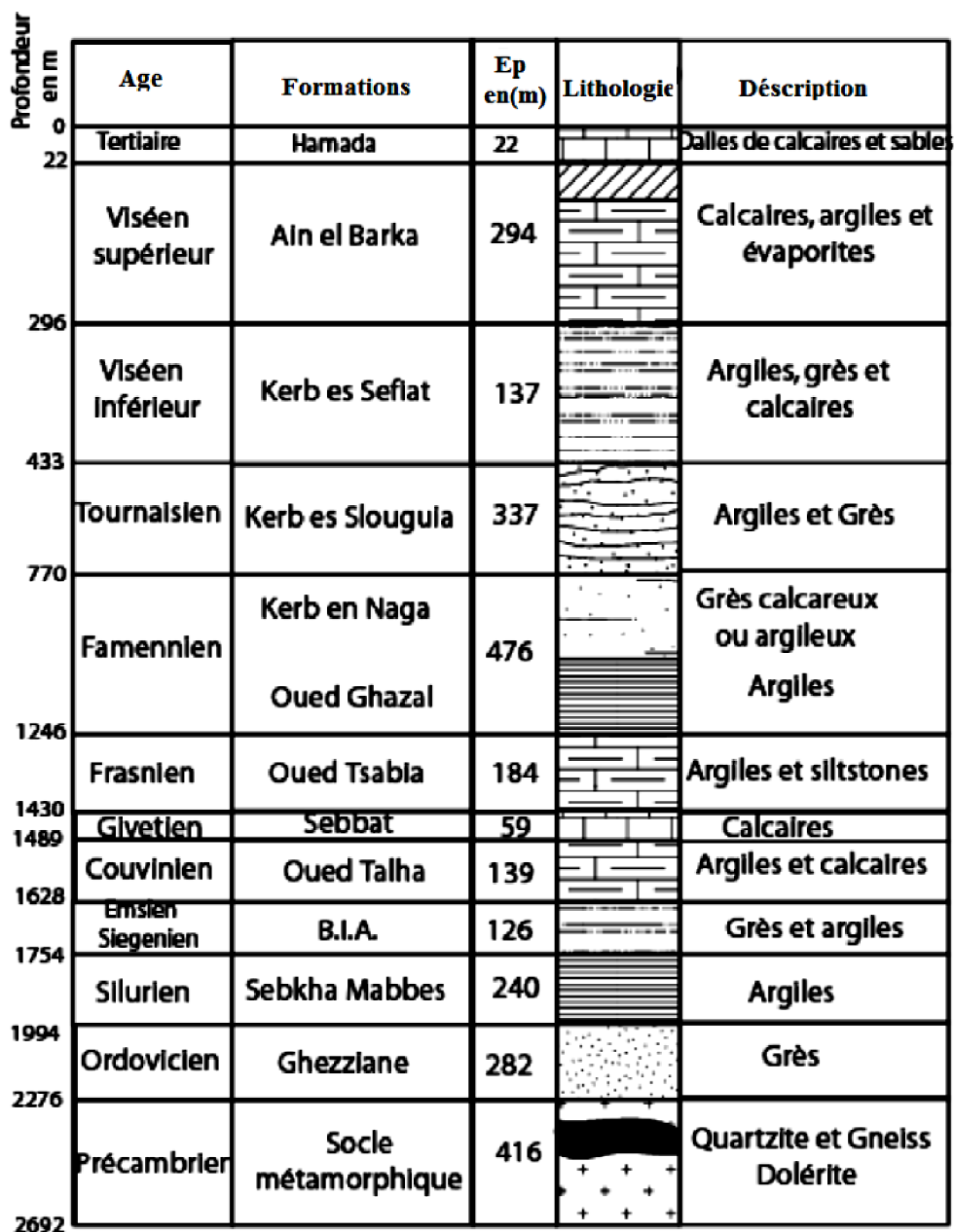


Figure I.5 : Colonne lithostratigraphique du sondage GSL-3 (flanc Sud du bassin de Tindouf), modifiée d'après le rapport de fin de sondage GSL-3 [5] in CHABOU C., 2007.

D. Les dolérites du bassin de Tindouf

Au début du Mésozoïque, le bassin de Tindouf, à l'instar des autres régions de l'Afrique de l'Ouest, a connu une intense activité magmatique liée aux stades précoces de l'ouverture de l'Atlantique central (FABRE, 1976). Cette activité magmatique s'est traduite par la mise en place principalement des filons de dolérites GEVIN (1960) et FABRE (1976). Paradoxalement, les filons, dans leur ensemble, se localisent préférentiellement au niveau du domaine stable du craton Ouest-africain (Figure I.6). CHABOU C., 2001 reconnaît un vaste système de gabbro-dolérites dans toute la série paléozoïque du flanc Sud du bassin de Tindouf.

En affleurement Ces roches se présentent aussi bien au le flanc Nord qu'au flanc Sud du bassin sous trois formes de gisements :

En dykes, Il s'agit de longs dykes, généralement peu épais (1 à 10 m), dont un triple faisceau orienté WSW-ENE recoupe la série paléozoïque du flanc sud du bassin de Tindouf entre les méridiens 6°10' et 8°30'Ouest. Notons aussi que les failles NE-SW et ENE-WSW recoupant cette région, sont liées aux montées magmatiques. A l'Est, dans la région de Bou-Bernous, plusieurs dykes sont injectés à la faveur des failles NE-SW ou N-S, les dykes ou filons failles sont post orogéniques au niveau du flanc Nord du bassin.

En sills, qui sont rares et peu épais dans cette partie du bassin de Tindouf. Ils sont souvent injectés dans les formations argileuses du Famennien. D'autres sills affleurent parfois à l'Est, dans la région de Bou-Bernous. L'esquisse géologique du Nord du bassin montre que les dolérites sont pour la plupart des sills qui s'interstratifient dans le Famennien argileux et la base des grès du Tournaisien, sont plissés et se trouvent traversés et décalés par des filons failles ou des dykes orientés globalement NE – SW. Exemple d'un sill dans la région de Oum Oulili, au versant Nord de l'anticlinal Zémoul a confirmé l'âge de 180 MA. (HOLLARD, 1973).

En massifs intrusifs, probablement des « cheminées », sont également connues dans la région et affectent des surfaces importantes.

En sondage la corrélation entre les trois sondages GSL-3, EAN-1 et HTN-1 indique que ce niveau doleritiques affecte probablement toute la région du flanc Sud du bassin de Tindouf.

L'âge de mise en place des dolérites du bassin de Tindouf est mal connu et controversé, deux hypothèses sont émises dans ce sens :

- une mise en place d'âge paléozoïque déduit par les principes fondamentaux de sédimentologie chronologique
- une mise en place Jurassique suggérée par les différentes datations géochronologiques

Des études récentes (CHABOU C., 2007) indiquent que des intrusions magmatiques ont été mises en place dans le socle (où à la limite entre le socle et la couverture sédimentaire paléozoïque) au début du Jurassique dans la région du flanc Sud du bassin de Tindouf. Il est probable que ce magmatisme ait joué un rôle non négligeable dans la maturation de la matière organique des séries paléozoïques (MAKHOUS et GALUSHKIN, 2003).

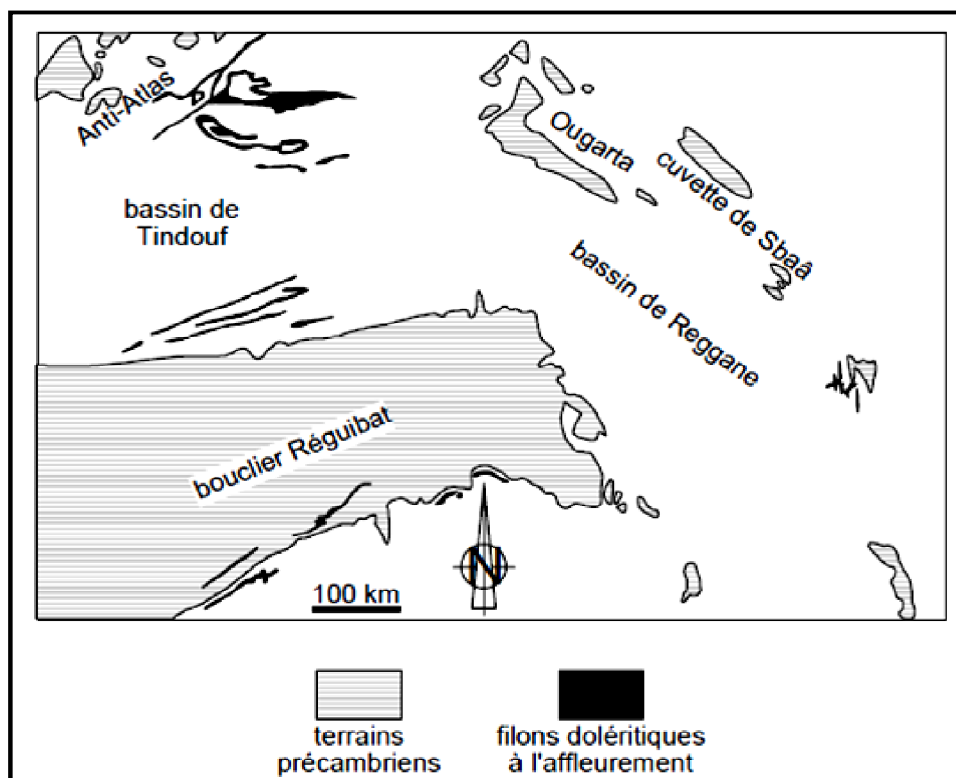


Figure I.6 : Carte de répartition des filons doléritiques jurassiques à l'affleurement (d'après KHENNOUS, 1997).

1.2.1.2. Géodynamique et structural

Le bassin de Tindouf est un bassin Paléozoïque, asymétrique et polyphasé, qui fait partie de la Plate forme saharienne. Il est édifié sur une croûte continentale "Eglab", son histoire a commencé depuis le Précambrien et aurait été structuré essentiellement pendant le cycle hercynien et continue de subir le contre coup de l'édification de la chaîne alpine. Cette dernière est liée à celle de l'Afrique durant les temps paléozoïques, qui s'inscrit toute entière dans un super continent, le Gondwana (FABRE, 1988 ; *in* NEDJARI, 1991) qui se disloquera qu'à partir du Trias.

L'évolution géodynamique du bassin de Tindouf est conditionnée par deux facteurs importants intimement liés : d'un côté, la subsidence, et de l'autre la succession des phases tectoniques qui ont présidé sa formation et son évolution.

A. Les phases tectoniques :

L'architecture actuelle de la plate forme saharienne est le résultat de plusieurs phases tectoniques intenses (Tableau I.1), qui ont affecté la région au cours des temps géologiques (A. BOUDJEMA, 1987).

Le bassin Tindouf fait partie de la plate forme saharienne. Il est caractérisé par une histoire tectonique polyphasée et une importante subsidence qui a permis le dépôt de plus de 8000 m de sédiments paléozoïques dans sa zone axiale (SONATRACH et SCHLUMBERGER, 2007).

GEVIN en 1960, en étudiant le flanc Sud a constaté que la couverture sédimentaire a subi un certain nombre d'actions tectoniques, traduites spécialement par des cassures, mais également par des plissements à grand rayon de courbure. Donc il reste le seul qui a put

donner une approche sur le plan structural, en établissant un calendrier des phases de déformation du bassin.

Le cadre structural actuel de ce bassin est le résultat d'une longue histoire géologique, qui débute bien avant l'Archéen (BESSOLES, 1977). Cet ensemble a subi les effets des orogénèses panafricaine et hercynienne, des influences alpines, une tectonique récente post-hamadienne et avec un degré moindre, ceux d'une néotectonique liée à la position actuelle des continents africain et eurasiatique et à la cinématique de convergence qui régit les contraintes entre ces deux blocs (CONRAD, 1981).

A.1. La période précambrienne :

A.1.1. Le cycle Panafricain : La phase cadomienne, correspond à une période d'émersion suivie d'une importante érosion et pénéplanation ayant affecté les sédiments infracambriens en un système d'ondulations NW.SE à facies de « horst et graben » plus ou moins accusé. Cette tectonique n'est visible qu'au Sud de la dorsale Réguibat, et d'autant mieux qu'on se déplace vers l'Est (GEVIN, 1960).

A.1.2. Le cycle Calédonien : Très peu marqué, mais perceptible sous la forme de certains bombements du socle, notamment vers le 6° méridien W. Il est caractérisé par des up-lifts dans le bassin de Tindouf. D'Ouest en Est, on distingue : Aouinet bel Legraa, Laroussi – Zemila et Bou Bernous, séparés par les sub-bassins de Djebilet et d'Iguidi. Cette structuration est initiée durant l'Ordovicien avec un dépôt de 1000 m de grès. (Le bassin d'Iguidi est plus subsident par rapport à celui de Djebilet). Le cycle Calédonien se fait beaucoup sentir au Sud où le Dévonien inférieur est incomplet et très détritique avec des lentilles de fer.

La phase taconique est bien connue au Sud avec ses ravinelements dans le Cambro – Ordovicien et doit exister aussi au Nord où elle se devine dans les corrélations à travers les sondages. Cette phase est marquée par une nouvelle émersion générale suivie de glaciation et de ravinement importants.

A.1.3. Le cycle Hercynien (varisque) Viséen supérieur- anté Permien :

Il est matérialisé par une activité épirogénique importante. Il correspond à la structuration majeure accompagnée par des distensions conduisant à des transgressions. L'héritage laissé par cette orogénèse et les plissements à grands rayons de courbure dont le vaste synclinal dissymétrique de Tindouf régulier à l'W, bosselé à l'E appartenant aux *sag basin*, Coïncé entre les zones exondées, figées et décapées lors de la phase anté-viséenne (KAZI-TANI, 1986 ; *in* NEDJARI, 1991) et les grandes failles obliques (NE-SW ou E.NE-W.SW) liées aux montées doléritiques (GEVIN, 1960).

A.1.4. Le cycle Alpin

Ce sont tous les mouvements post hercyniens et post-hammadiens qui ont repris ces anciennes structures.

La phase post-hercynienne : suivant les régions, elle s'étend du Permien au Jurassique. C'est une période de relaxation après l'orogénèse hercynienne très évoluée, polyphasée se terminant par une tectonique distensive matérialisée par une variation d'épaisseur et de faciès de part et d'autre des accidents NW-SE, NE-SW et des manifestations volcaniques le long de ces failles.

Les mouvements post-hammadiens, ayant repris d'une part les courbures paléozoïques sous-jacentes, d'autre part les ultimes cassures hercyniennes, sur lesquelles sont calquées les lignes directrices de l'érosion post-hamadienne (GEVIN 1960).

La phase dite permanente liée principalement au tassement des couches, phénomène non attaché à une période diastrophique caractérisée et que nous croyons responsable de la

plupart des failles méridiennes sous-imprimées par les grands traits antécambriens (GEVIN, 1960).

L'histoire tectonique des bassins sédimentaires bordant l'Yetti-Eglab est intimement liée au jeu de la subsidence : commandée par de lents basculements E-W et vice-versa, celle-ci est homogène de part et d'autre de l'axe cristallin, et montre des « zones disharmoniques » reflétant les cicatrices antécambriennes les plus fraîches (zones de mylonites de Bou El Maïna et du 6° méridien) (GEVIN 1960).

Périodes	Phases tectoniques	Jeux des failles	Influence sur la sédimentation
Barrémien	AUTRICHIENNE	Failles normales N-S et NE-SW	Erosion des sédiments du Lias au Crétacé
Trias-Lias	RIFTING	Failles inverses NE-SW	Erosion sur les axes NE-SW
Début Carbinifère-Viséen	HERCYNIEENNE PRECOCE	Failles inverses NW-SE	Erosion sur les axes NE-SW
Dévonien	-	-	Non-dépôt et érosion locale (Mole d'Ahara)
Siluro-Dévonien	ARDENNAISE	Failles inverses N-S	Erosion sur les moles subméridiens
Ordovicien-Silurien	TACONIQUE	Failles inverses N-S	Soulèvement des boucliers Touareg et Réguibat
Cambro-Ordovicien	SARDE	Jeu normal des failles N-S	Variation des épaisseurs contrôlée par des failles, et volcanisme
Cambrien	PANAFRICAINNE TARDIVE	Failles NE-SW et NW-SE	Cratonisation du Sahara central

Tableau I.1 : Tableau résumant l'ensemble des événements tectoniques et sédimentaires au niveau de la plate forme saharienne durant le Paléozoïque (d'après BOUDJEMA, 1987).

B. Aspect structural du bassin

La longue histoire géologique du bassin de Tindouf a guidé son évolution tectonique actuelle. C'est les différents contre coups des diverses orogènes panafricaine, calédonienne et hercynienne, des influences alpines, une tectonique récente post-hamadienne, ainsi la néotectonique liée à la position actuelle des continents eurasiatique et africain et à la cinématique de convergence qui régit les contraintes entre ces deux blocs (CONRAD, 1981). La plus matérialisée est la tectonique hercynienne celle qui lui a donnée sa forme (FABRE, 1976), on peut mettre en évidence d'autre marques dont celle de la phase N040 au Viséen et la phase N120 à la fin du Paléozoïque.

On distingue au niveau du bassin quelques ondulations « nœud structural de Naga », et un monoclin plongeant de quelques degrés vers le Nord (2° à 15°) situé dans la bordure des Eglabs, il s'embble pas avoir subi une déformation importante.

Une faille méridienne a été reconnue plus au Sud, dans la région d'Aouinet Bel Legraa, au contact socle couverture, (GEVIN, 1960).

L'analyse de la carte des linéaments majeurs du bassin (Figure I.7) montre la combinaison de plusieurs directions (MEDAOURI, 2004) :

- Les directions NE-SW et NW-SE, injectées de dolérites semblent être les plus importantes et les plus répandues.
- La direction E-W, se localise surtout au Nord du bassin dans la région de Zémoul.
- La direction N - S, se concentre en bordure NE du massif des Eglabs.

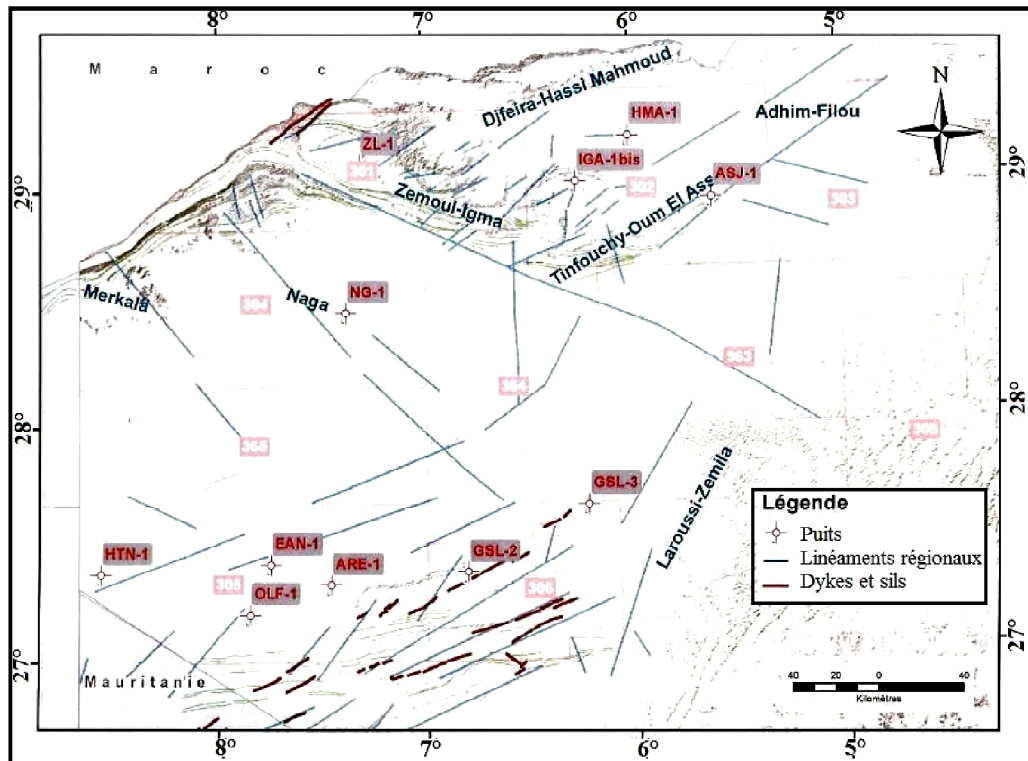


Figure I.7 : Carte linéamentaire globale du bassin de Tindouf au 1/2 000 000° (D'après KETTOUCHE D., 2009).

C. Les différentes discordances dans le bassin de Tindouf

Plusieurs discordances ont été signalées par différents auteurs (GEVIN, 1960; GUERRAK, 1984) dans le bassin de Tindouf, elles sont régionales ou locales. De bas en haut on distingue :

- La discordance de ravinement glaciaire sépare les grès du deuxième Bani de la formation de K'taoua de l'Ordovicien ;
- La discordance taconique sépare les dépôts argileux du Silurien des grès terminaux de l'Ordovicien ;
- La discordance emsiène se manifeste dans la partie Sud du bassin uniquement ;
- La discordance westphalienne qui n'est mentionnée que dans la partie septentrionale du bassin.

D. Évolution géodynamique et paléogéographique

L'évolution du bassin de Tindouf et de la plate forme saharienne s'inscrit dans celle du contexte géodynamique général du continent africain (BUMBY et GUIRAUD, 2005). Elle s'enregistre à travers les accumulations sédimentaires qui restent les témoins indirects de

cette évolution au cours du Phanérozoïque (Planche hors texte I.1 et Planche hors texte I.2).

L'héritage de la structuration panafricaine fini-protérozoïque contrôle la distribution des champs de contraintes au cours du Phanérozoïque (GUIRAUD et BOSWORTH, 1999).

Depuis la fin du Précambrien la plate forme saharienne a subi des phases d'extension conduisant à l'individualisation de bassins sédimentaires se développant à l'aplomb de la suture panafricaine par le plissement d'une couverture en extension décollée.

Le cycle panafricain a été suivi d'une phase d'érosion intense et un effondrement gravitaire post-orogénique qui nivelle toutes les structures et reliefs antérieurs (CABY, 1968). Cette phase de pénéplanation conduit à l'individualisation de la discordance infra-tassilienne (BEUF et al., 1971), dont la surface plane est affectée par une pente très douce orientée vers le Nord favorisant la formation et l'évolution des bassins sédimentaires le long de l'ancienne suture panafricaine entre les cratons Ouest africain et craton panafricain dont la structuration se calque sur l'ancien domaine orogénique (COWARD et RIES, 2003). L'ensemble se développe au niveau d'une très vaste marge bordant au Sud la Paléotéthys qui sépare la bordure septentrionale du Gondwana de la Laurentia.

Cette disposition structurale héritée va contrôler l'essentiel des apports sédimentaires dans les bassins paléozoïques dont le bassin de Tindouf, qui se développe à l'aplomb du craton Ouest-africain (VILLENEUVE, 2005), sous un régime en extension, favorable à sa subsidence.

Au Cambrien on retrouve sur la surface plane d'un plateau structuré en panneaux délimités par des failles antécambriennes avec des apports en provenance du Sud au Sud-Est (BEUF et al., 1971). La présence des Tigillites et de la glauconie du Cambrien moyen traduisent d'une manière générale au cours de cette période une influence marine croissante d'Est en Ouest, à la fin de cette période ce sont les mouvements épirogéniques, qui vont influencer la sédimentation de toute la bordure Ouest de la plate-forme saharienne.

Dans la partie occidentale de la plate-forme saharienne, le sommet du Cambrien est marqué par la présence d'un niveau marin condensé, riche en lingules et en nodules phosphatés, la dalle à lingules, qui marque le maximum de la transgression marine.

Pendant le Cambro- Ordovicien la marge est en système horst et grabens montre un talus qui s'approfondi progressivement vers le Nord grâce à des failles normales ou en transtension. La sédimentation est de type fluviatile au Cambrien et devient glaciaire à l'Ordovicien inférieur, avec des dépôts littoraux au Nord du bassin et des sédiments continentaux glaciaires au Sud.

Cette période correspond à la phase de genèse du bassin de Tindouf, initiée par des mouvements de distension ou de transtension où se sont accumulés des dépôts fluviatiles, attestés par la présence de grandes paléovallées (*in* MEDAOURI M., 2004).

À l'Ordovicien, les effets de mouvements compressifs se font sentir le long des accidents subméridiens en formant des plis à axes N-S, accompagnés de soulèvements régionaux affectant en particulier les boucliers Réguibat et du Hoggar qui entraînent des érosions importantes, parfois jusqu'au socle (BEUF et al., 1971). Une transgression qui va se généraliser sur l'ensemble du Sahara au cours de cette période (LEGRAND, 1985).

L'Ordovicien terminal connus sous le nom d'Unité IV (DEBYSER et al., 1965) est marqué par le dépôt d'argiles micro-conglomératiques témoignant d'un environnement marin périglaciaire, résultat d'une importante glaciation qui a laissé de nombreux témoins en Afrique de l'Ouest (BEUF et al., 1971; HAMBREY, 1985; GHIENNE, 1998; CROWELL, 1999) dont les effets érosifs induits par l'inlandsis gondwanien mis en place au cours de la migration vers le Nord du Gondwana alors que le Sahara se situait en position antarctique (FABRE, 1976). Il s'agit de surfaces d'érosion importantes et de

paléovallées glaciaires (DIA et al., 1969; BEUF et al., 1971; DEYNOUX, 1980; GHIENNE et DEYNOUX, 1998).

On notera la présence de dragées de quartz dans les argiles micro-conglomératiques. C'est un matériel sableux sédimenté en contexte marin lors des grandes débâcles glaciaires et au cours de la fusion des icebergs vallées depuis les bordures de l'inlandsis (BEUF et al., 1971).

L'Ordovicien terminal est ainsi séparé des formations plus anciennes par une discordance angulaire de ravinement (BEUF et al., 1971), datée du Caradoc supérieur – Llandovery inférieur ou moyen (FABRE, 1976).

Au Silurien, la dérive vers le Nord du Gondwana, l'Océan Iapétus se réduit pour se refermer complètement au silurien moyen, s'accompagne de la disparition de l'inlandsis et d'une remontée eustatique importante. La marge évolue en Marge passive subsidente et reçoit d'énormes quantités d'argiles marines profondes ; noires ampélitiques à graptolithes avec une petite influence détritique au Sud en bordure des Eglab. Ce niveau caractéristique constitue un repère stratigraphique précieux, connu sur l'ensemble de la plate-forme, Elle témoigne de l'importante transgression qui l'affecte (*in* MEDAOURI M., 2004).

L'évènement structural le plus important pendant cette période, et ayant une influence sur la sédimentation, correspond au basculement vers le Nord de la plate-forme saharienne au Wenlockien supérieur (LEGRAND, 1969) causant son approfondissement progressif.

Les discordances discrètes reconnues dans les séries siluriennes témoignent de déformations tectoniques associées à la collision acadienne dans les domaines varisques européen et appalachien.

Le passage de la sédimentation du Silurien au Dévonien est marqué par une régression marine générale conduisant au développement d'une sédimentation essentiellement argilo-gréseuse, présentant de nombreuses stratifications obliques qui témoignent d'un environnement fluviatile. Les paléo-courants indiquent une direction des apports fluviatiles vers le Nord-Ouest (BEUF et al., 1971).

En ce qui concerne le bassin de Tindouf, à cette période il entre dans sa phase de maturation ou de comblement, caractérisée par une subsidence active durant le Siluro – Dévonien. Le bassin est sur une marge passive subsidente (*in* MEDAOURI M., 2004) où se sont déposés des sédiments franchement marins avec une influence continentale à la fin du Dévonien.

Dévonien inférieur est marqué par une influence continentale due probablement au soulèvement progressif de la chaîne de l'Anti-Atlas, favorisant les dépôts de sédiments marins peu profonds au Nord et des dépôts de côte au Sud du bassin de Tindouf.

Les dépôts carbonatés du Dévonien moyen à supérieur traduisent une nouvelle transgression, à dominance argilo-carbonatée, indiquent des conditions marines franches. La transgression d'origine eustatique de cette mer peu profonde se généralise à l'ensemble de la plate-forme au Givetien (FABRE, 1976). Autour de la dorsale Réguibat, des constructions récifales se développent (WENDT, 1993; WENDT et al., 1993), certaines semblent se développer à l'aplomb d'accidents généralement subméridiens qui seraient les témoins des premiers plissements de la chaîne varisque du Maroc (PIQUE et al, 1991).

Dévonien supérieur, la période pendant laquelle le milieu marin devient restreint avec des dépôts anoxiques, témoignant de l'isolement progressif du bassin de Tindouf du reste du sillon Anti-Atlasique. La sédimentation demeure semblable lors du passage au Carbonifère (Strunien) argilo-carbonaté au Frasnien dans l'ensemble de la plate-forme, puis devient plus argileux au Famennien).

À partir du Dévonien supérieur et au cours du Carbonifère, l'ensemble des bassins est affecté par les effets tectoniques lointains de l'orogénèse varisque qui se traduisent par une déformation intraplaque au niveau de la plate-forme saharienne et dont les effets se font particulièrement sentir. C'est à la fin du Viséen début Namurien que le bassin se forme et

s'isole totalement de la fosse située plus au Nord, par des mouvements transcurrents dextres.

La phase de structuration du bassin de Tindouf, est marquée par deux périodes importantes : la première aurait eu lieu à la fin du Viséen, elle aurait induit des plis (NW-SE) à grand rayon de courbure liée à des mouvements décrochants le long de grandes failles du socle. La seconde période (Namurien –Stéphanien) aurait repris les structures existantes induisant des mouvements décrochants dextres le long des failles E-W, WNW – ESE et ENE -WSW ainsi que des plis NE-SW, et aurait permis l'isolement total du bassin de Tindouf du reste de la chaîne située au Nord (Bassin de type Foreland) d'où le déplacement des dépôts centres carbonifères vers le Sud alors qu'ils étaient centrés sur le Zémoul pendant le Silurien et le Dévonien (*in* MEDAOURI M., 2004).

Les niveaux eustatiques sont importants au cours du Carbonifère et se traduisent par une sédimentation marine peu profonde qui passe vers le Nord à des plates formes carbonatées (GUIRAUD et BOSWORTH, 1999).

Le Carbonifère inférieur est caractérisé par une évolution sédimentaire qui suit celle du Dévonien terminal ou l'orogénèse hercynienne au Nord-Ouest exerce son influence de plus en plus. La répartition des faciès montre une subdivision en un ensemble argilo-gréseux tournaisien surmonté d'une formation argileuse puis argilo-carbonatée datée du Viséen. Les environnements de dépôt sont considérés malgré la présence sporadique d'évaporites dans les bassins de Tindouf et de Reggane. Confirmé par la présence de *Gigantoproductus irregularis* (LEGRAND-BLAIN, 1983). Les apports sédimentaires se font depuis le Nord et le Nord-Ouest. La fin de cette période marque le retrait définitif de la mer de la majeure partie de la plate-forme saharienne (FABRE, 1976).

Le Carbonifère supérieur argileux-gréseux versicolore, renfermant de nombreux débris végétaux. Les sédiments se sont mis en place dans des environnements continentaux à lagunaires (MEYENDROFF, 1938; GEVIN, 1960; CONRAD, 1984; CONRAD et al., 1984). Tout comme au cours du Carbonifère inférieur, les sources des sédiments détritiques se situent au Nord et au Nord-Ouest alors que les reliefs de la chaîne varisque étaient en cours d'édification en Europe et au Maroc (PIQUE et al., 1991).

Le Permien est mal connu. Il est assez souvent regroupé avec le Carbonifère, et confondu avec le Stéphanien. Il n'est d'ailleurs pas certain que le Permien affleure dans le Sahara, sauf dans le bassin de Bechar et dans le Sud tunisien (FABRE, 1976).

Durant le Permien et tout le Mésozoïque, la région de Tindouf s'est comportée comme une zone haute, et était le siège d'une érosion intense. Cependant, un épisode de distension au Jurassique, lié à l'ouverture de l'Atlantique central, aurait permis la mise en place d'un volcanisme tholéitique le long des fissures principalement NE- SW.

Les événements épirogéniques qui se produisent ensuite au cours du Méso-Cénozoïque ne modifient que peu les structures formées auparavant. L'ensemble des bassins est également affecté par une tectonique intraplaque entraînant des rejeux de failles de décrochement qui affectent le socle de la plate-forme et qui limitent à l'Est le bouclier éburnéen jusqu'au Golfe de Guinée, leurs mouvements sont dextres au Permien, puis sénestres au Crétacé inférieur et au début de l'Eocène supérieur (37-36 Ma); (GUIRAUD et al., 2005).

Le Mésozoïque n'est représenté au flanc Sud du bassin de Tindouf, que par le Crétacé inférieur. Des dépôts continentaux sont reconnus. Il s'agit des formations du continental Intercalaire dont l'âge est mal connu qui reposent parfois directement en discordance sur le Dévonien. En géologie, le continental intercalaire désigne les formations continentales qui se sont déposées entre le cycle marin du Paléozoïque clôt par l'orogénèse hercynienne et la transgression marine du Cénomani. La base est constituée de terrains primaires du Paléozoïque, très accidentée par l'orogénèse hercynienne. Le toit est formé le plus souvent

par les dépôts du Crétacé supérieur à savoir le Cénomaniens argileux et le Turonien et parfois par les terrains tertiaires ou quaternaires.

Au Crétacé et au Tertiaire, le bassin est soumis à de faibles affaissements avec des accumulations de dépôts continentaux peu épais. Les phases alpines accentuent les structures existantes et le bassin évolue postérieurement en bassin d'avant pays polyphasé (*in* MEDAOURI M., 2004).

Le Cénozoïque, quant à lui, est représenté dans le bassin de Tindouf par la formation de la Hamada, à faciès essentiellement carbonaté associé à des grès et des argiles. Cette formation d'origine continentale et lacustre affleure dans presque tout le territoire Sud-Ouest de la plate-forme saharienne où elle recouvre les formations paléozoïques (Hamada du Draâ) attribués au Pliocène (GEVIN, 1960 et BENHAMOUCHE M., 2003).

C'est à l'Eocène supérieur également que le socle du Hoggar subit une surrection d'origine thermique, liée au fonctionnement du panache mantellique sous-jacent et au magmatisme associé (DAUTRIA et LESQUER, 1989).

Outre le contrôle tectonique de l'évolution des bassins, les variations du niveau marin contrôlées par l'évolution du climat, jouent un rôle majeur dans l'évolution de la sédimentation. D'origine eustatique, les transgressions majeures se produisent au Cambrien inférieur, à l'Ordovicien inférieur, au début du Silurien, au Dévonien moyen et supérieur et enfin, au Carbonifère inférieur et supérieur (CARR, 2002 ; BUMBY et GUIRAUD, 2005).

1.2. L'Ordovicien

Les formations appartenant à l'Ordovicien sont très développées dans tout le bassin de Tindouf et se reconnaissent par la présence de plusieurs niveaux de fer oolithique, et constituent ainsi les premiers termes de la couverture paléozoïque qui sont transgressifs et discordants sur le socle « Dorsale Réghuibat ».

GEVIN en 1960 a associé Cambrien et Ordovicien sous le terme de « complexe de base » faute de fossiles ou de restes organiques dans les couches définissant un ensemble le plus souvent gréseux compris entre les terrains cristallins situés à la base et les couches gothlandiennes au sommet. Ces grès avaient primitivement été rapportés pour leur partie inférieure "Quartzites de Gara Djebilet", au Cambrien, et pour leur partie supérieure "Grès d'Aouinet Bel Legraa", à l'Ordovicien.

Ultérieurement l'âge Ordovicien de tout l'ensemble a été établi grâce à la découverte de Brachiopodes (GEVIN, 1962 ; GEVIN et MONGERAU, 1968). Il correspond presque partout à des grès grossiers, à stratifications entrecroisées, qui cartographiquement apparaissent discordants sur les quartzites et que nous avons appelé grès d'Aouinet Bel Legraa, son épaisseur croît irrégulièrement de l'W à l'E (de quelques m à 200m) jusqu'à atteindre plusieurs centaines de mètres à la Gara Sayada (GEVIN, 1960). Ces grès, d'une extension importante sur tout le flanc Sud sont souvent parsemés de terriers fossiles et en particuliers de Tigillites (*Scolithus*). DOURTHE et SERRA (1961), ont montré qu'il s'agissait d'un empilement d'écaillés d'une même formation épaisse en réalité de 80 à 100m seulement. Ce phénomène connu par ailleurs en Allemagne du Nord, serait dû à la pression de la glace sur sol gelé. (ROGNON et al, 1972; BŒUF et al, 1971).

L'Ordovicien, dans le flanc Sud du bassin de Tindouf, présente quelques indices de fer oolithique. Un niveau de 9m d'épaisseur, surmonté par des argilites noires à graptolithes (GEVIN P., 1960). Donc on peut envisager une origine plutôt continentale (sans doute éolien), vers l'E apparaissent quelques intercalations de grès à ripple marks marin ce qui nous pousse à penser à une allure transgressive vers l'W.

1.3. Le Silurien (Gothlandien)

Au dessus des grès grossiers d'origine vraisemblablement continentale de l'Ordovicien, viennent des argiles schisteuses papyracées, attribuées au Gothlandien pour les faunes qu'elles contiennent étant franchement marines. Cette limite est conservée en raison du changement radical de faciès manifesté. Les formations siluriennes, concordantes sur les grès ordoviciens, ou transgressives sur le socle antécambrien, sont essentiellement constituées d'argilites de teinte souvent grise-verdâtre à l'affleurement, renfermant de rares très minces passées de grès fins d'environ 500-1000 cm. Ces argilites se débitent en fragments, ne permettant pas d'y récolter des fossiles. Il faut toutefois rappeler qu'entre Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraa LEGRAND Ph., (1969) avait découvert des Graptolithes en deux localités :

- Au Sud de la base de Djebilet et à 1 m au-dessus du sommet des grès de l'Ordovicien supérieur, avec *Monograptus priodon s.l.* et *M. tindoufi* indiquant très probablement un âge Wenlockien inférieur ;
- A la Gara Kaddour, à la base d'un niveau décimétrique de microconglomérat ferrugineux, avec *Monograptus priodon f. lata* accompagné d'articles de Crinoïdes, d'Ostracodes, d'Orthocères et de Brachiopodes ; les Graptolithes qui ne semblaient pas remaniés indiquaient un âge Wenlockien, probablement supérieur.

Le plus souvent très altérées et imprégnées de cristallisations secondaires d'évaporites à graptolithes. Les argiles silteuses papyracées forment des séries monotones, quasiment

sans interruption plus épaisses au Nord qu'au Sud du bassin de Tindouf. depuis le Zemmour jusqu'à l'Erg Chech avec cependant une décroissance très nette des épaisseurs d'W à partir de 120m dans la région de Bou Bernous vers l'E jusqu'à atteindre 2m à Aouinet Bel Legraa , avec absence probable du Gothlandien au delà du méridien 6°30' W suite à une érosion après émergence, puis transgression du Dévonien inférieur.

Le sommet de cette formation argileuse est représenté par un repère lithologique, assez aisément repérable sur le terrain, constitué par un niveau microconglomératique ferrugineux, brun rougeâtre à violacé (lie-de-vin), souvent riche en Brachiopodes Chonétidés (g. et sp. nov.) et en articles de Crinoïdes nommé "dalle à Encrines".

L'extension stratigraphique de toute la formation est assez particulière, on la trouve réduite au niveau de la sebkha de Mabbès par rapport aux régions situées plus à l'Ouest et à l'Est.

Dans les régions plus occidentales, les grès ordoviciens s'amenuisent au point que les argiles gothlandiennes reposent directement sur le socle cristallin (GEVIN, 1960), appuyés d'une coupure stratigraphique nette entre les grès et les argiles sus-jacentes, dont l'épaisseur est voisines de 120 m, comportant deux niveaux à Graptolites du Llandovery supérieur et du Wenlock (environ 20m), surmontés par des argiles azoïques rapportées à des niveaux siluriens plus récents (Ludlow selon GEVIN, 1960).

Dans les régions plus orientales, une prédominance du facies argileux, à 25km ne subsiste que des argiles avec de minces intercalations silteuses ou lumachelliques vers le tiers supérieur de la série. Au dessus du toit des grès inférieurs, un niveau calcaire à patine bleue ou violacée des restes de Brachiopodes et des Orthocères correspondant à des *Monograptus priodon* (var. *lata*) Bronn, zone 26-29, *Orthoceras sp*, *Cardiola cf interrupta BRODERIP*, comme au niveau de Gara Kaddour où des miches calcaires (des intercalations calcaires à aspect schistoïde) lumachelliques, qui s'amincissent, mais conservant toujours un assez grand nombre d'articles de Crinoïdes qui rendent son repérage facile sur le terrain, surmonté par une couche ferrugineuse conglomératique très réduite remaniant les couches antérieures à galet mal roulés de grès roses et de quartzites blanches de l'Ordovicien (var. *lata*) Bronn, zone 26-29, souligne une transgression avec discordance au-delà de l'Erg Mabbès. L'ensemble permet d'attribuer à l'ensemble l'âge Gothlandien avec environ 90m de puissance. Tandis qu'aux environs de Bou Bernous, les argiles siluriennes s'épaississent et atteignent 120 m d'épaisseur dans le Fedj Mlehas où elles ont livré des Graptolites du Llandovery et du Wenlock (GEVIN, 1960 et plus récemment GOURVENNEC et al. 1994). Grâce microfaunes de Chitinozoaires (déterminés par PARIS F). On a déterminé l'existence de niveaux siluriens appartenant :

- Au Llandovery moyen (Aeronien), avec *Cyathochitina caputoi*, *Ancyrochitina ancyrea* et *Spinachitina sp.*
- Au Llandovery supérieur (Telychien), avec *Pterochitina deichaii*, *Margachitina margaritana*, *Linochitina cf. erratica*, *Conochitina armarillata* et *Plectochitina sp.*
- Au Pridoli, avec *Urnochitina urna*, *Pterochitina perivelata*, *Cingulochitina serrata*, *Ancyrochitina gr. fragilis* et *Plectochitina sp.*

1.4. Géodynamique et approche paléogéographique

A l'aube de l'Ordovicien, la disposition des continents est héritée de l'orogénèse panafricaine. Le Sahara se trouve sur la marge du Gondwana, face à des océans que l'on appellera Iapétus et Téthys et dont la Méditerranée orientale est une réplique (Figure II.2). De l'autre côté s'étend l'Europe et la plus grande partie de l'Amérique du Nord (Laurentia).

Au cours de l'Ordovicien, la plaque européenne se déplace et commence à entrer en collision avec la Laurentia (455-445 Ma) créant la chaîne taconique (RODGERS ; 1971) *in* FABRE J, (2005)).

Vers la fin de cette période, la Terre connaît une période froide (Ice House de SCOTSE et al., 1999 ; *in* CLERC S., 2012). Un puissant volcanisme envoie des cendres dans la haute atmosphère (HUFF et al., 1992 *in* FABRE J., 2005). Cette masse de poussière, en réduisant le rayonnement solaire reçu par la terre pourrait être l'une des causes de la glaciation subie par l'Afrique et l'Amérique du Sud. L'extinction biologique connue sous le nom d'*Hirnantian event* a été attribuée aux eaux froides venant de l'inlandsis (*in* CLERC S., 2012).

La limite Ordovicien-Silurien attestent d'un magmatisme et des éruptions volcaniques suite à la découverte de granites (FABRE, 2005).

Pendant le Silurien, le Gondwana reste dans les latitudes hautes de l'hémisphère Sud mais la calotte glaciaire est moins étendue que pendant l'Ordovicien. Les autres continents se rapprochent pour commencer la formation d'un second supercontinent, formé suite à la fermeture du grand océan Iapétus qui séparait les divers continents de l'hémisphère Nord avant leur accréation. Ceci a donné naissance à l'orogénèse calédonienne dont on retrouve les traces en Scandinavie.

A cette période, le niveau moyen des océans est en hausse. TROMPETTE pense que la mer silurienne était une mer chaude (TROMPETTE, 1972 *in* GUERRAK S., 1988), tandis que LEGRAND pense au contraire que les glaciers ont pu persister plus longtemps en certains points jusqu'au Wenlock (LEGRAND 1969 *in* GUERRAK S., 1988). La nature des niveaux carbonatés pourrait apporter des éléments sur les paléotempératures, donc sur le milieu (GUERRAK S., 1988). Corollaire à cette remontée eustatique, il se dépose des « Black Shales », des argiles sédimentées en milieu réducteur marin et riche en planctons, ce qui en fait des roches-mères d'hydrocarbures. BOUCOT avance deux causes possibles (BOUCOT, 1990 *in* FABRE J, 2005):

- La lente remontée isostatique de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, qui avaient été couvertes par l'inlandsis de l'ordovicien supérieur. Pour KAZI-TANI « un réajustement isostatique positif soulève les régions côtières et entraîne un effet régressif ».
- La fonte des glaces sur les parties centrales du continent durant le Silurien inférieur. On pourrait imaginer d'autres causes, comme le développement de dorsales dans l'Océan Pacifique en voie d'expansion.

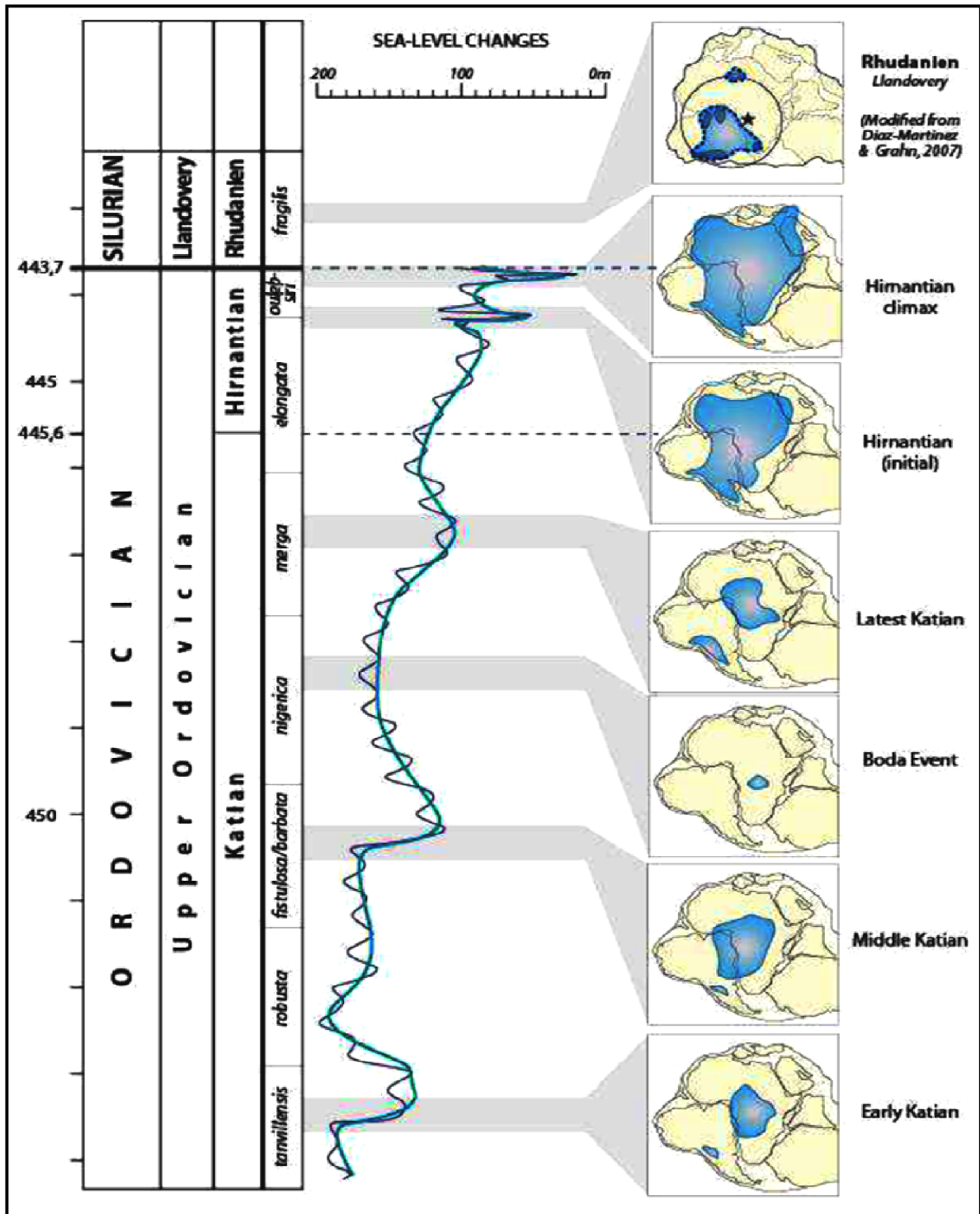


Figure II.2 : Variation du niveau marin et hypothèses d'évolution des calottes de l'Ordovicien supérieur (D'après LOI et al., 2010) et au Silurien inférieur (D'après DIAZ-MARTINEZ et GRAHN, 2007 in CLERC S., 2012).

2. SEDIMENTOLOGIE

2.1. INTRODUCTION

Après avoir abordé l'analyse lithostratigraphique, le présent chapitre décrit l'étude sédimentologique des unités lithostratigraphiques correspondant, selon les cas, soit à des séries ou à des formations.

Sur le plan sédimentologique, aucune étude détaillée n'a été réalisée, faute de la dispersion et la qualité des affleurements, ce qui nous a poussés à entreprendre une étude basée sur la définition des faciès et leurs associations, en vue d'établir une reconstitution des milieux de dépôt.

2.2. L'ANALYSE SEQUENTIELLE

L'analyse séquentielle est une méthode objective qui consiste à chercher les successions cohérentes et répétitives des faciès qui constituent les séquences (DELFAUD J., 1974). Les travaux de DELFAUD de 1972 à 1986 (*in* AIT OUALI, 1991) ont fait de l'analyse séquentielle un outil indispensable d'investigation des bassins sédimentaires.

La stratigraphie séquentielle s'attache aux relations verticales et latérales, qui existent entre les séquences de dépôt. Une séquence de dépôt est une unité génétique constituée d'une suite de faciès rencontrés dans une formation et replacés dans l'ordre réel de leur succession, mise en place en un point précis au cours d'un cycle de fluctuation du niveau relatif de la mer. Elles constituent des unités stratigraphiques formées d'une succession régulière de couches relativement concordantes limitées par des discontinuités représentant des coupures sédimentaires qui marquent un ralentissement, un arrêt de la sédimentation ou des phénomènes d'érosion ou de ravinement. Elles correspondent à l'enregistrement d'événements géodynamiques ou climatiques, locaux liés à l'hydrodynamisme, ou bien globaux d'origine eustatique.

L'étude de ces discontinuités est très importante car elles constituent l'unique outil géologique qui permet de définir objectivement des séquences sédimentaires.

2.3. ANALYSE SEQUENTIELLE DES COUPES DE TERRAIN

La stratigraphie du Siluro-Ordovicien du flanc Sud du Bassin de Tindouf n'est pas entièrement établie. Ces systèmes ne sont connus que globalement et les limites entre les étages sont approximatives.

Le remplissage Ordovicien-Silurien au niveau des zones d'étude (Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraa) (Figure II.3), constitue un ensemble de plus de 104 m d'épaisseur. Dans ce chapitre une description a été faite en détail, banc par banc, tout en choisissant les meilleurs affleurements, en se basant sur les critères lithologiques (lithofaciès, géométrie). sur la base de la stratigraphie de ces termes, cet ensemble est classiquement subdivisé en deux formations : celle des Quartzites de Djebilet et des Grès d'Aouinet Bel Legraa séparées par une discordance (GEVIN, 1948 ; 1960). Ces grès ordoviciens ont été nommés formation de Ghezziane (GUERRAK, 1987; OULBSIR) et attribués à l'Ordovicien supérieur (BITAM et al., 1997). Les argiles siluriennes (Gevin, 1960) correspondant à la formation de la Gara Kadour (LEGRAND, 1969; 1981) qui serait uniquement équivalente à la partie inférieure de la Formation de la Sebkhha Mabbès de GUERRAK (1987).

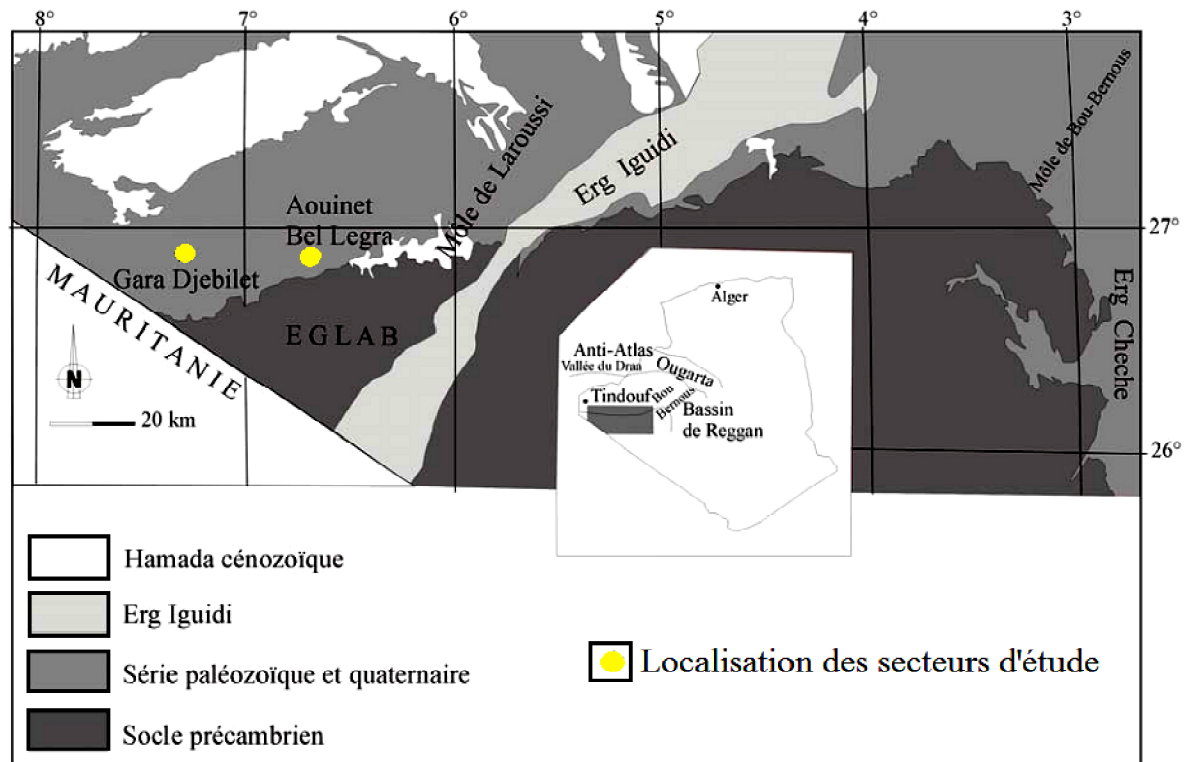


Figure II.3 : Situation géographique du flanc Sud du bassin de Tindouf, d'après BITAM et al., 1997 in BRICE D.; OUALI MEHADJI A., 2009).

Afin de réétudier en détail ces formations, trois coupes ont été levées, la première au niveau de Gara Djebilet, la seconde à Aouinet Bel Legraa et la dernière s'est faite au niveau de Gara Djebilet Ouest (Figure II.4).

2.3.1. Localisation des coupes

2.3.1.1. Secteur de Gara Djebilet

Ce secteur se situe dans le flanc Sud du bassin de Tindouf, à environ 120 Km au Sud de la ville de Tindouf. Il apparaît dans la moitié occidentale, limité vers l'Ouest par Dalaat El Admia et vers l'Est par Kerb Aouinet Legraa.

Dans ce secteur, deux coupes ont été levées (Figure II.4), éloignées l'une de l'autre de 20 km, d'une orientation pratiquement Nord-Sud. Il s'agit respectivement de la coupe de Gara Djebilet et de la coupe de Gara Djebilet Ouest.

2.3.1.2. Secteur d'Aouinet Bel Legraa

Ce secteur se situe dans le flanc Sud du bassin de Tindouf, à environ 50 km à l'Est de Gara Djebilet (Figure II.4). Il apparaît dans la moitié occidentale et il est limité vers l'Ouest par Gara Djebilet et vers l'Est par Guelb El Rhoul.

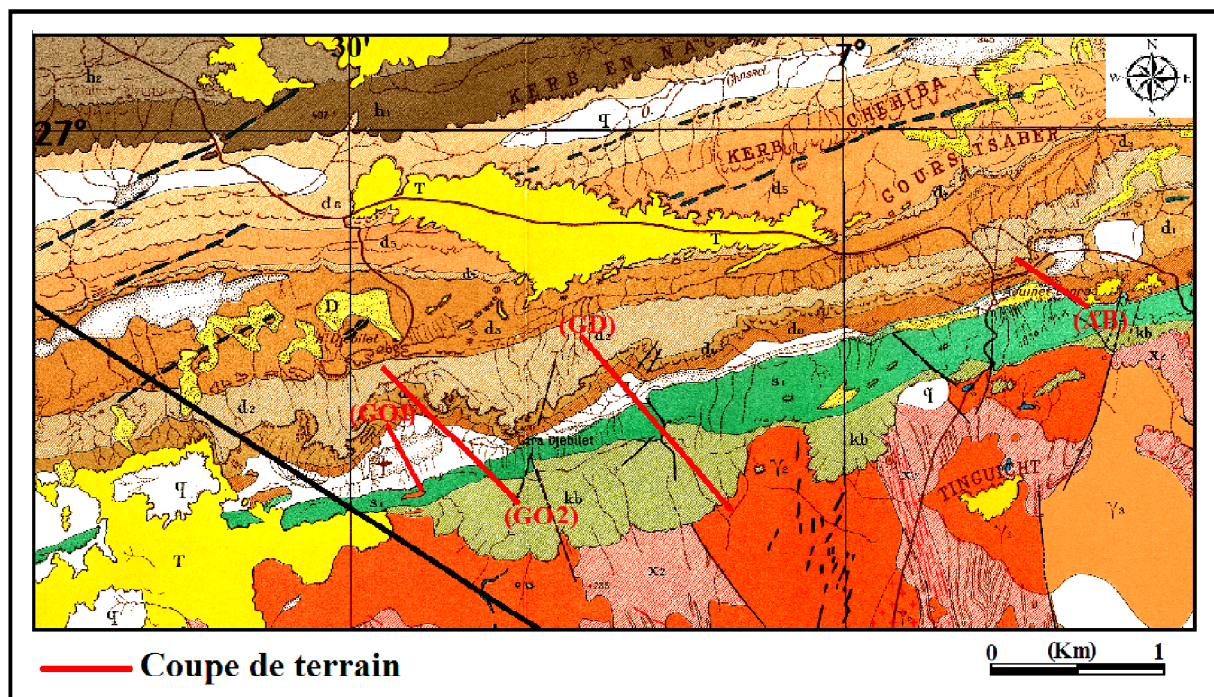


Figure II.4 : Plan de position des coupes sédimentologiques réalisées au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf et représentées sur la carte géologique de GEVIN, 1958.

2.3.2. Description des coupes

2.3.2.1. Coupe de Gara Djebilet

Dans cette coupe, la formation de Ghezziane est composée des grés beiges fins micacés chenalisés, surmontés par des grés quartzitiques. Elle est subdivisée en deux membres, les grés d'Aouinet Bel Legraa et la quartzite de Gara Djebilet (Figure II.5, Figure II.6 et Figure II.7).

Les grés d'Aouinet Bel Legraa, ce membre est matérialisé par des bancs de grés (de 45 m d'épaisseur) brunâtres à la patine beiges à la cassure, à grains fins à moyens, évoluant vers des grains plus grossiers. Ils se caractérisent par une évolution des structures allant des stratifications obliques aux entrecroisées en mamelon à l'échelle des bancs et tout au sommet. A la base, ces grés sont à miches (Vacuole; galets mous) et à flazers bedding. Au sommet, ils portent les vestiges de la glaciation. On observe le paysage moutonné par endroits dessinant de larges vallées glaciaires.

La quartzite de Gara Djebilet. Ce membre est matérialisé par des quartzites très dures de couleur noirâtre à la patine, grisâtre à la cassure. Elle se caractérise par des stratifications obliques et des Herring bones (arrêtes de poisson), contenant des rides de courant (ripple marks), devenant plus épaisses au sommet et présentant en plus des formes sphériques ferrugineuses indéterminées et des bioturbations et Tigillites.

Pour la formation des argiles noires à graptolites de Sebkha Mabbès, très peu épaisse, constituée en quasi-totalité par des argiles silteuses verdâtres très kaolinisées et diaclasées, dont les premiers termes présentent une déformation synsédimentaire (slumps de taille métrique). Elles admettent quelques passées de grés fins micacés, gris ne dépassant pas quelques centimètres, et des minces bancs calcaires gris montrant des bioturbations et des surfaces gondolées à rides lingoïdes, on note aussi des niveaux de condensation de faunes (niveau à crinoïdes).

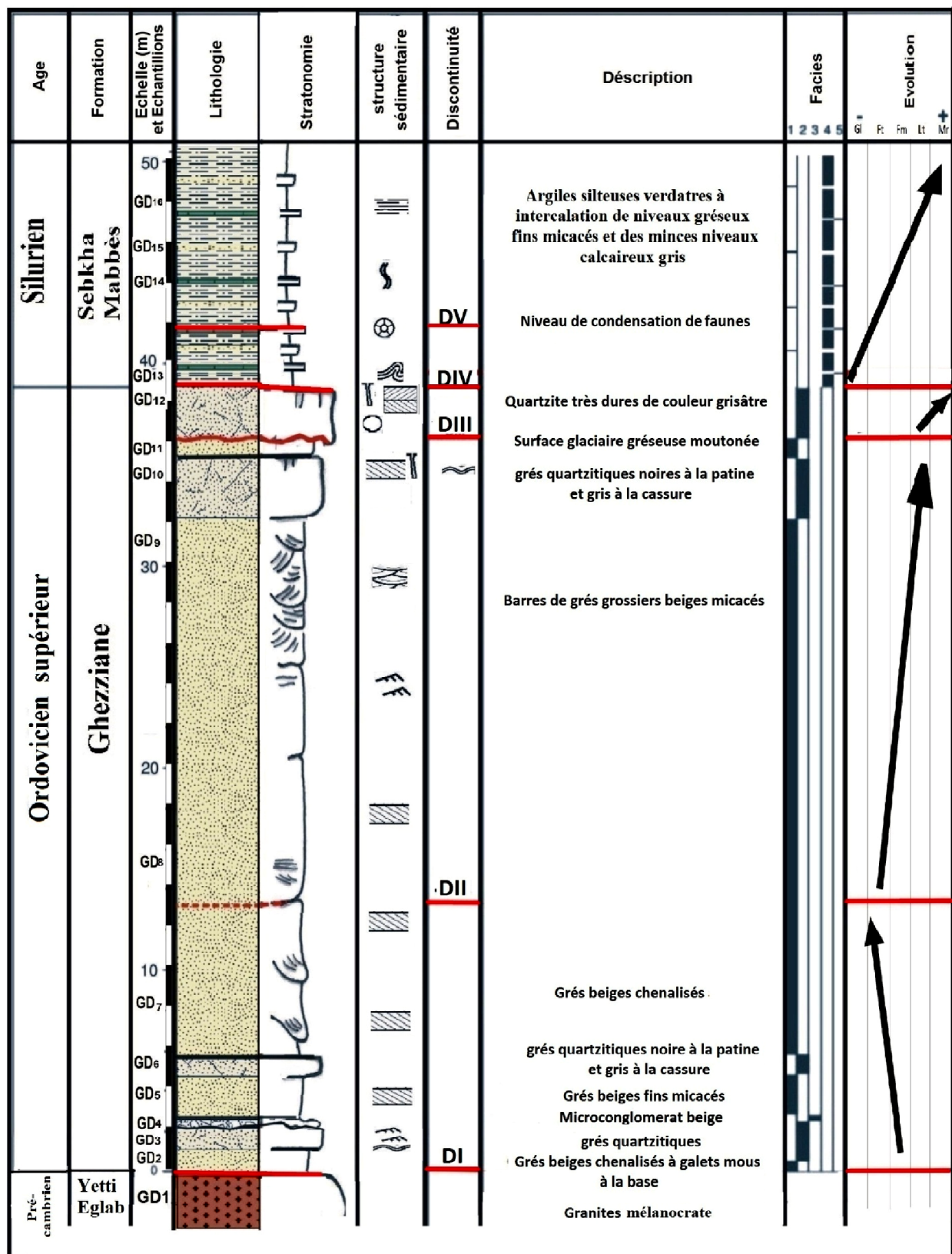


Figure II.5 : Analyse sédimentologique de la coupe de Gara Djebilet

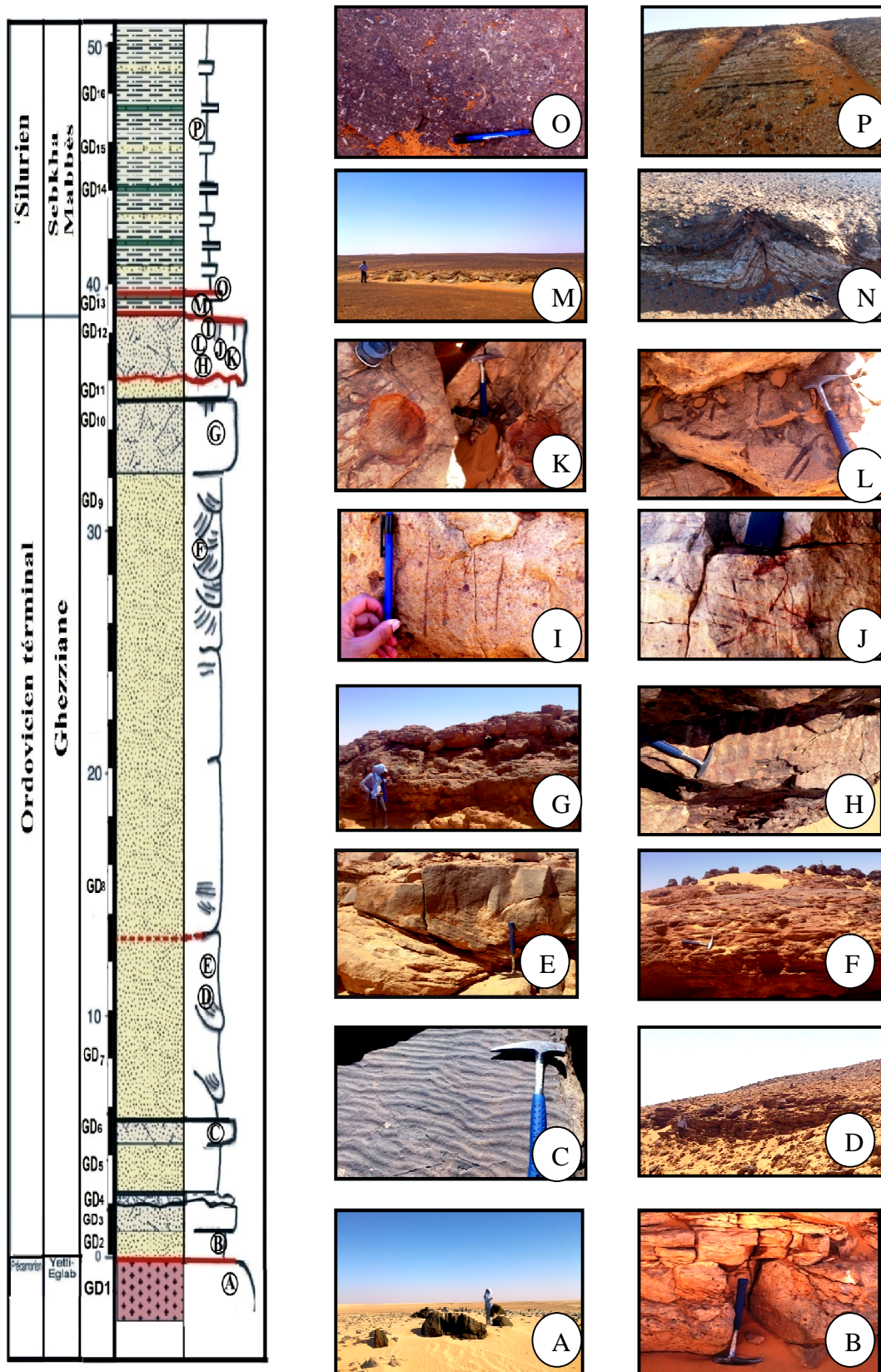


Figure II.6 : A) Granite mélanocrate arénitisé. B) Grés fin beige dur à galets mous. C) Quartzite à rides de courant. D) Grés beige chenalisé (lentille à stratifications obliques et planes). E) Grés beige micacé à stratifications obliques. F) Barre de grés grossier beige micacé à stratifications entrecroisées. G) Quartzite sombre à rares Tigillites. H) Quartzite grise sombre à rides de courant. I) Quartzite à Tigillites. J) Quartzite à Herring-bones et cross bedding. K) Quartzite à formes sphériques indéterminées. L) Quartzite à Bioturbations. M) Argiles silteuses plissées (Slumps). N) Argiles silteuses très kaolinisées slumpées. O) Niveau calcaire à crinoïdes. P) Argiles silteuses vertes à intercalations de bancs gréseux, non déformées.

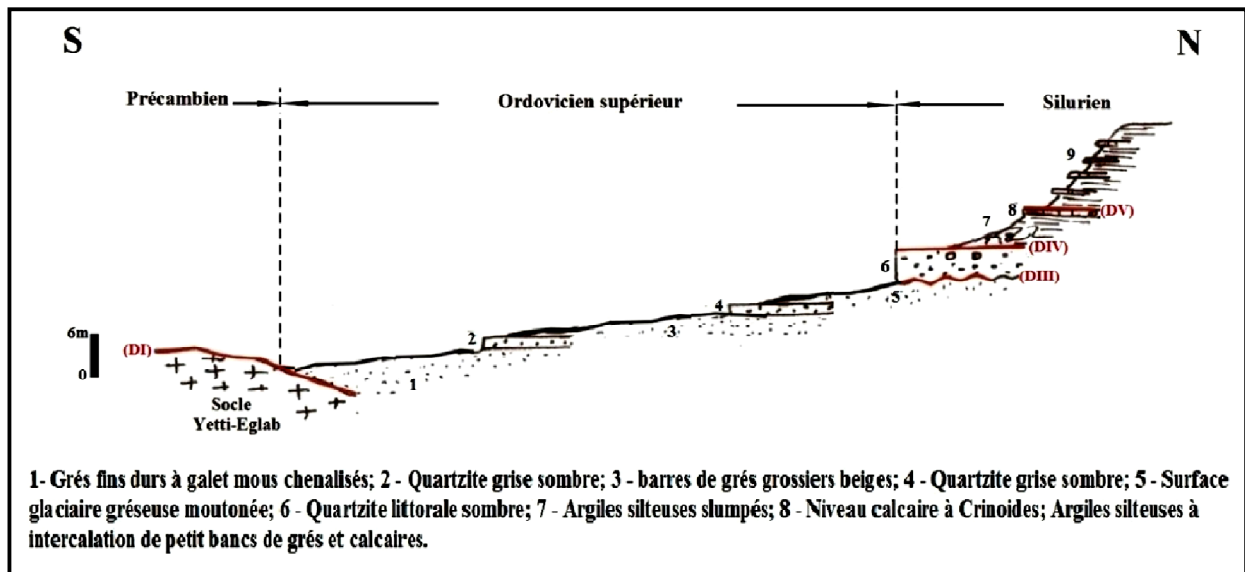


Figure II.7 : Schéma panoramique illustrant les différents ensembles de la coupe de Gara Djebilet.

2.3.2.2. Coupe de Gara Djebilet Ouest

Cette coupe a été levée à l'W de Gara Djebilet. Elle présente les mêmes formations à l'exception de la présence d'un nouveau facies des grès roses vacuolaires et l'absence de la formation ordovicienne par endroits. On retrouve le silurien reposant directement sur le socle (Figure II.8, Figure II.9 et Figure II.10).

Cette coupe présente presque les mêmes épaisseurs avec une formation silurienne plus importante pouvant atteindre 54 m.

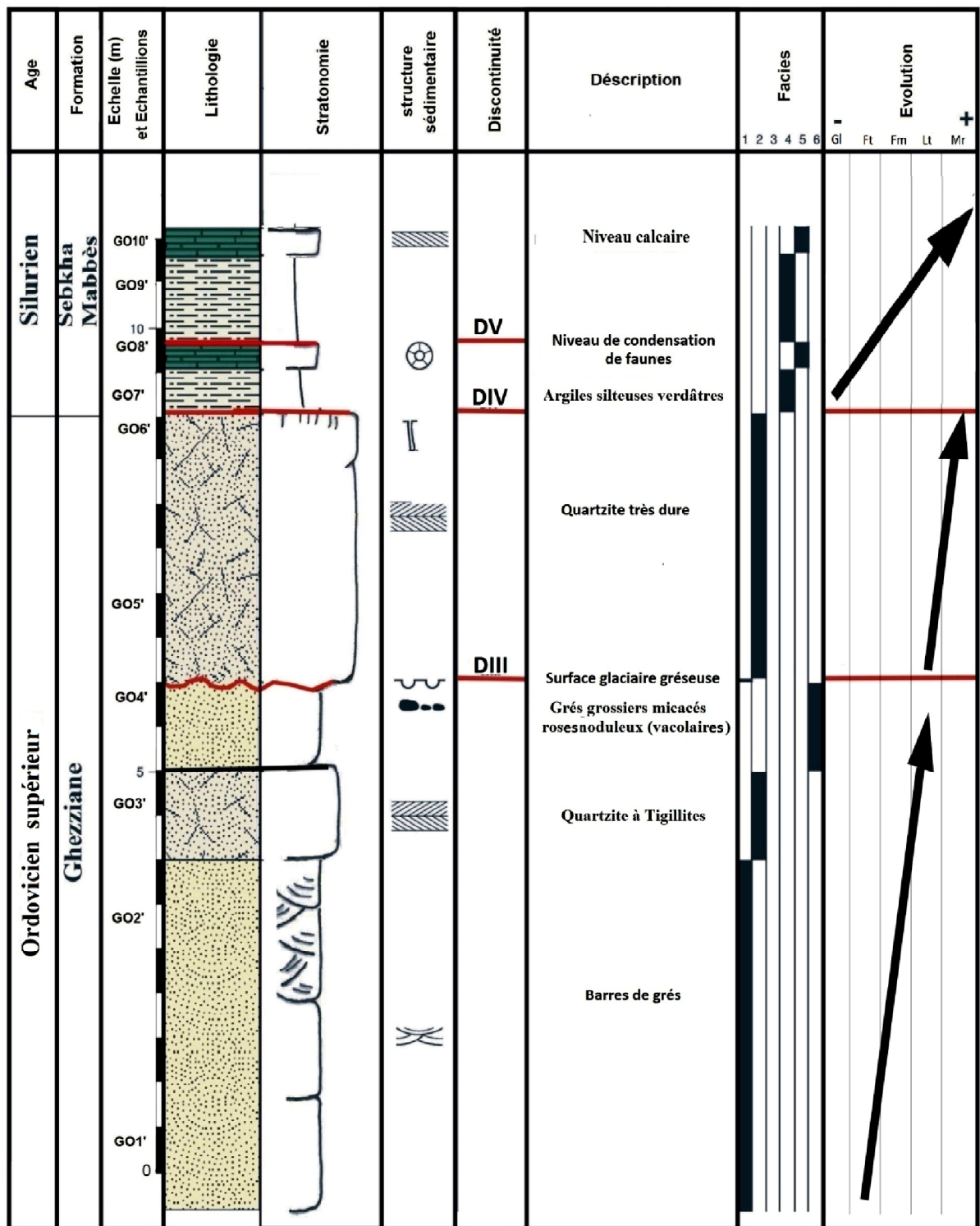


Figure II.9 : Analyse sédimentologique de la coupe de Gara Djebilet Ouest 2

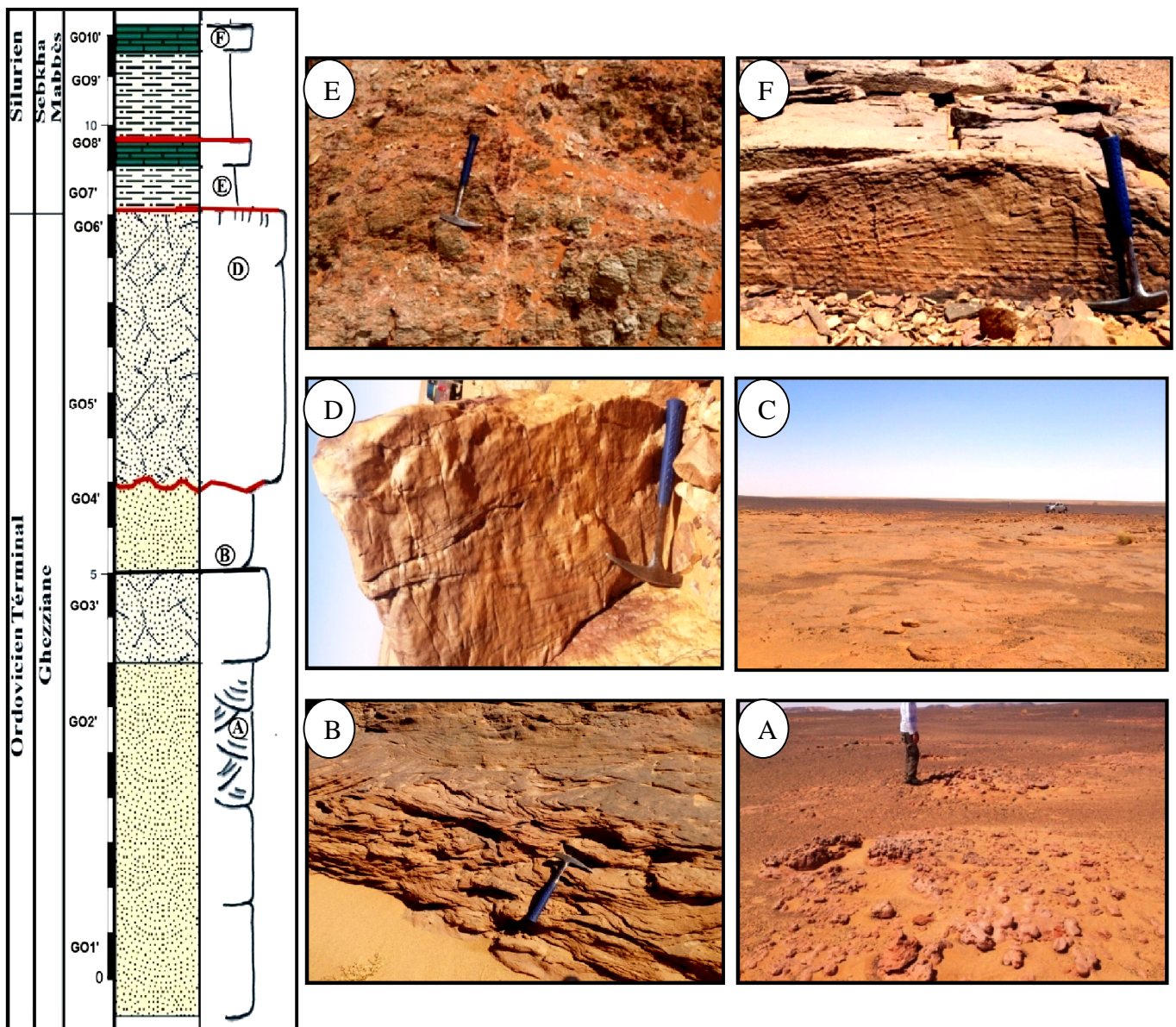


Figure II.10 : A) Barre gréseuse à stratifications en mamelon. B) Grés Grossier micacé rose vacuolaire (noduleux). C) Surface glaciaire moutonnée. D) Quartzites blanche à herring- bones et cross bedding. E) Argiles silteuses vertes diaclasées. F) Niveau de calcaire silurien à stratifications obliques.

2.3.2.3. Coupe d'Aouinet Bel Legraa

La formation de Ghezziane est représentée par une surface glaciaire surmontée d'une quartzite très réduite très dure de couleur noirâtre à la patine, grisâtre à la cassure, atteignant une épaisseur de 40 cm.

La formation des argiles de sebkha Mabbès se retrouve très réduite jusqu'à 17 m d'épaisseur, peu déformée et très ferrugineuse. Elle correspond à des argiles silteuses à intercalation de niveaux calcaires bioturbés centimétriques, limonite et à hématite intensément fracturées (Figure II.11, Figure II.12, Figure II.13 et Figure II.14).

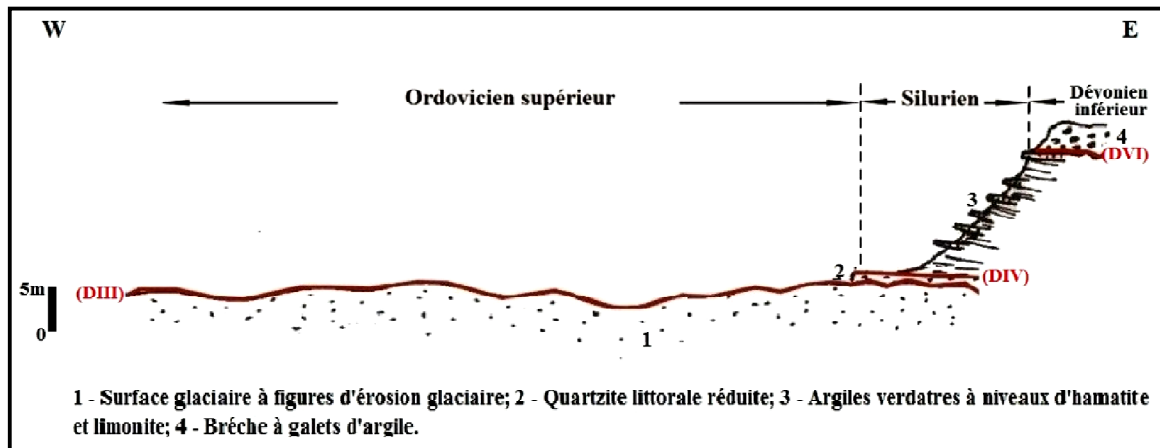


Figure II.11 : Schéma panoramique illustrant les différents ensembles de la coupe d'Aouinet Bel Legraa.

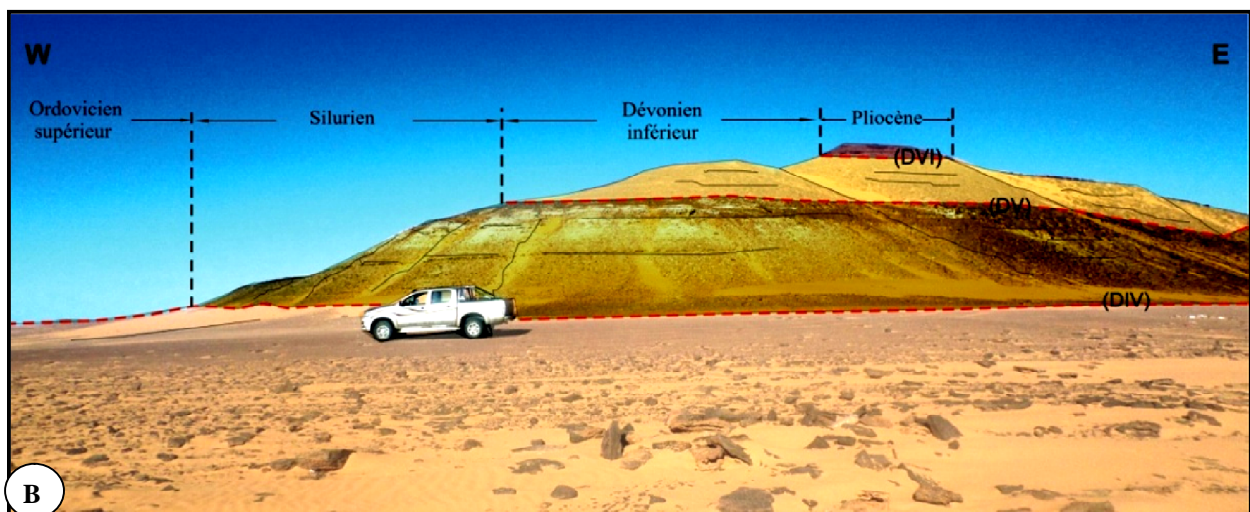


Figure II.12 : A) Panorama au niveau d'Aouinet Bel Legraa, illustrant le passage Ordovicien-Silurien et Silurien-Dévonien. B) Panorama interprété.

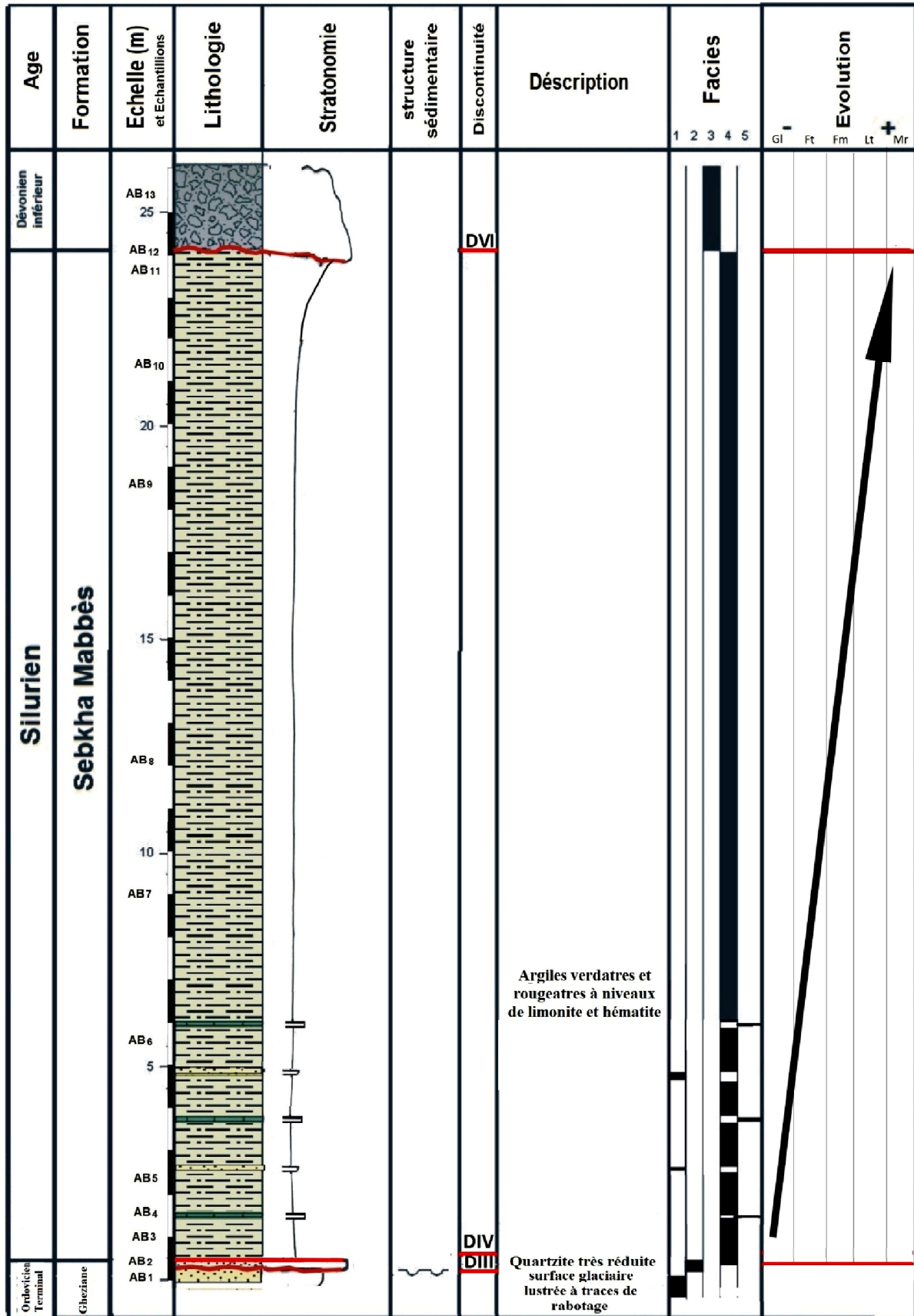


Figure II.13 : Analyse sédimentologique de la coupe d'Aouinet Bel Legraa.

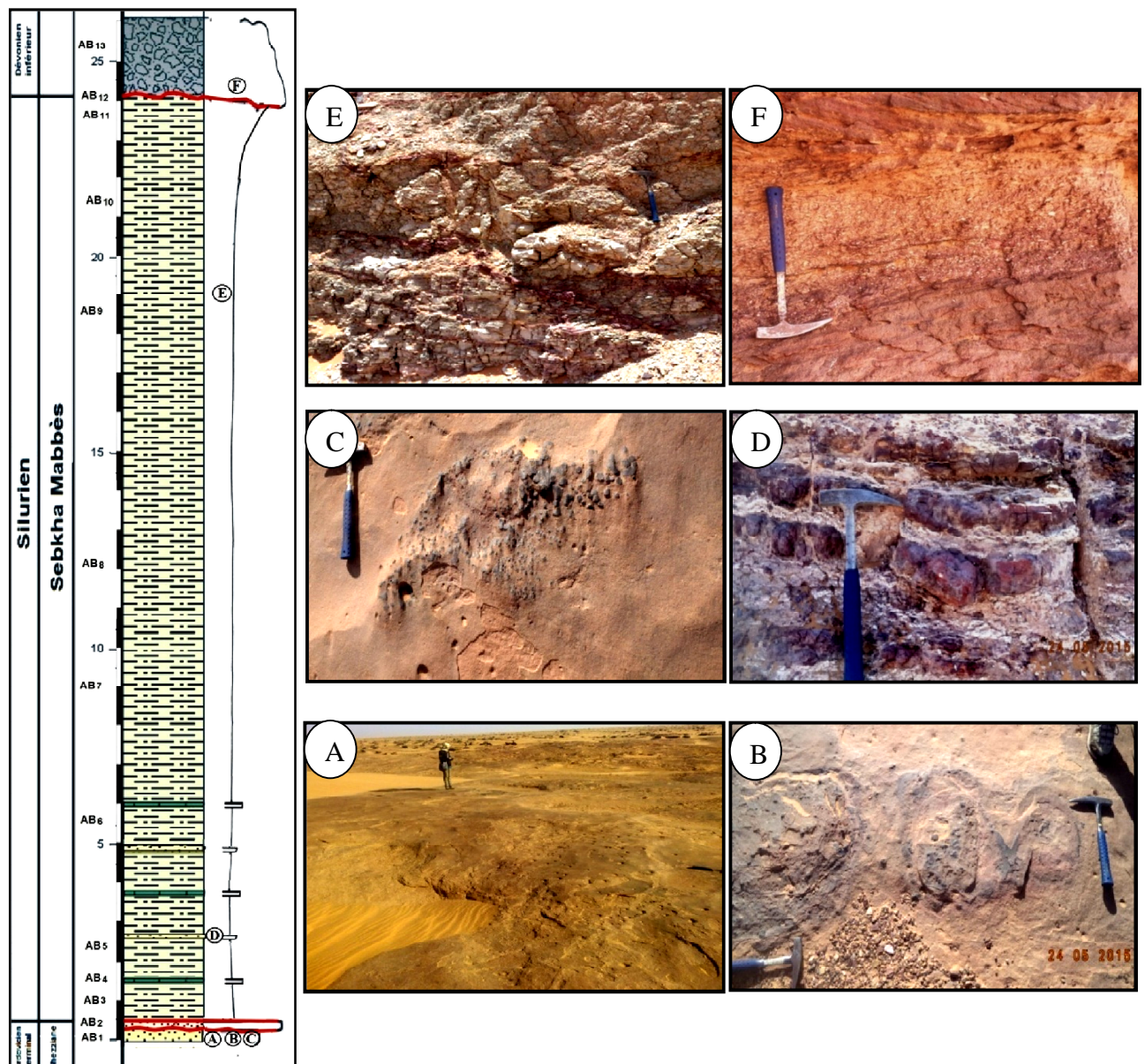


Figure II.14 : A) Surface d'érosion glaciaire gréseuse (paysage moutonné). B) Traces de rabotage sur la surface glaciaire. C) surface glaciaire à cryoturbations. D) Niveaux d'hématite, de limonite et de gypse dans les argiles silteuses. E) Argiles silteuses vertes fortement diaclasées. F) Brèche sédimentaire à galets d'argilite.

2.4. LES DISCONTINUITES

Les surfaces de discontinuité constituent des témoins d'événements majeurs de l'histoire d'un bassin et de son évolution. Elles trouvent leur utilité dans la subdivision d'ensembles sédimentaires en unités lithoséquentielles et dans l'approche des phases importantes de la géodynamique globale.

Ces discontinuités sont décrites et classées par ordre chronologique. Nous accordons un intérêt particulier au passage Ordovicien-Silurien qui apparaît d'une façon spectaculaire dans les régions d'étude.

D(I). La discordance Panafricaine, stratigraphique dans la région d'étude, sépare les formations infracambriennes de la série paléozoïque, correspond à une lacune sédimentaire due au non dépôt ou à une érosion.

D(II). On peut distinguer des joints ou des diastèmes matérialisés par l'évolution de la géométrie des corps sédimentaires et des structures, allant des lentilles à stratifications obliques vers des barres à stratifications entre croisées, qui marquent un changement d'énergie hydrodynamique.

D(III). Discordance de ravinement glaciaire au sommet de l'Ordovicien supérieur qui présente le cas d'une topographie encore accidentés, modelée par une glaciation continentale et fossilisée par des accumulations glaciaires et interglaciaires liées à la glaciation Hirnantienne, matérialisée par de nombreux témoins de tailles différentes: une surface moutonnée lustrée, figures de rabotage ou de tassement et des figures de cryoturbation. Il faut signaler également l'existence de figures de creusement de paléovallées glaciaires.

D(IV). La discordance Taconique, séparant les dépôts argileux transgressifs du Silurien, des grés terminaux de l'Ordovicien supérieur, coïncidant avec un changement lithologique et paléogéographique, qui met fin à un matériel silicoclastique fini-Ordovicien, pour annoncer la sédimentation silurienne suite l'avancée de la mer à la fin de la période glaciaire.

D(V). Un niveau repère (couche repère) silurien d'ampleur régionale, représenté par des miches calcaires lumachelliques à grand nombre d'articles de crinoïdes, qui traduit un moment de crise aboutissant à une mort en masse (ensemble d'organismes jeunes et adultes), due à un changement brutal des conditions paléo-écologiques, causées par la fluctuation de la mer silurienne (émersion).

D(VI). La surface fini-silurienne annonce un changement de régime à tendance régressive d'un milieu marin vers un milieu fluviatile, qui apporte un bon exemple de discontinuités successives en rapport avec des déformations épirogéniques liés à la phase ardennaise aboutissant à une discontinuité majeure dite discordance Calédonienne.

2.5. LES MILIEUX DE SEDIMENTATION

Avant d'exposer l'analyse sédimentologique de la zone étudiée, il est utile de rappeler les principales caractéristiques de certains milieux sédimentaires.

2.5.1. Le milieu fluvial

Les rivières sont surtout des agents de transport. Elles déposent néanmoins aux endroits où la vitesse diminue. Les caractères du réseau fluvial (l'indice de sinuosité et le nombre de chenaux), déterminent les formes d'accumulations. Le type de réseau dépend essentiellement de la pente, de la charge transportée et de la stabilité des rives (rôle stabilisant de la végétation). Tous les intermédiaires existent. Une même rivière change de type de sa source à son embouchure. Le réseau est généralement en tresse en amont et à méandres en aval. Les réseaux droits sont rares. Les réseaux anastomosés sont observés dans les zones subsidentes de climat humide. Les réseaux en tresse et méandriques sont les plus fréquents (BOULVAIN F., 2015).

Une rivière dépose dans son ou ses chenaux, formant son lit mineur, des amas de galets et sables appelés barres. Lors des crues, elle envahit sa plaine d'inondation et y dépose des matériaux généralement plus fins, les limons, contenant une forte proportion d'argile formant des séquences positives qui débutent par un pavage de galets et se terminent par des limons de plaine d'inondation, montrant des traces de sols et de végétation. Cette sédimentation diffère d'un réseau à un autre; on distingue:

- La sédimentation des réseaux en tresse: Les rivières en tresse sont rapides, on les trouve dans les régions de montagne, leur dépôts ressemble, beaucoup à ceux des cônes torrentiels. Ils se déposent sous forme de barres longitudinales, qui séparent les chenaux (Figure II.15). Ces barres deviennent obliques (transversales) dans les courbes, elles sont mobiles et s'accroissent dans le sens du courant "accrétion longitudinale", leur forme dépend de la charge et du débit. Elles sont constituées de galets imbriqués qui tombent en avalanche en aval, de graviers, de sables à litages entrecroisés. Elles sont souvent ravinées par le déplacement des chenaux (BOULVAIN F., 2015).

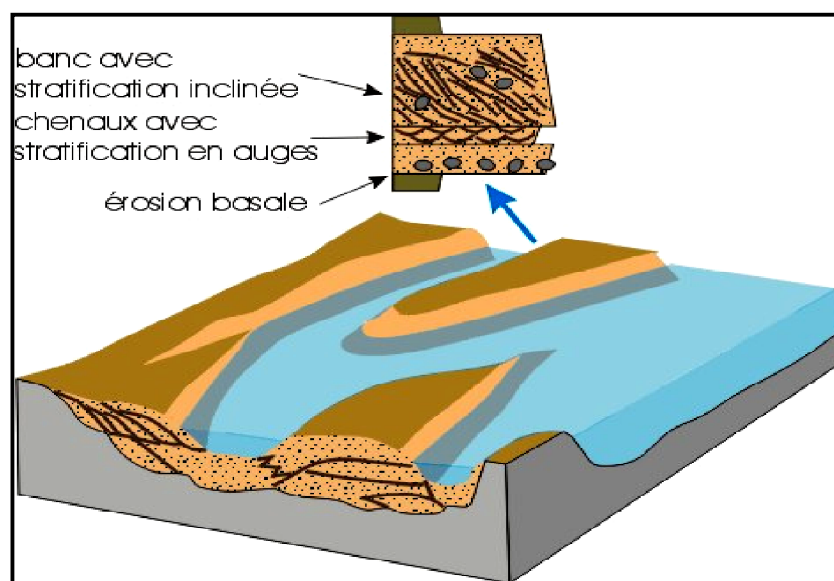


Figure II.15 : Schéma d'un système fluvial à chenaux en tresse et exemple d'une séquence de comblement (BOULVAIN F., 2015).

- La sédimentation des réseaux à méandres: La sédimentation se fait sur la rive convexe, sous forme d'une barre de méandre. La barre s'accroît latéralement en même temps que la migration du méandre (accrétion latérale). Elle est constituée de sables disposés en litages obliques de grande taille (litages epsilons). Le chenal est bordé par des levés qui le séparent de la plaine d'inondation couverte de dépôts fins et son fond est pavé de galets (Channel lag). Si une levée est crevée pendant une crue, des sables se répandent dans la plaine d'inondation sous forme d'un microdelta de crevasse (crevasse splay), déposant des limons et des argiles propices à l'installation d'un sol, renfermant des lentilles décimétriques de sables et de galets qui correspondent à la divagation des chenaux méandriques (Figure II.16).

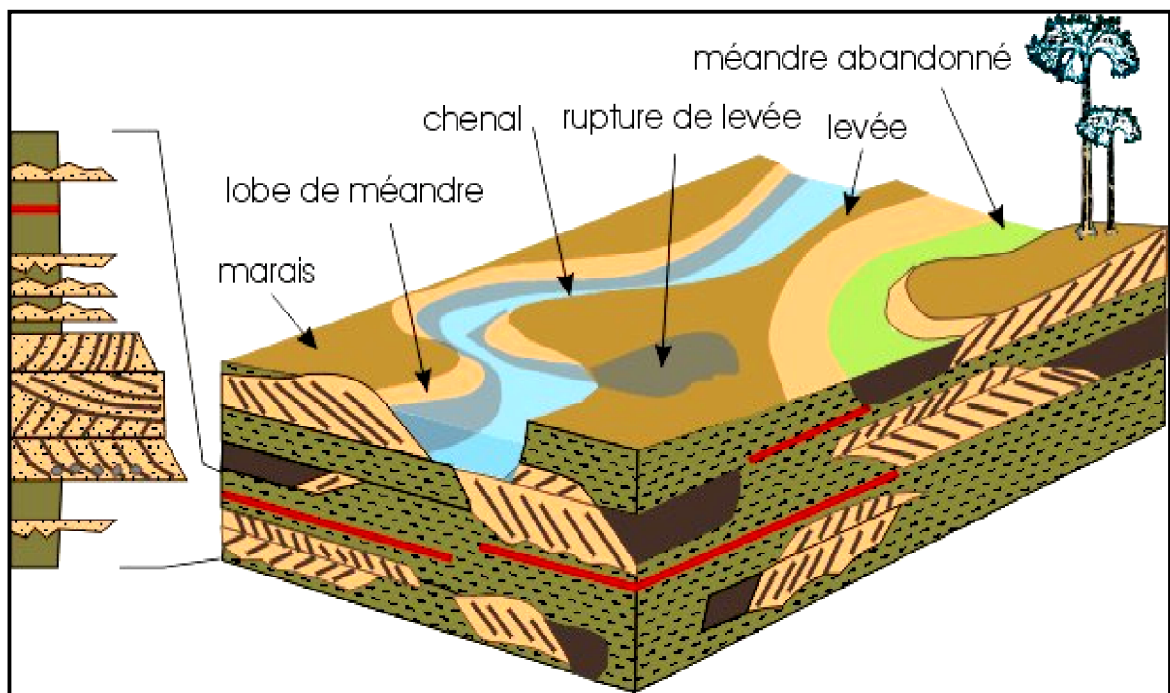


Figure II.16 : Schéma d'un système fluvial à méandres et exemple d'une séquence de comblement (BOULVAIN F., 2015).

Après diagenèse, les sédiments fluviaux donnent des conglomérats, grès, siltites et argilites. Les séquences fluviales sont généralement grano-décroissantes (elles sont dites positives), avec un niveau de galets à la base et des limons au sommet. Parmi les structures sédimentaires, on trouve en particulier des rides lingoïdes (en forme de langue) et des grands litages obliques quand le réseau est méandrique. Les structures orientées (litages obliques, imbrications), montrent un courant en moyenne unidirectionnel. Les fossiles sont généralement absents, on retrouve seulement des traces d'activité organique dans les limons (terriers, racines). L'alternance des périodes d'érosion et de sédimentation dans l'histoire d'une rivière produit des niveaux fluviaux étagés ou emboîtés appelés terrasses (BOULVAIN F., 2015).

Le tableau qui suit, résume l'environnement de dépôt fluvial (Tableau II.1).

Domaine de sédimentation	Environnement	Facies	Structure sédimentaire	Type de séquence
Continental	Fluvatile: sédiments qui s'accumulent par ruissèlement d'eau			
	Système fluvatile en tresse: -Zone à gradient topographique important. -Charge sédimentaire variable. -Faible sinuosité majeur.	Dépôts de chenaux: se manifestent par des séquences à bases érosives. -Dépôts grossiers. Dépôts de barres: forment le sommet des séquences, sable moyen à fin.	-Stratifications de type feston. -Stratifications obliques. Rides et laminations planes.	Séquence en forme cylindrique à évolution strato-grano-décroissante.
	Système fluvatile à méandres: -Pourcentage d'argiles plus important. -Un seul chenal unique très sinueux.	-Dépôts de chenaux à prédominance sableuse, grossière à la base. -Dépôt fins au sommet. -Alternance de sable fin et des argiles à l'extrême sommet avec des traces de racines.	-Stratifications obliques. -stratifications entrecroisées. -Laminations parallèles et traces de racines.	Séquence en forme de cloche à évolution granodécroissante

Tableau. II. 1 : Tableau résumant l'environnement de dépôt fluvatile (*in* MESLEM I.; ZID MA., 2000).

2.5.2. Le milieu glaciaire

On dénombre plusieurs types de glaciers, ceux de vallée jusqu'aux inlandsis. Notre étude se porte particulièrement au cas des glaciers de calotte, définissant des aires englacées supérieures à 50000 Km².

L'environnement glaciaire se caractérise par la coexistence, dans le temps et dans l'espace, de processus d'érosion, de sédimentation et de déformation. On distingue plusieurs environnements de dépôts (Figure II.17), qui peuvent être regroupés en deux grands ensembles (*in* CLERC S., 2012) :

-Les environnements proglaciaires, sans influence directe de la glace :
Fluvioglaciale, Glaciomarin et Glaciolacustre.

-Les environnements glaciaires, sous influence directe de la glace :
Supraglaciale et Sous-glaciaire, correspondent à l'espace entre le substrat et le glacier, se caractérisent soit par le contact direct entre la glace et le substrat, donnant lieu à la déformation et à l'érosion des sédiments, soit par l'existence de chenaux et des cavités sous glaciaires permettant le développement de processus de transfert et de dépôt de sédiments à l'interface glace-substrat.

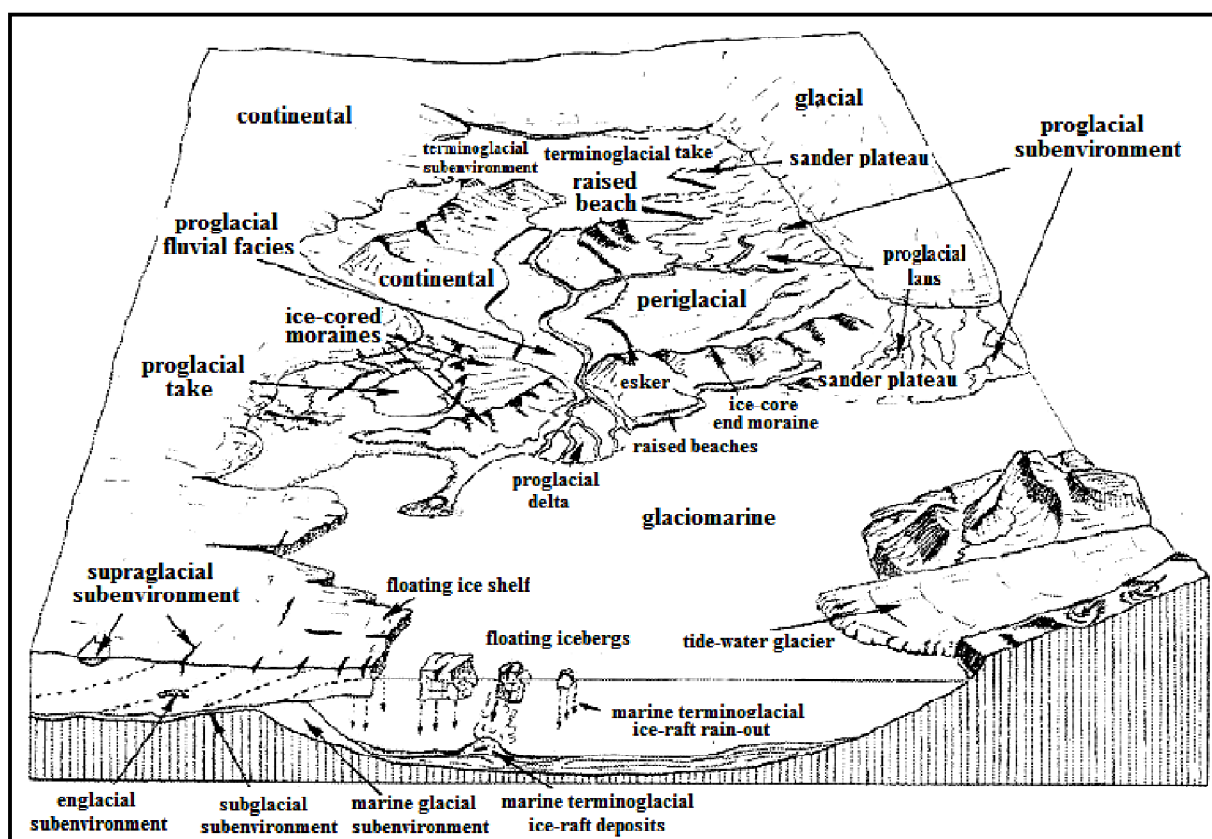


Figure II.17 : Modèle synthétique représentant les environnements fluvioglaciaire, glaciomarin, glaciolacustre, supra-glaciaire et sous-glaciaire. (Modifié d'après BRODZIKOWSKI et VAN LOON, 1991 *in* CLERC S., 2012).

2.5.2.1. Les sédiments glaciaires et l'environnement périglaciaire (*in* CLERC S., 2012).

Les matériaux entraînés par la glace et libérés par la fonte de celle-ci vont constituer des sédiments, qui n'ont subi aucun tri granulométrique provenant de régions très éloignées. Les blocs sont rares, souvent anguleux. L'essentiel du sédiment est formé de graviers et de sables, deviennent des sédiments fluvio-glaciaires lorsqu'ils sont remaniés par les torrents et les étalent sous forme de complexe fluvio-glaciaire montrant un certain classement des éléments qui conservent néanmoins quelques traces de l'action du glacier (cassures conchoïdales de haute énergie, galets striés) et glacio-marins lorsqu'ils sont remaniés par les eaux puis déposés. Lorsque le front des glaciers débouche en mer et que la glace conserve des températures basses, les sédiments sont transportés au large par des icebergs. La fonte progressive de ceux-ci a entraîné une sédimentation constituée d'un mélange d'argiles, de graviers de quartz et de rares blocs erratiques : ce sont les argiles microconglomératiques du Nord du Sahara.

En climat tempéré, les glaciers de montagne fondent en descendant dans les vallées; les matériaux s'accumulent en une moraine frontale.

Si le climat change, par diminution des précipitations et/ou augmentation de la température moyenne, une grande partie, ou la totalité, du glacier disparaît: l'ensemble des matériaux des moraines latérales et de fond est déposé dans la vallée.

En climat froid et humide, les glaciers ne fondent pas et atteignent la mer. La glace se fragmente en icebergs qui transportent la charge solide, dérivent vers des zones plus chaudes et fondent en laissant tomber les matériaux sur les fond marins, ces "pierres tombées" s'appellent des drop stones.

2.5.2.2. Les morphologies laissées par les érosions glaciaires

Les irrégularités de la topographie du continent conditionnent l'avancée et l'écoulement des glaces. La masse glaciaire chargée de ces matériaux est capable sous l'effet de la pression d'imprimer sur son substratum les traces de ses déplacements. C'est ainsi que l'on observe en de nombreux points du Sahara des formes particulières qui sont aujourd'hui exhumées dans un excellent état de conservation souligné par les conditions désertiques. Les morphologies créées par la glace en mouvement sont de tailles différentes :

L'individualisation de langues glaciaires qui ont empruntées de profondes vallées de quelques dizaines de kilomètres de large pour plusieurs centaines de mètres de profondeur que la glace a modelé en ombilics et verrous impliquant un mouvement rapide de la glace, soit des formes plus petites, associées ou non aux précédentes, telles que les stries et les cannelures, parallèles et d'alignements observés sur la surface d'érosion principale, qui renseignent sur les directions d'écoulement. Ainsi que de nombreuses formes secondaires telles que les figures de broutage ou de tassement dues au déplacement de la glace sur un sol plus au moins gelé. On dénombre aussi des indices purement glaciaires à l'exemple des galets striés interprétés comme drop stones. Il faut signaler l'existence de surfaces polies et bosselées là où la glace agissait moins par sa vitesse et par sa pression verticale.

Lorsque la température à la base de l'inlandsis est supérieure à 0°, des circulations d'eaux sous-pression se produisent entre la glace et son substratum, créant des chenaux sous-glaciaires à parois très encaissées, profonds de plusieurs dizaines de mètres, dans lesquels des formes d'érosion rappellent les effets dus à la cavitation.

L'analyse et la répartition géographique de toutes ces formes d'érosion permettent de reconstituer la dynamique des glaces à l'intérieur de la calotte polaire, et l'étude des sédiments précise la paléogéographie.

Le tableau suivant résume les caractéristiques associées aux environnements sous-glaciaire et proglaciaire (Tableau II.2).

Environnement	Sédimentologie	Géométrie	Déformation
Sous-glaciaire	<ul style="list-style-type: none"> -Présence de séquences de tills. -Prédominance des surfaces d'érosion/réactivation. -Directions d'écoulement très variables (>150°). -Distribution homogène de dropstones. -Possibilité de déconfinement dans des cavités (ressaut hydraulique). -Faible proportion de dépôts fins (rhythmites, varves,...). 	<ul style="list-style-type: none"> -Alternance haute fréquence de dépôts triés et non triés. -Amalgame des structures liées au manque d'espace. -Forte capacité à l'avulsion (cannibalisme des structures). -Présence d'un substrat irrégulier favorable au développement de cavités sous-glaciaires. 	<ul style="list-style-type: none"> -Déformation liée au couplage glace/substrat contemporaines des phases de sédimentation. -Déformations par cisaillement simple liées à l'écoulement de la glace (plis, plis faillés). -Déformations par aplatissement pur lors des phases de glace stagnante (micro-faillles normales). -Déformations liées aux surpressions fluides à la base du glacier et dans le sédiment (hydraufactures, dykes). -Liquéfaction et fluidisation du sédiment, avec différents degrés.
Proglaciaire	<ul style="list-style-type: none"> -Prédominance de dépôts triés. -proportions élevées de dépôts fins liés à de la décantation dans des milieux calmes. -Directions d'écoulement variables (<150°). -Possibilité de déconfinement (ressaut hydraulique). 	<ul style="list-style-type: none"> -Alternance basse fréquence de dépôts triés et non-triés. -Peu d'amalgames. 	<ul style="list-style-type: none"> -Déformations liées à la gravité (faillles normales, glissements, ...). -Déformations liées au cisaillement simple, possibles lors de phases de ré-avancées. Dans ce cas, la déformation est à large échelle (thrust) plutôt que limitée à quelques bancs (déformation discrète).

Tableau II.2 : Tableau résumant les caractéristiques associées aux environnements sous-glaciaire et proglaciaire (*in* CLERC S., 2012).

2.5.3. Le milieu marin

2.5.3.1. Le milieu littoral

Le littoral est caractérisé par les apports fluviatiles, l'effet des houles et des tempêtes et enfin l'influence des marées, l'un ou l'autre de ces facteurs pouvant dominer. Il comprend la ligne de côte et une bande immergée de largeur variable dont la profondeur est inférieure à

200 mètres et qui correspond à la plate-forme littorale. La ligne de côte comprend les plages, les falaises et la partie du continent soumise plus ou moins directement à l'action de la mer: dunes littorales, marais côtiers, estuaires... . La nature de la sédimentation littorale, ou néritique, dépend essentiellement des apports détritiques du continent et de la productivité biologique. Ces deux facteurs dépendent eux-mêmes de la latitude et du climat. Dans les régions tempérées et froides, les matériaux détritiques dominent, leur composition est surtout siliceuse: on parle de sédimentation silicoclastique (Tableau II.3).

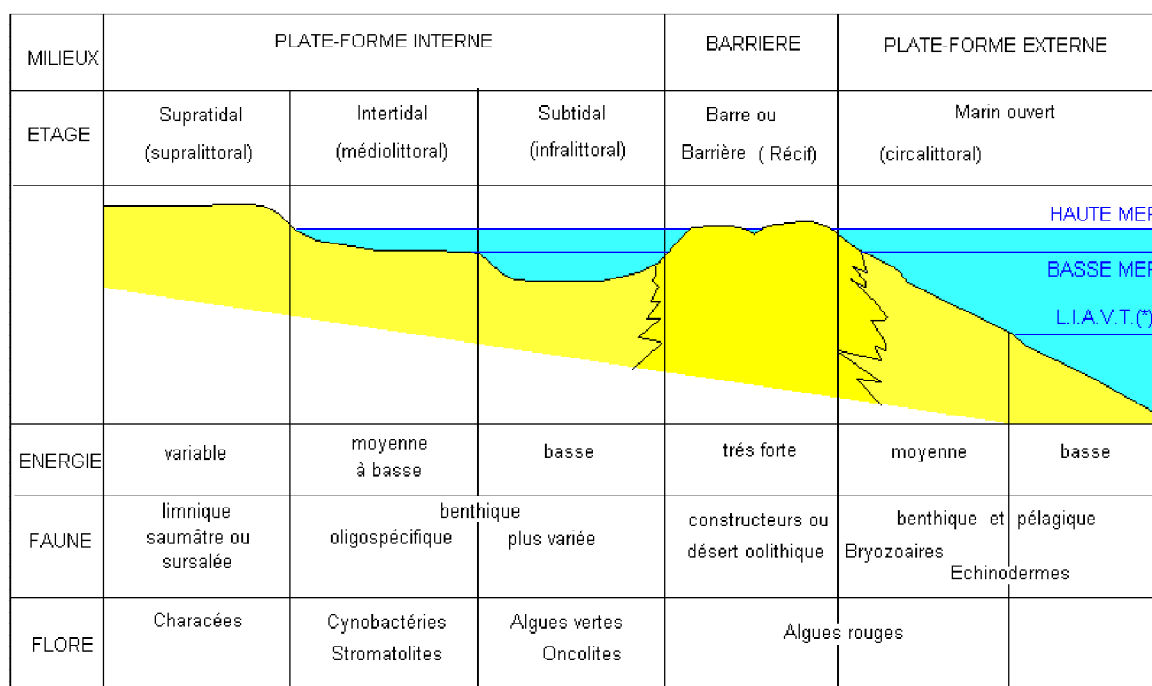
Dans les régions chaudes, nombreux sont les organismes qui fixent le carbonate de calcium. A leur mort, les éléments carbonatés s'accablent au point de constituer la matière principale du sédiment, on parle de sédimentation littorale carbonatée (BOULVAIN F., 2015).

Domaine de sédimentation	Environnement	Facies	Structure sédimentaire
Marin	<p>Zone néritique: correspond à la zone de la plate forme continentale.</p> <p>Zone supratidale: peut évoluer en lagune de basse énergie.</p> <p>Zone intertidale: souvent immergée, elle est soumise à l'action de la marée.</p> <p>Zone infratidale: immergée en permanence sous l'eau.</p> <p>Zone bathyale: talus et glacis.</p> <p>Zone abyssale: zone de basse énergie, froide et calme.</p>	<p>-Eléments fins évaporitiques , dunes aquatiques formées de carbonates. Brèches d'érosion formées sous l'effet des tempêtes.</p> <p>-Dépôts de haute énergie.</p> <p>-Boue argileuse ou carbonatée, sédiments carbonatés (bioclastes en forme de mudstone et wackestone)</p> <p>-Dépôts de type flysch.</p> <p>Deep sea fan de haute énergie.</p> <p>Boue si l'énergie est faible.</p> <p>-Boue argileuse siliceuse.</p>	<p>-Traces de racines, fentes de dessiccation et figures d'émerision.</p> <p>-Stratifications entrecroisées, herring bones net rides de courants.</p> <p>-Laminations planes.</p> <p>-Laminations planes.</p>

Tableau II.3 : Tableau résumant les caractéristiques de l'environnement de dépôt marin (in MESLEM I.; ZID MA., 2000).

2.5.3.2. Le milieu de talus sous-marin

Le domaine marin est défini par opposition au domaine continental (Figure II.18). Il comprend les océans et les mers recouvrant en grande partie une croûte océanique (Atlantique, Pacifique...) et les mers épicontinentales sur une croûte continentale (Mer du Nord par exemple). Leurs traits les plus caractéristiques sont l'étendue de leur surface et la salure de leur eau. Le domaine marin couvre près des trois quarts de la surface du globe. Sa salinité est assez homogène et voisine de 36 pour mille (BOULVAIN F., 2015). Des sédiments détritiques rythmés se déposent en bas du talus par les courants de turbidité.



(*) Limite Inférieure d'Action des Vagues de Tempête

Figure II.18 : Zonation d'un milieu marin à sédimentation carbonatée (d'après BEAUCHAMP J).

2.6. ANALYSE ET DECOUPAGE LITHOSEQUENTIEL

Pour tracer le paléo-environnements, un travail de terrain détaillé a été réalisé malgré la dispersion des affleurements. Néanmoins, avec les éléments recueillis, et sur la base de l'analyse séquentielle, nous avons mis en évidence des unités séquentielles délimitées par des discontinuités. On propose les unités séquentielles suivantes (Figure II.19) :

-L'unité séquentielle n° 1:

C'est une séquence du 3^{ème} ordre, qui se retrouve complète au niveau de La coupe de Gara Djebilet. Cette mégaséquence est constituée de deux séquences du 2^{ème} ordre, caractérisant le membre basale de la formation de Ghezziane, délimitée par les discontinuités D(I) et D(II) englobe jusqu'à 23 m de sédiments, correspondant à des grès beiges chenalisés, métriques d'environ 10 m, dures à galets mous à la base, flasers bedding et à stratifications

obliques, sur lesquelles viennent des grés quartzitiques décimétriques à métriques d'environ 2 m, noirs à la patine, gris à la cassure, à rides de courant. Elle atteste d'un régime hydrodynamique moyen et forme une séquence stratogranodécroissante, positive ressemblant à une séquence fluviale à méandre.

-L'unité séquentielle n° 2:

Dans le flanc Sud du bassin de Tindouf nous avons levé trois coupes, réparties d'Est en Ouest. Seule la coupe de Gara Djebilet et la coupe de Gara Djebilet Ouest montrent cette association de facies.

La coupe de Gara Djebilet est la plus complète, servira de référence. Il s'agit d'une séquence du 2^{ème} ordre correspondant au membre médian de la formation de Ghezziane, délimitée par les discontinuités D(II) et D(III), regroupe jusqu'à 22 m de sédiments correspondant à des barres de grés plus grossiers que les précédents beiges micacés, métriques d'environ 19 m, à stratifications obliques et entrecroisées en mamelon, sur lesquelles viennent des grés quartzitiques métriques d'environ 4 m, noir à la patine, gris à la cassure à Tigilites et à herring bones. Elle présente des critères de forte énergie plus que la première et forme une séquence strato-grano-décroissante, positive de milieu fluviale en tresse.

-L'unité séquentielle n° 3:

Parmi les coupes levées dans la zone d'étude, la coupe de Gara Djebilet Ouest est la plus importante, elle servira de référence. Il s'agit d'une séquence du 2^{ème} ordre, qui caractérise le membre sommital de la formation de Ghezziane, délimitée par les discontinuités D(III) et D(IV), regroupent jusqu'à 4 m de sédiments composés d'une quartzite noire à la patine, grise à la cassure, à stratifications obliques associées à des litages horizontaux, herring bones, ferruginisation, bioturbation, rides de courant, parsemés de terriers fossiles en particulier des Tigillites (*Scolithus*) et contenant des formes sphériques vides, ferrugineuses dont l'origine reste indéterminé. On lui assigne un environnement agité littoral.

-L'unité séquentielle n° 4:

Cette succession de facies est mieux représentée dans la coupe de Gara Djebilet Ouest et servira de référence. La mégaséquence (séquence du 3^{ème} ordre), caractérise la formation de Sebkh Mabbès, délimitée par les discontinuités D(IV) et D(VI), regroupe jusqu'à 54 m de sédiments constituant deux séquences du 2^{ème} ordre, séparées par la discontinuité D(V), caractérisées par des argiles silteuses verdâtres kaolinisées ferruginisées plissées et fracturées en ses premiers termes et à intercalations de petits bancs de grés rouges. La partie médiane de cette mégaséquence est argileuse admet également des passées de quelques bancs gréseux et silteux sans déformations. Tandis que le sommet est à intercalations de petits bancs gréseux et calcaireux bioturbés, à rides lingoïdes de 30 cm de puissance, légèrement plissés. Cette mégaséquence renvoi à un milieu de dépôt calme mis en place lors d'un réchauffement climatique qui a engendré la fente du glacier et le basculement vers une mer profonde.

2.7. CORRELATIONS SEQUENTIELLES

Sur la base des discontinuités et du découpage lithoséquentiel du remplissage Ordovicien terminal-Silurien, nous pouvons interpréter et comparer les successions

observées, de Gara Djebilet Ouest à Aouinet Bel Legraa du flanc Sud du bassin de Tindouf, en situant les successions de facies dans l'espace et le temps.

Nous présentons ici la synthèse de la formation de Ghezziane et de Sebkha Mabbès (Ordovicien supérieur-Silurien) du flanc Sud du bassin de Tindouf. Ainsi, la comparaison des coupes (Figure II.20) fait apparaître les faits suivants :

Pour la formation de Ghezziane on remarque une variation latérale d'épaisseur des membres de la formation en allant d'Ouest en Est, de 48 m jusqu'à sa disparition complète plus à l'Est au niveau d'Aouinet Bel Egraa où l'érosion glaciaire est plus accentuée, marquée par la présence de nombreux marqueurs glaciaires tels que les figures de rabotage, la cryo-osmose et la surface moutonnée lustrée sur la surface glaciaire.

Pour la formation de sebkha Mabbès, on observe le contraire, la formation devient de plus en plus importante en allant d'Est en Ouest de 17 m jusqu'à atteindre 54 m au niveau de Aouinet Bel Legraa à niveaux plus ferruginisés, sans déformation basale contrairement à Gara Djebilet.

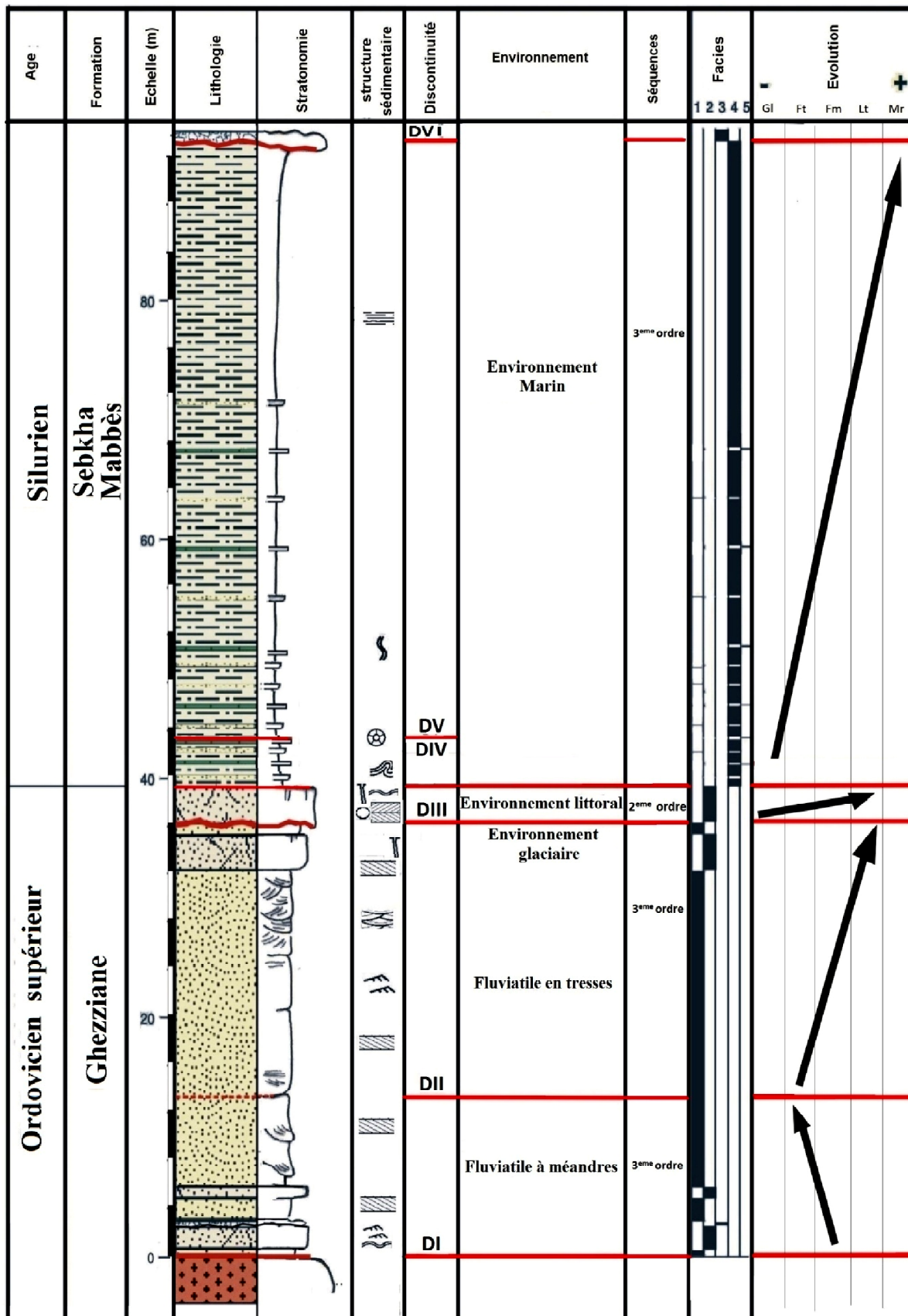


Figure II.19 : Analyse du remplissage Ordovicien supérieur-Silurien du flanc Sud du bassin de Tindouf (secteurs de Gara Djebilet et d'Aouinet Bel Legraa).

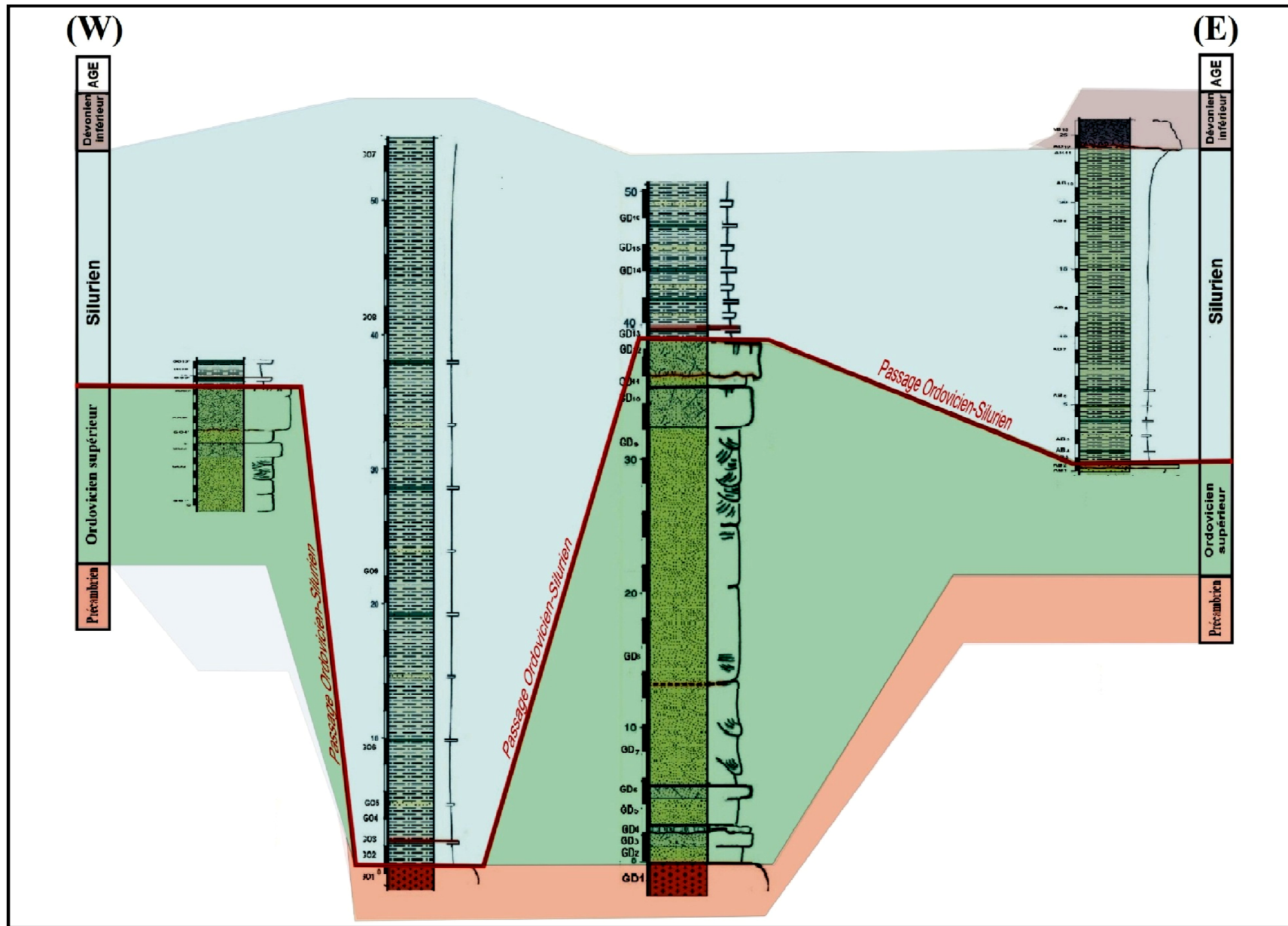


Figure II.20 : Transect E-W de corrélation des formations de l'Ordovicien supérieur et du Silurien.

2.8. GEODYNAMIQUE ET APPROCHE PALEOGEOGRAPHIQUE

Après avoir analysé, découpé et corrélié les différentes séquences, nous essayerons de replacer ces successions dans l'espace et le temps afin de dessiner l'évolution des paléopaysages durant l'Ordovicien-Silurien.

Le bassin de Tindouf est un bassin Paléozoïque, asymétrique et polyphasé, qui fait partie de la Plate forme saharienne. Édifié sur une croûte continentale Eglab, son histoire a commencé depuis le Précambrien et aurait été structuré essentiellement pendant le cycle hercynien et continue de subir le contre coup de l'édification de la chaîne alpine, qui s'inscrit toute entière dans un super continent, le Gondwana (FABRE, 1988 ; *in* NEDJARI, 1991 *in* AMROUCHE F., 2004).

La cinématique de convergence entre le Gondwana et Laurentia qui a débutée dès la fin du cycle panafricain, été à l'origine de la disposition du Sahara sur la marge Gondwanienne face à l'océan Iapétus. C'est dans cette dynamique globale de compression que s'inscrit le remplissage du bassin de Tindouf à l'Ordovicien Supérieur-Silurien. L'analyse de ce remplissage nous permet d'esquisser les paléogéographies successives suivantes :

L'Ordovicien terminal correspond à la phase de genèse du bassin de Tindouf, initiée par des mouvements de compression entre Baltica et Laurentia (vers 455-445 Ma), créant la chaîne taconique (RODGERS ; 1971), favorisant l'accumulation de dépôts fluvio-littoraux, formant la surface du Tassilli interne, qui constitue la première formation paléozoïque du flanc Sud du Bassin de Tindouf, reposant directement sur le socle de la dorsale Réguibat, enregistrant les vestiges de la glaciation fini ordovicienne, reconnue dans la région de Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraa, engendré par l'installation à cette époque d'un inlandsis au Sahara sur une aire continentale qui venait d'être déformée par des mouvements structuraux, il se trouvait probablement au Sud, sur le continent gondwanien, centré sur des zones hautes situées vers le Niger (Figure II.21).

Au cours de son existence la calotte glaciaire a subi des fluctuations, entre des périodes d'extension maximum, lors de retraits importants d'environ 70m du niveau des mers, dus à des processus périglaciaires, identiques à ceux agissant actuellement en Sibérie et dans le Nord du Canada. La rigueur du climat entraînait la présence d'un sol gelé ou « permafrost » dont on retrouve des traces dans les grès ordoviciens : surfaces moutonnées, indiquant le déplacement des glaces vers l'océan septentrional, des formes telles que des figures de rabotage ou de tassement, des surfaces lustrées et de la cryoturbation.

Sur les bordures anciennes de cet inlandsis, dans des régions où le relief du substratum était accentué, la topographie a conditionné l'individualisation de langues glaciaires qui ont empruntés de profondes vallées que la glace a modelées en ombilics et verrous.

Les irrégularités de la topographie du continent liées à des mouvements verticaux, exprimées par des biseaux sédimentaires produits dès l'Ordovicien inférieur ont dirigé lors de leurs avancées, les dépôts ordoviciens, représentés par des facies fluvio-glaciaires mis en place sous un climat froid, un ensemble gréseux, stratifié, hétérogène clôturé par des bancs de quartzite littorale.

L'Ordovicien est donc, sous une apparente unité, une période riche en événements discrets mais importants (d'un côté, la subsidence et de l'autre la succession des phases tectoniques) qui ont présidé l'évolution du bassin.

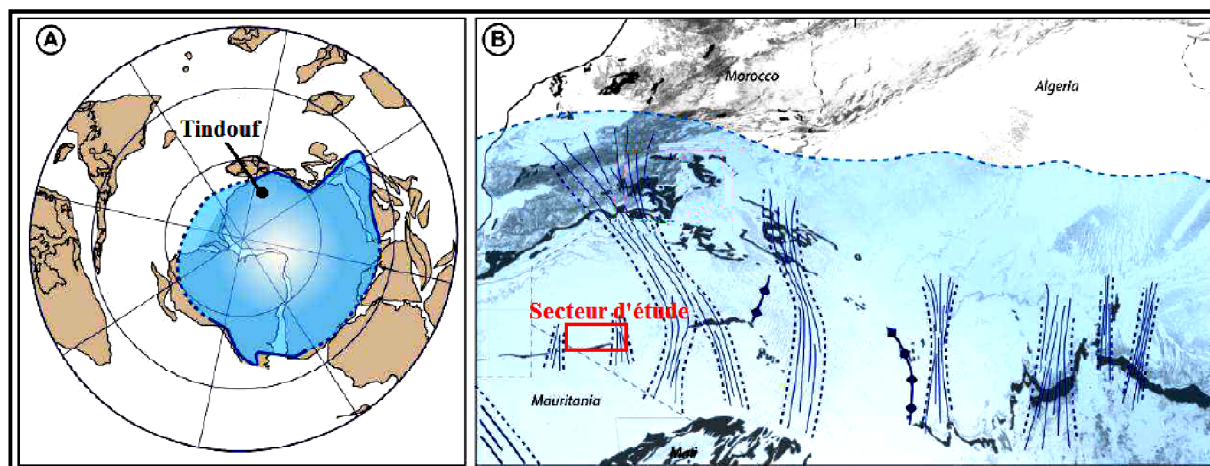


Figure II.21: A) Reconstitution paléogéographique de l'Ordovicien supérieur (-440 Ma) d'après COCKS et TORSVIK, (2002). La calotte glaciaire Hirnantienne modifiée par GHIENNE et al., (2007). B) Reconstitution paléogéographique détaillée de la calotte glaciaire au niveau du bassin de Tindouf avec la localisation du secteur d'étude et la position des paléovallées reconstituées (GHIENNE et al., 2007; Le HERON et al., 2007; *in* CLERC S.,2012).

Pendant le Silurien, le Gondwana reste dans les latitudes hautes de l'hémisphère Sud mais la calotte glaciaire est moins étendue que pendant l'Ordovicien. Les autres continents se rapprochent pour former le second supercontinent, Eurasia, formé suite à la fermeture du grand océan Iapétus qui séparait les divers continents de l'hémisphère Nord avant leur accréation.

Le Silurien marque un changement climatique radical avec la fonte de la calotte glaciaire ordovicienne provoquant des variations du niveau de la mer (glacio-eustatisme), engendrant une transgression généralisée. La mer a envahi tout le continent dont les irrégularités topographiques avaient été en grande partie aplanies par le comblement de sédiments glaciaires ou Périglaciaires. La rapidité de cette avancée explique l'absence de conservation des morphologies d'érosion glaciaire que la mer n'a pas eu le temps de détruire.

Dans la région étudiée, comme dans l'ensemble de la bordure Sud du bassin de Tindouf, les grès de l'Ordovicien supérieur sont surmontés par un ensemble presque exclusivement argileux, souvent silteux. Localement, (Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraa) ces argiles sont transgressives sur un modelé glaciaire et par endroits sur des granites du socle Eglab tel qu'au niveau de Gara Djebilet Ouest.

La succession silurienne présente en ses premiers termes une déformation synsédimentaire (slumps de taille métrique) témoignant des contrecoups de la phase Taconique. Ces argiles sont de composition assez remarquable contenant de la kaolinite, inexplicable pour des sédiments supposés en mers traduisant un climat froid, des horizons carbonatés sous forme de petits bancs dans les différents niveaux silurien et d'importantes ferruginisations ainsi qu'un niveau à crinoïde témoignant d'une émergence qu'on suppose sujette à une régression marine tardive en cette région ou encore un haut fond généré par les mouvements isostatiques à cette période, contrôlé par le jeu des grands accidents hérités, ce qui expliquerait la réduction d'épaisseur de la formation et le développement de niveaux à hématites et limonites.

Des variations d'épaisseurs, selon la direction Est-Ouest, sont enregistrées tout au long du remplissage paléozoïque (GEVIN, 1960), ces variations seraient dues aux basculements du substratum précambrien, tantôt vers l'Ouest, tantôt vers l'Est. Au Siluro-Ordovicien la

même disposition subsiste. Elle donne un remplissage ordovicien plus épais au Nord qu'au Sud et plus complet à l'Ouest qu'à l'Est. Tandis que le remplissage silurien est plus important à l'Est qu'à l'Ouest.

Le passage Ordovicien-Silurien est marqué par deux événements géodynamiques, l'un climatique (la glaciation) et l'autre tectonique (la phase taconique), présentant une évolution d'un environnement fluvio-littoral glaciaire vers un environnement marin, des grès de Ghezziane aux argiles silteuses de Sebkha Mabbès. La glaciation est témoignée par la présence de surface d'érosion glaciaire moutonnée lustrée à figures de cryoturbation et de rabotage dans les grès. La phase taconique est reconnue grâce aux figures de glissement (slumps) dans les silts et argiles de la base du silurien.

2.9. CONCLUSION

L'analyse sédimentologique des affleurements siluro-ordoviciens du flanc Sud du bassin de Tindouf, nous a permis de proposer un découpage lithoséquentiel du remplissage. Sur la base des discontinuités reconnues sur le terrain, nous avons subdivisé cet ensemble en quatre unités séquentielles (1, 2, 3 et 4). Les unités séquentielles 1, 2 et 3 correspondent à l'Ordovicien terminal, détritique, fluvio-littoral, régressif équivalant de la formation de Ghezziane, soulignée à la base par une surface d'érosion, et au sommet par un contraste lithologique (le passage brusque des grès de l'Ordovicien supérieur à une épaisse série d'argiles silteuses du Silurien) ainsi que par une phase tectonique dite la phase Taconique. Cette formation est très développée bien individualisée dans tout le flanc Sud du bassin de Tindouf, discordante sur le substratum et correspond presque partout à des grès grossiers, à stratifications obliques entrecroisées, surmontés d'une quartzite, d'une extension importante sur tout le flanc Sud du bassin de Tindouf. La mégaséquence 1 à deux membres et la séquence 2, montrent une évolution strato-grano-décroissante, régressive d'un milieu fluvial à méandre vers un milieu fluvial en tresse. L'unité séquentielle 3 est constituée d'un épais membre quartzitique littoral à évolution régressive. La mégaséquence 4 appelée formation de Mabbès d'âge Silurien, discordante sur les grès ordoviciens, est essentiellement constituée par des argiles silteuses marines transgressives et forment des séries monotones, quasiment sans interruption, plus épaisses à l'Ouest qu'à l'Est du flanc Sud du bassin de Tindouf, délimitée à la base par une discontinuité d'ordre tectonique correspondant à la phase Taconique et à une autre d'ordre lithologique représentée par le passage brusque des grès vers une sédimentation argileuse et également au sommet par une discordance d'ordre tectonique dite la phase ardennaise et une d'ordre lithologique témoignée par un changement de régime de milieu marin argilo-silteux vers un régime de milieu fluvial gréseux .

3.4. Transformation HSV

L'alliance de données des bandes de diverses résolutions visant à l'obtention d'informations de plus grande qualité nous a permis d'avoir une représentation en trois dimensions de l'espace de couleurs. Dans notre travail nous avons fusionné la bande panchromatique TM8 d'une résolution de 15 m avec les autres canaux TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 et TM7. Seule la 542 RVB (Figure III.9) avec la TM8 a été retenue en raison de sa bonne qualité permettant une distinction plus exprimée des différentes unités lithologiques décrites dans la région. Les unités antécambriennes comprenant la série Yetti Guelb el Hadid dont les arkoses schistes et les quartzites fines (x_2) en bleu nuit et bleu klein, les granites d'Yetti (γ^2) en lilas, et les granites ultimes (γ^3) en mordoré ainsi que les intrusions filoniennes basiques en bleu klein. La couverture paléozoïque est bien discernable. Elle montre la formation ordovicienne (o) en vert de hooker et terre d'ombre, la formation silurienne (s) en chocolat, par contre le Dévonien (d) se voit augmenter son contraste devenant plus sombre et tend au bronze et les formations carbonifères en colombin (vieilli), zinzolin indigo (teinture) et Violet. Parmi les formations tertiaires et quaternaires discordantes sur la couverture paléozoïque, on distingue la hammada pliocène (T) en flave, la hammada quaternaire (qo) en rouge tomette et les sebkhas quaternaires indifférenciées (q) en céruse (pigment).

3.5. Coloration Intensité Saturation (ITS)

Parmi les compositions auxquelles nous avons appliqué la colorisation ITS, la coloration ITS de la composition 754 (Figure III.10), offre une excellente discrimination entre les diverses formations. Les arkoses (x_2) et les intrusions filoniennes en lila, les granites d'Yetti (γ^2) en gris de lin et les granites ultimes (γ^3) en sarcelle et vert pin. L'Ordovicien (o) en bleu opale et une quartzite qui apparaît saillante. Le Silurien (s) en teinte bleu saphir à nuance violet d'évêque. Le Dévonien (d) en safre à orchidée. Le Carbonifère (h) évolue du magenta au smaragdine par endroits de teinte mandarine. La formation hamadienne en vert gazon à vert pomme et les sebkhas en pervenche à glycine.

L'ITS 754 présente des résultats très proches de celle de l'ITS 753, mais une avec des couleurs légèrement plus claire que l'autre.

3.6. Résultats du filtrage

Pour les données habituelles d'observation de la Terre provenant du satellite Landsat 7, la bande TM8 présente la meilleure résolution (15m). De ce fait, nous avons choisi d'appliquer le filtrage à cette bande panchromatique.

L'image résultant de l'application du filtre Sobel n'est pas utilisée car elle ne permet pas la différenciation des différentes formations tandis que celle issue du filtre directionnel permet une bonne perception des grands accidents tectoniques. Le rehaussement a été effectué dans de nombreuses directions (0° , 45° , 60° , 90° , 135° , 160°) mais seule la direction $\alpha = 135^\circ$ a été retenue à cause de sa meilleure mise en relief des discontinuités radiométriques (fort contraste obtenu sur les images). En théorie, les filtres permettent de mieux discerner les linéaments dont les directions sont perpendiculaires à la direction du filtre. Des fenêtres de convolution de 3×3 (Figure III.11) et 5×5 (Figure III.12) ont été jugées les plus convenables à notre étude ; permettant de voir le maximum de détails structuraux.

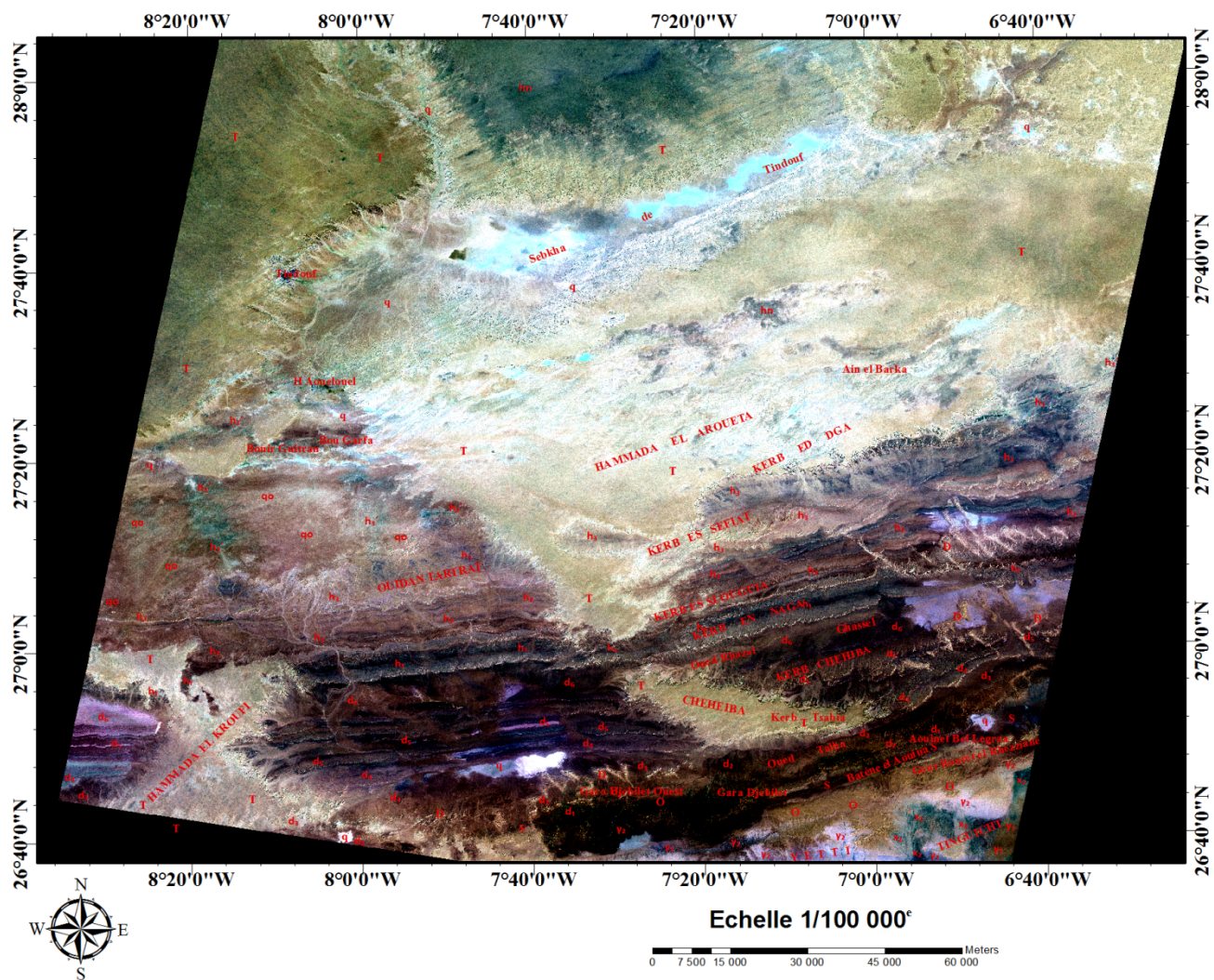


Figure III.9: Discrimination lithologique en coloration HSV de la composition colorée 542 RVB

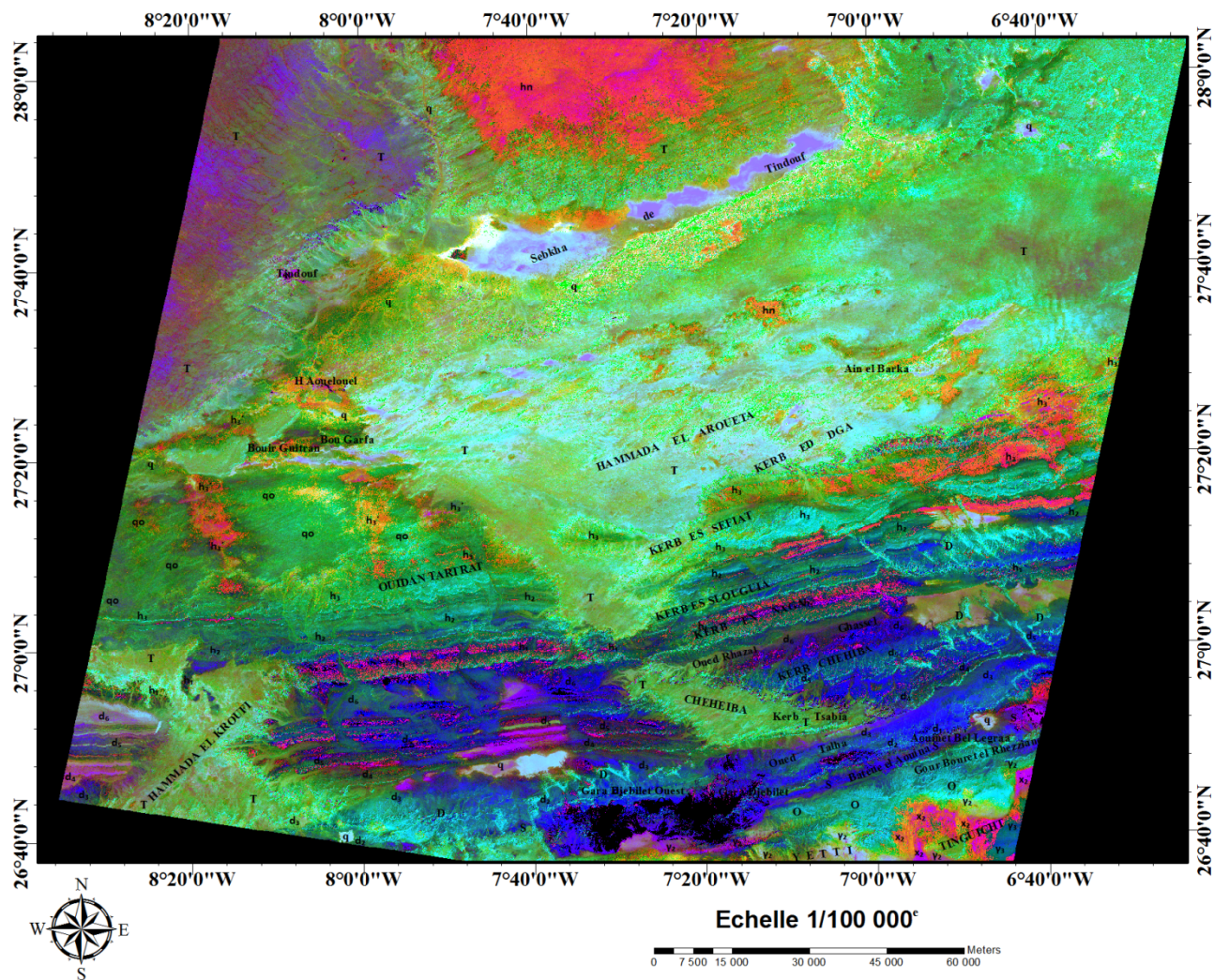


Figure III.10: Discrimination lithologique en coloration ITS de la composition colorée 754 RVB.

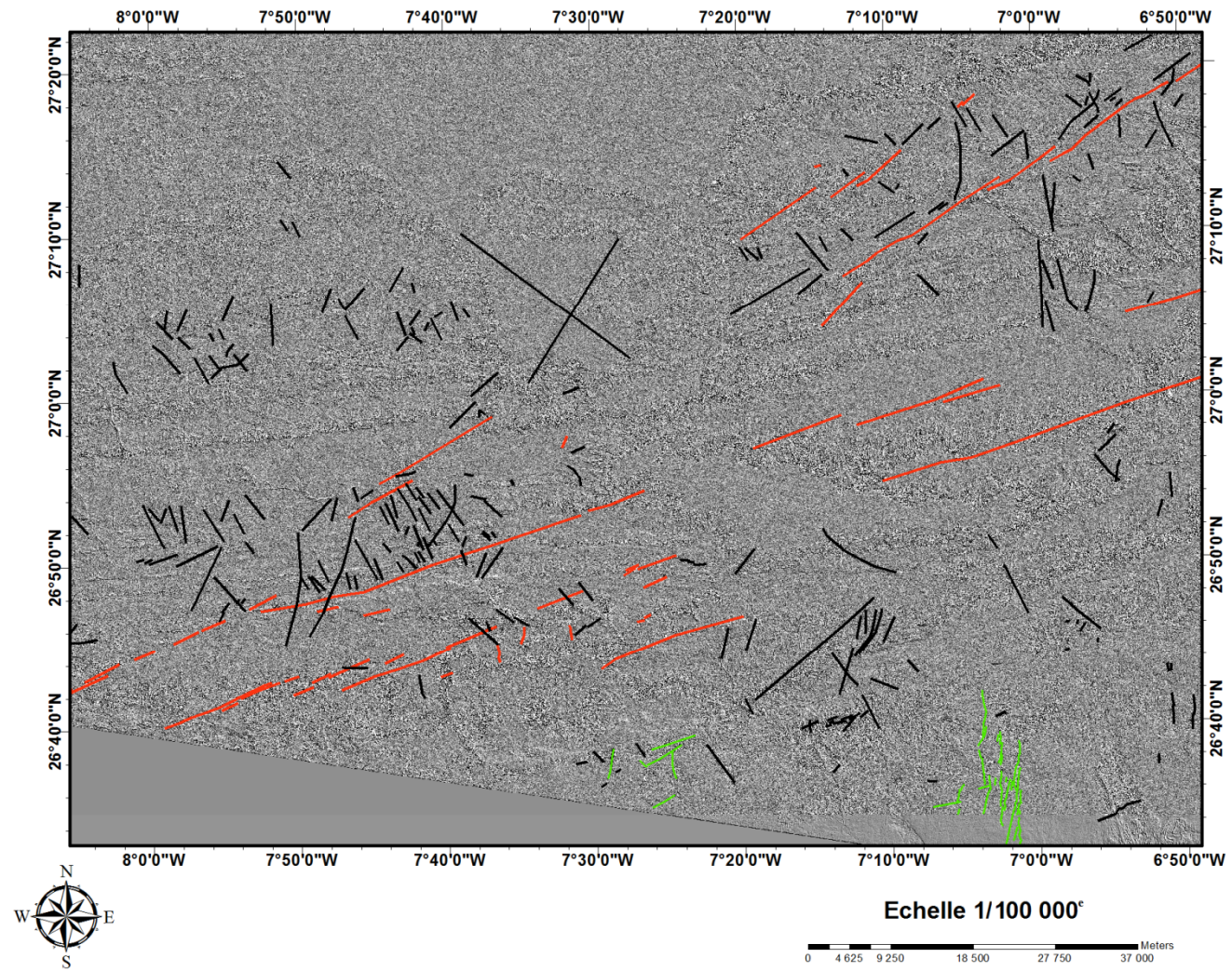


Figure III.11: Filtre directionnel 135° à matrice 3x3 appliqué à la bande TM8 au 1/100 000^e

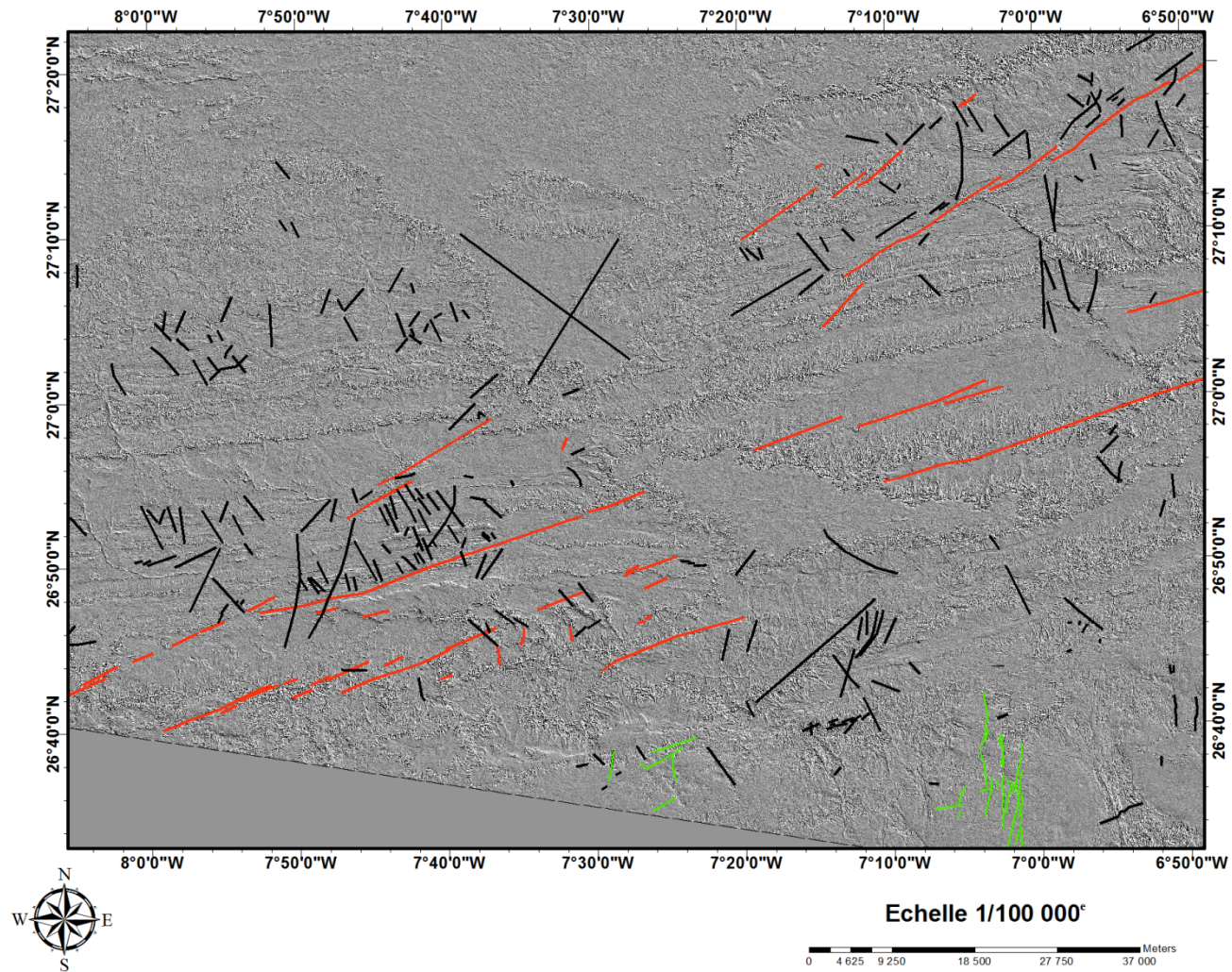


Figure III.12: Filtre directionnel 135° à matrice 5x5 appliqué à la bande TM8 au 1/100 000°

3.7. Conclusion

Les traitements en compositions colorées (753, 754, 457, 543, 542, 743 et 432) RVB, rapport de bandes (3-1, 4-3, 5-7) RVB, ACP (CP1, CP2 et CP3), ITS (754) RVB, HS V (542) RVB nous ont permis une très bonne discrimination lithologique de notre zone d'étude. Les différentes formations peuvent être clairement individualisées et les barres repères peuvent être discernées sur les différentes images. Les résultats obtenus ont été confrontés aux données de terrain.

Un résumé des résultats obtenus dans cette partie est donné dans le (tableau III.2).

4. INTERPRETATION ET CARTOGRAPHIE SOUS SYSTEME D'INFORMATION GEOGRAPHIQUE (SIG).

4.1. Cartographie des linéaments

Les images issues des traitements par les filtres directionnels sont ensuite importées dans Geomatica 2015, dans le but d'extraire automatiquement les linéaments très rapidement, avec peu d'effet de subjectivité en fonction de la qualité d'image, la complexité de la zone recherchée et de la fonction mathématique utilisée sous le software a pour seul inconvénient la confusion de types de linéaments, puis par la suite dans Arc Gis 10 dans le but de digitaliser manuellement ces linéaments très lentement en fonction des performances de l'image, partiellement de la complexité de la zone d'étude, fortement de l'expérience et de la capacité de l'utilisateur offrant l'avantage de distinction facile entre les différents types de linéaments. Les résultats de ces deux logiciels sont ensuite confrontés afin de dresser une carte linéamentaire de la région d'étude.

La bande qui fait ressortir le plus de discontinuités est la bande TM8 traitée par le filtre directionnel 135° à matrice 3x3 et 5x5. Les linéaments tracés englobent des filons, dykes et des failles incluant, entre autre, tous les accidents signalés par Gevin qui ressortent de manière très claire.

4.2. Analyse statistique de la carte linéamentaire

La trame des linéaments obtenue sous Geomatica 2015 et Arc Gis 10 de l'image couvrant la zone d'étude (p201r041_7x20010129), après les divers traitements effectués sous ENVI 4.8 (Figure III.13, Figure III.14 et Figure III.15) présente une importante densité hétérogène des linéaments de tailles variables allant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres, comptant environ 426 linéaments de tailles variables, compris dans l'intervalle [0,03 km; 43,34 km] avec une longueur moyenne de 3,61 km. La longueur totale des linéaments cartographiés sur la zone d'étude est d'environ 1536,51 km. Le linéament le plus important mesure 43,34 km et traverse diagonalement la zone d'étude (E.NE-W.SW) en passant la localité. En dehors de ce linéament, tous les autres ont une taille inférieure ou égale à 38,89 km. Plus de 94,9 % des linéaments ont une taille inférieure à 10 km, seulement 5,1 % des linéaments ont une taille supérieure à 10 km. Les petits linéaments sont donc les plus nombreux.

L'analyse de cette carte linéamentaire indique à première vue la présence de deux directions majeures, une méridienne à subméridienne (NNW- SES à N-S) et l'autre subéquatoriale (ENE - WSW).

Traitements Lithologie		Compositions colorées		Analyse en Composantes Principales (ACP) (CP1, CP2, CP3) RVB	Rapport de bandes (Band Ratio) (3-1, 4-3, 5-7) RVB	Transformation d'images (HSV) 542 RVB/HSV	Coloration Intensité-Teinte-Saturation (ITS) 754 RVB/ITS	
		753 RVB	457 RVB					
Antécambrien	Series Yetti Guelbel Hadid	Arkoses, schistes et quartzites fines (x_2)	Bleu de nuit	Queue de renard à puce	Bleu	Bleu de minuit à contour améthyste	Bleu nuit et bleu klein	Lilas
		Granites d'Yetti (γ^2)	Bleu givré	Ocre jaune	Magenta	Améthyste à Incarnadin	Lilas	Gris de lin
		Granites ultimes (γ^3)	Brun clair	Bleu bardeau	Vert lime	Vert kaki et avocat	Mordoré	Sarcelle et vert pin
	Intrusions filoniennes basiques	Bleu de nuit	Queue de renard à puce	Bleu	Bleu de minuit à contour améthyste	Bleu klein	Lilas	
Paléozoïque	Ordovicien (o)	Vanille	Vert opaline à bleue fumée	Vert chartreux	Blé	Vert de hooker et terre d'ombre	Bleu opale	
	Silurien (s)	Vert prasin à reflet olive	Pastel à nuance de vert poireau	Cyan	Bleu klein	Chocolat	Bleu saphir à nuance violet d'évêque	
	Dévonien (d)	Nuances moutardes, Vert poireau au Bleu givré	Vert sauge, militaire au vert l'eau et gazon ainsi que le kaki, bronze acajou et glauque qui tend vers le viride	Couleurs plus ou moins sombres évoluant vers des teintes denim, bleue roi et bleue céleste	Bleu azur à nuance de kaki	Bronze	Safre à orchidée	
	Carbonifère (h)	Rose dragée à pelure d'oignons et violet	Plage de couleur bleu de charrette évoluant vers du bleu ciel pour finir par du Colombin (vieilli)	Aigue-marine à contour des plages de couleur moutarde	Avocat à asperge	Colombin (vieilli), zinzolin indigo (teinture) et violet	Magenta au smaragdin par endroits de teinte mandarine	
Tertiaire et Quaternaire	Hammada pliocène (T)	Vert d'eau à nuance de vert lichen	Flave à nuance olive à vert de tilleul	Banane à orange qui tend par endroits au rose vif	Azurin à nuance bisque	Flave	Vert gazon à vert pomme	
	Hammada quaternaire (qo)	Vert d'eau à nuance de vert lichen	Flave à nuance olive à vert de tilleul	Émeraude à orange	Azurin à nuance bisque	Rouge tomette	Vert gazon à vert pomme	
	Quaternaire indifférencié (q)	Bleu azur	Mais à chamois et tangerine à blond	Fuchsia	Parme	Céruse (pigment)	Pervenche à glycine	

Tableau III.2: Les différentes teintes obtenues de quelques formations géologiques du flanc Sud du bassin de Tindouf à partir des traitements appliqués sur l'image Landsat7 ETM+ de la scène Path201 Row041.

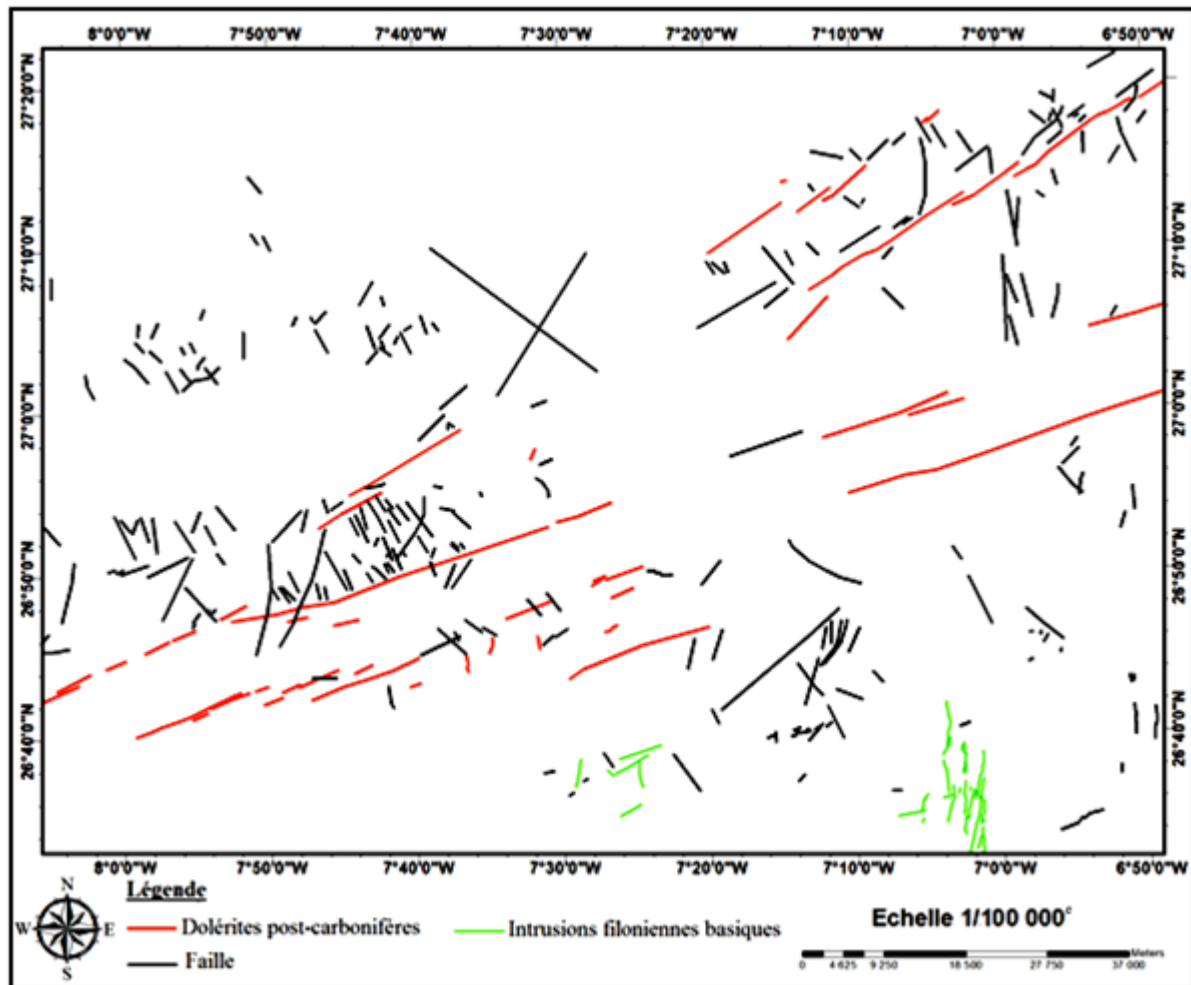


Figure III.13: Carte linéamentaire au 1/100 000° des secteurs Gara Djebilet-Aouinet Bel Legraa

A l'issue de l'introduction de la carte linéamentaire obtenue par Geomatica 2015 et Arc GIS 10, les données résultant du calcul sous Rockworks 16 ont été ensuite utilisées pour tracer les rosaces directionnelles. L'étude du diagramme de fréquence confirme l'existence des deux directions majeures déjà signalées et l'importance des linéaments selon la diagonale ENE-WSW par rapport aux autres linéaments.

Les linéaments sont regroupés selon leur orientation en classes par croissant angulaire de 10 degrés. La fréquence et la densité des linéaments par classe d'orientation ont été calculées. Les rosaces directionnelles des linéaments repartis en classes selon le pourcentage du nombre des linéaments pour chaque classe par rapport au nombre total sont représentées dans la rosace (Figure III. 14). L'histogramme circulaire des linéaments présente un double intérêt. Il permet de faire ressortir les maxima, d'une part, et de réaliser une étude comparative des intensités relatives de chaque famille, d'autre part. Etudier l'orientation des fractures revient donc à distinguer les différentes familles de linéaments caractérisées par une densité de fracturation en nombre et en longueur cumulés.

La distribution des linéaments sur la rosace directionnelle est presque homogène. En effet, aucune famille de linéaments ne dépasse les 10 % en fréquence. Les fréquences oscillent entre 2,78 et 5,75 %. Cependant certaines familles se démarquent de l'ensemble

avec des fréquences proches de 6 %. Il s'agit des familles de linéaments N000-010, N010-020, N020-030, N060-070, N330-340, N340-350, N350-360. Ces familles de linéaments peuvent être regroupées en deux grandes familles principales qui sont : N-S (N000-010, N010-020, N020-030, N330-340, N340-350, N350-360) et ENE-WSW (N060-070).

La première représente la direction méridienne N-S en référence à la déformation tectonique durant la phase dite permanente persistant au Paléozoïque, que GEVIN (1960) a liée principalement au tassement des couches, phénomène non attaché à une période tectonique (diastrophique) caractérisée, et qu'il croit responsable de la plupart des failles méridiennes, sous-imprimées par les grands traits antécambriens. La seconde s'apparente à la direction subéquatoriale ENE-WSW, liée à la phase hercynienne reconnaissable grâce aux remplissages doléritiques d'âge Jurassique (CHABOU C., 2007).

En dehors de ces familles, les autres présentent des fréquences inférieures à 3 %.

L'analyse de la distribution des fréquences de longueurs cumulées (Figure III.14) indique une faible similitude avec la distribution des fréquences en nombre de linéaments (Figure III.15). Ce résultat montre que les principales classes directionnelles de linéaments identifiés apparaissent les plus abondantes et les plus courtes. Autrement dit les linéaments les plus abondants en fréquence sont aussi les plus courtes.

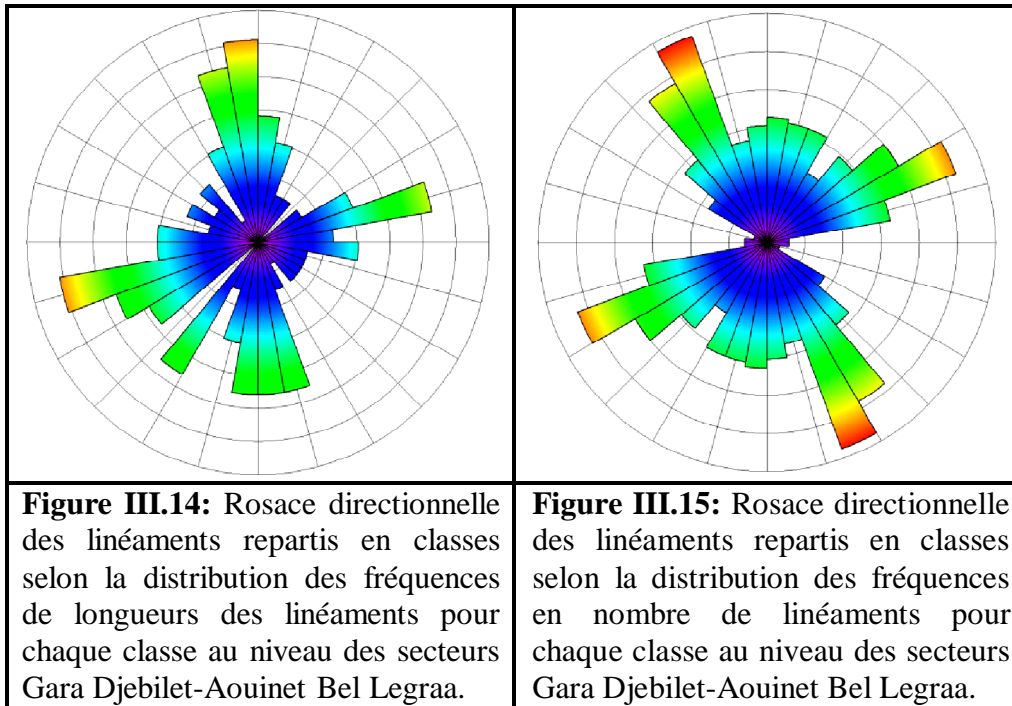


Figure III.14: Rosace directionnelle des linéaments repartis en classes selon la distribution des fréquences de longueurs des linéaments pour chaque classe au niveau des secteurs Gara Djebilet-Aouinet Bel Legraa.

Figure III.15: Rosace directionnelle des linéaments repartis en classes selon la distribution des fréquences en nombre de linéaments pour chaque classe au niveau des secteurs Gara Djebilet-Aouinet Bel Legraa.

4.3. Cartographie lithostructurale:

La superposition des différents traitements, précédemment appliqués sur l'image Landsat7 ETM+, nous a permis de réaliser une carte lithostructurale au 1/120 000^e. Cette dernière est soumise à une analyse lithologique et structurale en vue de tester son degré de fiabilité, estimer l'apport des traitements de cette image et valider les résultats. Pour ce faire, la méthodologie utilisée consiste à interpréter visuellement les lectures des luminances (couleurs) dans le cas des d'images brutes et des réflectance dans cas des images corrigées géométriquement, atmosphériquement, rehaussées (composition colorée , 754, 457, 543, 542, 743, 543 et 432 RVB, le rapport de bandes (3-1, 4-3, 5-7), analyse en composante principale, transformation RVB/HSV...etc.) accompagnée d'un

travail parallèle bibliographique (remplacé dans le cas de Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraa par la carte de GEVIN, 1958 et l'image obtenue à partir de Google Earth) comme outil de référence et de terrain, d'examen et de confirmation. Pour estimer le degré de concordance avec la carte géologique de GEVIN P., (1958), cette dernière a été digitalisée et incorporée dans un système d'informations géographiques (SIG) dans le logiciel Arc Gis 10, puis superposée à d'autres calques comportants la carte linéamentaire obtenue également sous Arc GIS et les différentes images issues des traitements utilisées pour dresser la carte géologique de la région.

La nouvelle carte lithostructurale obtenue (Planche hors texte III.3), précise et apporte des mises-à-jours à la carte géologique existante.

5. CONCLUSION

Dans le cadre de notre travail sur les secteurs de Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraa, la télédétection et en particulier les images Landsat 7 ETM+ se sont révélées très efficaces à la reconnaissance géologique dans cette partie du flanc Sud du bassin de Tindouf. En effet, L'approche méthodologique basée sur l'interprétation visuelle par la lecture des luminances (couleurs) dans le cas des d'images brutes et des réflectance dans le cas des images corrigées géométriquement, atmosphériquement, rehaussées (composition colorée , 754, 457, 543, 542, 743, 543 et 432 RVB, le rapport de bandes (3-1, 4-3, 5-7), l'analyse en composante principale, transformation RVB/HSV...etc.) a montré que la discrimination lithologique et la cartographie interprétative des facies-images des différentes formations géologiques est possible en ayant comme référence la carte réalisée par GEVIN en 1958 et en s'appuyant d'avantage sur les données de terrain (coupes lithostructurales, des points GPS). Les résultats montrent que la nature des lithologies des secteurs étudiés peut ressortir d'une façon très claire. Le filtrage directionnel (135° à matrice 3x3 et 5x5) et les traitements tels que l'ITS et l'HSV permettent une assez bonne cartographie linéamentaire (Figure III.16) où nous avons pu répertorier environ 1272 linéaments sur le flanc Sud du bassin de Tindouf (Figure III.17 et Figure III.18), avec deux directions prédominantes la première méridienne à subméridienne et la seconde subéquatoriale, liées respectivement à la déformation tectonique durant la phase dite permanente durant tout le Paléozoïque et à la phase hercynienne. Les mouvements décrochants dextres le long des failles E-W, WNW – ESE et ENE - WSW ainsi que des plis NE - SW, sont également reconnaissables pendant la période (Namurien – Stéphanien), qui aurait repris les structures existantes permettant l'isolement total du bassin de Tindouf du reste de la chaîne située au Nord, d'où le déplacement des dépôts – centres carbonifères vers le Sud alors qu'ils étaient centrés sur le Zémoul pendant le Silurien et le Dévonien. Comme on y rencontre des plissements et des flexures (NW- SE) à grand rayon de courbure liés à des mouvements décrochants à la fin du Viséen le long de grandes failles du socle (GEVIN P., 1960).

L'histoire tectonique du bassin dissymétrique de Tindouf régulier à l'W, bosselé à l'E en particulier en son flanc Sud est intimement liée au jeu de la subsidence, commandée par de lents mouvements de bascule d'E en W et vice-versa, montre des « zones disharmoniques » intensément tectonisées traduites spécialement par des cassures, mais également par des plissements à grand rayon de courbure induisant des plis ou des flexures. L'ensemble de ces structures reflète les cicatrices antécambriennes les plus fraîches (GEVIN P., 1960).

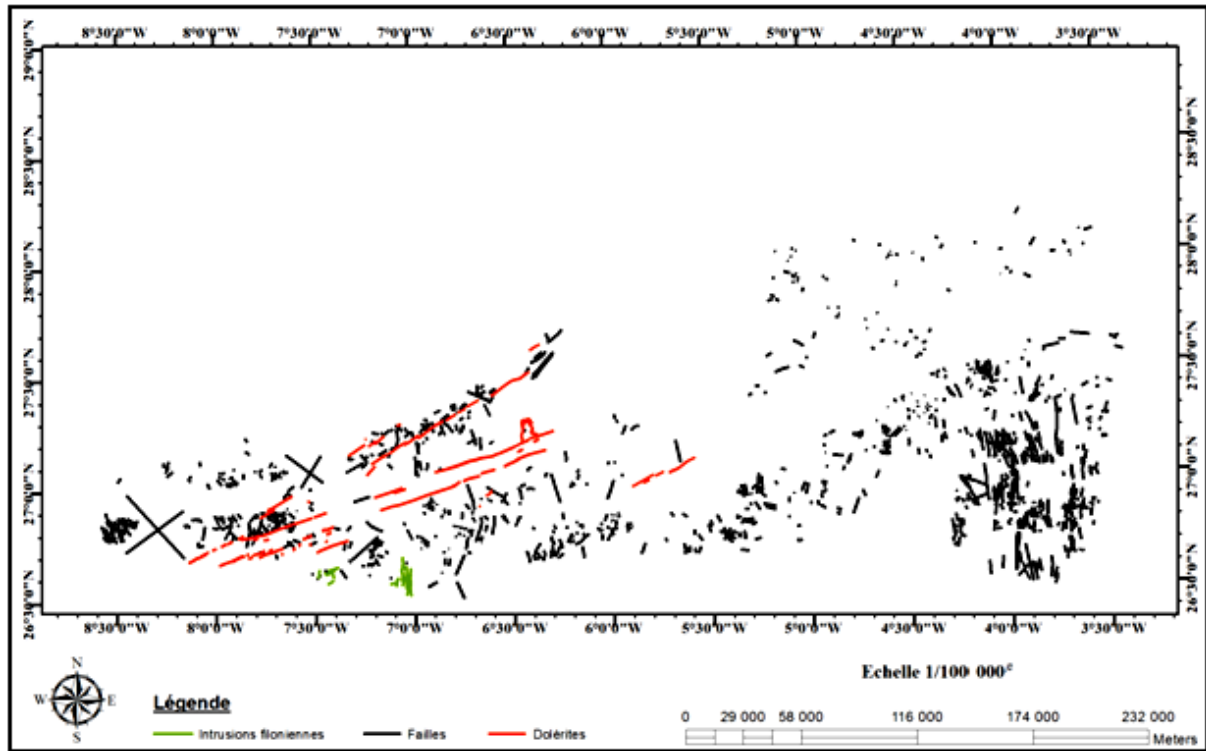


Figure III.16: Carte de densité des linéaments au 1/100 000^e du flanc Sud du bassin de Tindouf

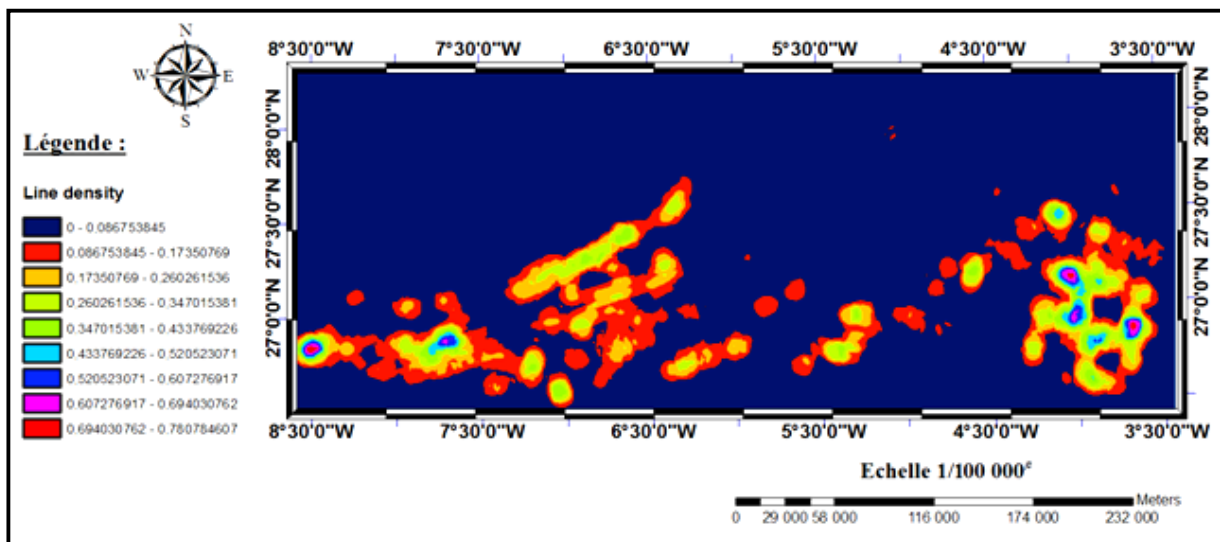
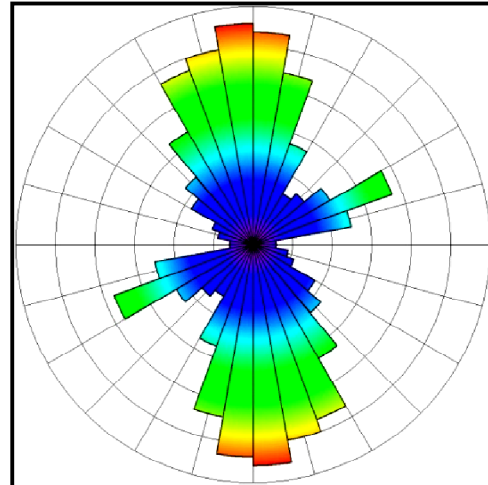


Figure III.17: Carte de densité des linéaments au 1/100 000^e du flanc Sud du bassin de Tindouf

Figure III.18: Rosace directionnelle des linéaments repartis en classes selon la distribution des fréquences en nombre de linéaments pour chaque classe au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf.



Les résultats de cette cartographie lithologique et linéamentaire au 1/100 000^e, réalisée à partir de la superposition des différentes images issues des traitements, ont été confrontés à la carte géologique de GEVIN, (1958) et nous ont permis même d'apporter des informations nouvelles et différentes de celles déjà connues et de suggérer quelques corrections à la carte géologique préexistante.

Les données révélées par la campagne de cartographie de 1958, quant à l'existence des membres gréseux régressives sur le granite précambrien et surmontées par les argiles siluriennes transgressives percées par d'immenses dykes doléritiques sont validés et confirmées. Cependant, d'un côté l'âge attribué à ces membres n'est clairement pas le Cambrien mais plutôt l'Ordovicien supérieur daté par OULEBSIR L. en 1995 et d'un autre côté les affleurements de dolérites signalés par Gevin, ont été clairement sous-estimés qui se comptent à environ 99 dykes rien que sur nos secteurs d'étude ainsi que l'ensemble des failles affectant les différentes formations de 327 failles environ. L'ensemble de ces fractures et de ces failles au niveau du flanc sud de Tindouf constitue un réseau de fracture oscillant au alentour de 1272 accidents.

Mais les mises à jour les plus marquantes de ce travail sont celles relatives à la présence, au dessus du socle et au dessous du Dévonien, d'affleurements siluro-ordovicien mal estimé avec un affleurement d'âge Ordovicien beaucoup plus réduit que celui représenté sur la carte de GEVIN, 1958, d'environ 324572 km² de surface, et de 365 km de longueur au niveau des secteurs de Gara Djebilet et d'Aouinet Bel Legraa sur notre carte, considéré jusque là comme un affleurement du Cambrien sur la carte de GEVIN, 1958 et l'autre affleurement d'âge Silurien plus important que celui représenté par GEVIN sur sa carte de 1958. Cet affleurement est d'environ 324571 km² de surface et pratiquement 365 km de longueur, considéré jusque là comme un affleurement du Silurien (dans les deux cartes).

Ces affleurements siluro-ordoviciens donnent une signature spectrale particulière bien différente de toutes les formations présentes dans les secteurs de Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraa et des régions voisines. La nature des membres ordoviciens est gréseuse puis quartzitique. Le Silurien pour sa part est argileux silteux, vérifié sur le terrain précisant d'avantage nos résultats.

La carte photo géologique réalisée à partir de la superposition des résultats des différents traitements d'images satellitaires est une contribution à la connaissance de la géologie de cette partie du flanc Sud du bassin de Tindouf. Elle apporte des informations nouvelles et différentes par rapport à celle déjà connues. Elle devrait constituer un outil préparatoire indispensable à toute investigation géologique visant une cartographie générale et/ou une prospection des ressources minérales de la région.

1. INTRODUCTION

Les diagraphies offrent l'avantage de fournir un enregistrement continu des variations d'un paramètre physique ou chimique en fonction de la profondeur, sous forme de signaux électriques permettant une caractérisation pétrophysiques des constituants des formations traversées par le sondage.

La somme des caractéristiques vues par les diagraphies définissent un "faciès géophysique" d'un niveau donné, qui reste inchangé pour un même niveau au cours de plusieurs enregistrements successifs avec les mêmes outils et dans le même trou. Les diagraphies sont donc, très utiles, pour faire des corrélations de puits à puits et donnent des indications très précieuses sur les variations lithologiques.

Plusieurs diagraphies peuvent être enregistrées dont on distingue, les diagraphies instantanées (en temps réel), enregistrant un ensemble de données saisies au cours du forage et les diagraphies différées exécutées après l'arrêt du forage (SERRA O., 1979).

En pétrophysique les plus usuelles se regroupent en trois ensembles (Tableau IV. 1) :

- 1) Les diagraphies électriques
 - La polarisation spontanée PS
 - Diagraphie de résistivité
 - Diagraphie de résistivité classique (type normal et type latéral)
 - Diagraphie focalisée (pour boues salées et pour boues douces)
- 2) Les diagraphies nucléaires
 - La diagraphie de radioactivité naturelle
 - Le rayonnement gamma naturel
 - La spectrométrie de rayonnement gamma naturelle
 - La diagraphie de radioactivité provoquée
 - La diagraphie densité
 - La diagraphie neutron
- 3) Les diagraphies acoustiques (Sones)

2. OUTILS DIAGRAPHIQUES UTILISES

Dans la présente étude, nous utiliserons, essentiellement, les diagraphies électriques de type polarisation spontanée PS, et les diagraphies nucléaires de radioactivité naturelle type rayonnement gamma naturel et de radioactivité provoquée type diagraphie neutron.

2. 1. La polarisation spontanée PS

La Polarisation Spontanée enregistre l'état de polarisation naturelle des parois du puits par les anions (-) et les cations (+), contenus dans les fluides de formation, en interaction avec les ions du filtrat de boue. Cette polarisation mesure à l'aide d'un voltmètre, la différence de potentiel électrique entre une électrode de référence fixe, placée à la surface, et une électrode mobile, qui parcourt la longueur du forage, en échelle normale donnée en millivolts (NAFTOGAZ, 2006).

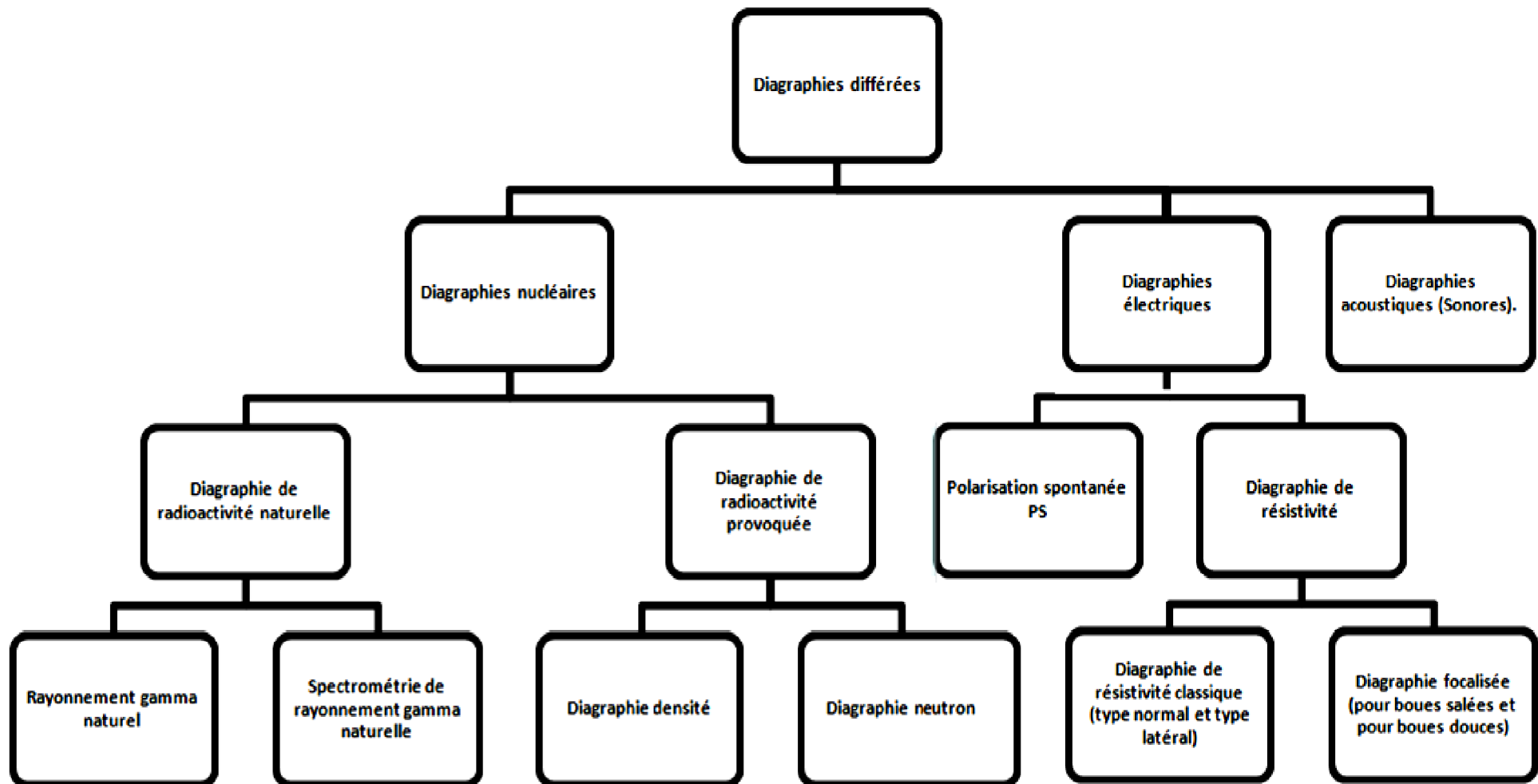


Tableau IV. 1: Les diagraphies les plus usuelles en pétrophysique

On observe, toujours, qu'en face des argiles les potentiels restent plus ou moins constants sur des valeurs élevées de tension. La droite que définit cet enregistrement est appelée, ligne de base des argiles, ou shale base line. Tandis qu'en face des bancs poreux et perméables, la courbe montre de faibles valeurs de potentiel. Lorsque ces bancs sont assez épais, il est possible de tracer une droite appelée ligne de base des sables, ou sand line. La limite entre deux couches à potentiel différent est toujours indiquée par le point d'inflexion de la courbe (Figure IV.1).

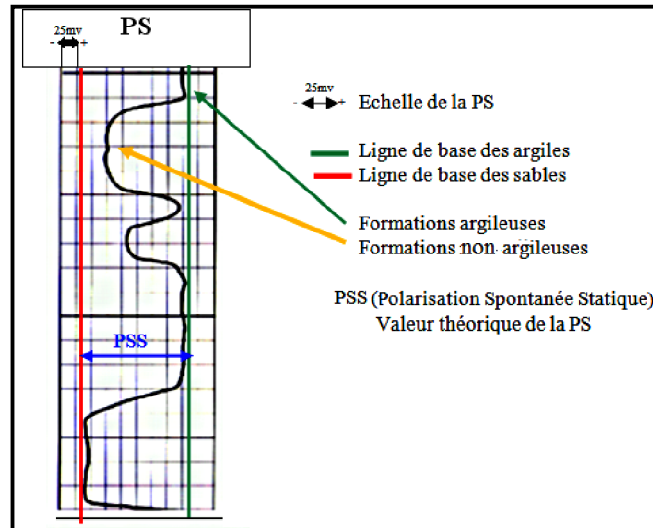


Figure IV.1: Lecture de la PS (in HACINE R., 2009)

La PS, dépend des phénomènes électrocinétiques et électrochimiques suivant:

- La salinité de l'eau de formation et du filtrat de boue: La différence de salinité entre le filtrat de boue R_{mf} et l'eau de formation R_w , se présente sous les cas suivants (Figure IV.2):

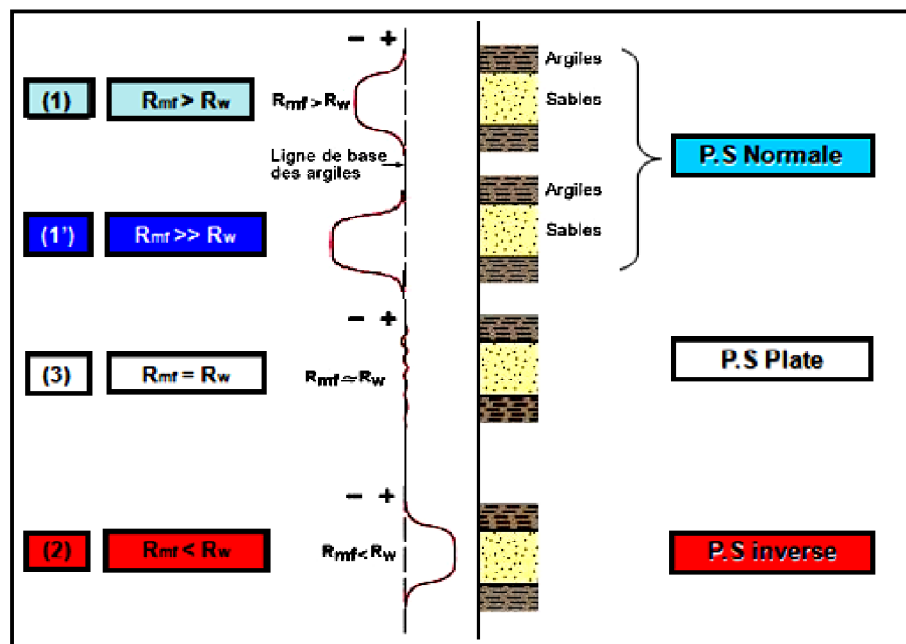


Figure IV.2: La différence de salinité entre le filtrat de boue (R_{mf}) et l'eau de formation (R_w) (site internet www-ig.unil.ch).

- La teneur en argile: La présence d'argile dans un banc poreux et perméable, diminue l'amplitude de la déflexion P.S. L'atténuation est une fonction linéaire du pourcentage d'argile dispersée dans la roche;
- Le diamètre du forage: l'augmentation du diamètre du forage entraîne la diminution de la déflexion P.S.;
- La zone lavée: lorsque la zone lavée s'agrandit la déflexion P.S. décroît.

La courbe de PS permet:

- La localisation des formations perméables, sans cependant, donner la valeur de la perméabilité et la porosité, ainsi que la localisation de certains niveaux imperméable;
- La détermination des interfaces;
- Les corrélations des couches;
- La détermination de la lithologie (reconnaissance des niveaux d'argiles et l'estimation de la teneur en argile d'une formation donnée);
- L'analyse faciologique et séquentielle par l'étude de la forme de la courbe.

2.2. Diagraphie du rayonnement gamma naturel (G.ray)

Cette méthode nucléaire se base sur le fait que les roches possèdent une certaine radioactivité naturelle. Dans les roches sédimentaires, les éléments radioactifs sont le L'uranium ^{238}U , le thorium ^{238}Th et le potassium ^{40}K (Figure IV.3). Le principe de la méthode (G.ray) consiste à mesurer l'intensité du rayonnement Gamma émis spontanément par les formations géologiques (RAHMOUNI I.; SOLTANI M., 2013).

Dans les roches sédimentaires, Cette mesure est exprimée en unité API (American-Petroleum-Institut), son activité varie généralement de 0 à 200 api. Le rayonnement gamma naturel peut être enregistré en trous ouverts ou tubés, vides ou remplis, et dans n'importe quel type de boue, au niveau du track 1, en échelle linéaire de sensibilité, dans la gamme 0-150 API.

Le rayonnement gamma naturel est influencé par :

Le diamètre du trou : Il est évident que lorsque le détecteur de rayons gammas se trouve en face d'une cave, il ne mesurera pas autant de rayons gammas. Cette diminution sera d'autant plus forte que la densité de la boue est élevée.

Le tubage : Le log gamma peut s'enregistrer en trou tubé. L'acier du tubage joue le rôle d'écran, de telle sorte que l'activité mesurée n'est pas comparable aux mesures faites en trou ouvert.

La mesure globale de Gamma-ray permet de :

- Déterminer la lithologie en mettant en évidence les charbons, les évaporites et surtout les niveaux d'argiles qui constituent souvent les limites des réservoirs;
- Estimer le pourcentage d'argiles des réservoirs.
- Corréler les diagraphies en profondeur (courbe de référence).
- Corréler entre sondages et détecter les discordances.
- Evaluer les minéraux radioactifs.

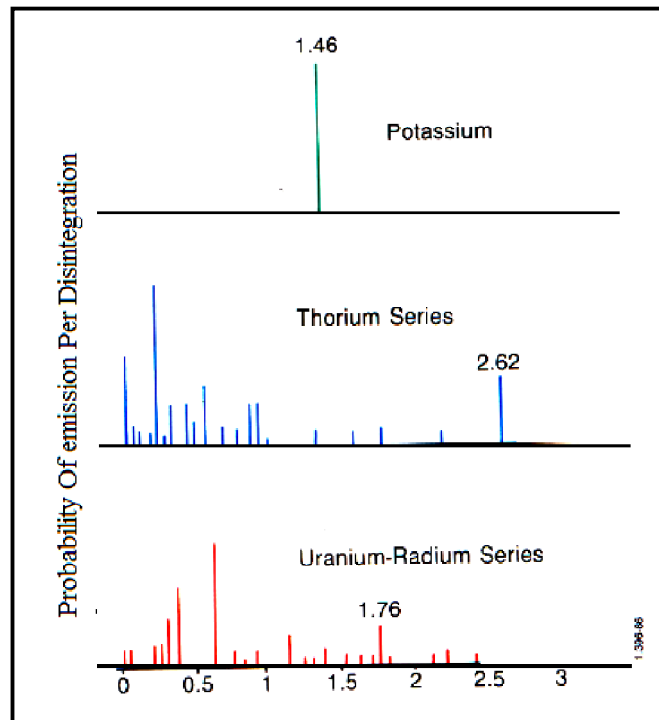


Figure IV.3: Gamma Ray Energy (Mev) (*in document Log Interprétation Principes/Applications 1989*).

2.3. Diagraphie neutron

Une autre famille de diagraphie qui utilise le phénomène de radioactivité provoquée, se sont les logs Neutrons.

Les neutrons sont des particules élémentaires non chargées libérés par la désintégration atomique, très instables en dehors du noyau. On les distingue par leur énergie qui va de 0.2 eV à plus de 50 MeV et leur vitesse qui est directement proportionnelle à leur énergie (RAHMOUNI I. et SOLTANI M., 2013).

Dans chacun des niveaux d'énergie, une sonde a été élaborée. En effet, les plus usuelles:

1- La sonde SNP (Sidewall Neutron Porosity): c'est une sonde de neutrons épithermiques (d'énergie comprise entre 0.4 et 100 eV). Elle est surtout utilisée pour les forages à faible diamètre.

2- La sonde CNL (Compensated Neutron Log): utilisée dans le cas des forages à diamètre modéré et grand (9" et 12"). Cette sonde est utilisée pour mesurer le nombre de neutrons thermiques (N-Nth; d'énergie égale à 0.025eV), en trou ouvert ou tubé. Le CNL possède l'avantage de pouvoir être enregistré simultanément avec d'autres outils en trou ouvert. La compensation réduit sensiblement les effets de trou. Il est moins sensible au mud-cake et à la rugosité du trou.

3-Sonde DNL (Dual Neutron Log): cette sonde combine les deux premières diagraphies de neutron N-Nep et N-Nth.

La diagraphie de neutron mesure en réalité le nombre de neutron qui arrivent au compteur. Ce nombre de neutrons est converti en porosité neutron ϕ_N , mesurée sur le track 3, en échelle de sensibilité linéaire, entre la gamme [-15%, 45%] inversée. Par conséquent, les mesures actuelles sont directement données en porosité neutron ϕ_N (%) en unité de porosité calcaire (Limestone Porosity Unit "LPU").

La mesure de la porosité neutron dépend en quelque sorte et surtout du nombre d'atomes d'hydrogène par unité de volume dans la formation, ceux-ci étant soit liés à l'eau ou aux hydrocarbures (donc à la porosité et à la saturation), soit à la composition moléculaire de la roche. Aussi à un moindre degré, aux autres atomes entrant dans la composition de la roche, soit par leur pouvoir ralentisseur, soit par leur pouvoir absorbant.

Les principales applications des diagraphies neutrons sont:

- L'évaluation de la porosité des formations;
- La détermination du mode de distribution des argiles ainsi que leur volume;
- L'identification, par combinaison avec d'autres diagraphies, de la lithologie des formations et de la nature des fluides contenus dans les pores;
- L'identification, par combinaison avec les diagraphies densités, des poches de gaz.
- Extrêmement précieux pour la mesure de la porosité, le Log Neutron peut être aussi utilisé comme outil lithologique en combinaison avec d'autres diagraphies. Comme il permet aussi de mettre en évidence les limites, toit et mur, des nappes.

3. DECRYPTAGE DU SIGNAL DIAGRAPHIQUE EN FACIES GEOLOGIQUE

Dans le présent chapitre, nous essayerons de déterminer avec prudence les différents faciès diagraphiques caractérisant les systèmes Ordovicien-Silurien au niveau du flanc sud du bassin de Tindouf. A cet effet, deux puits ont été choisis, où chaque électrofaciès (faciès diagraphique) identifié sera par la suite intégré dans l'unité lithostratigraphique finale.

L'interprétation lithologique est la première étape de l'interprétation sédimentaire des diagraphies. Pour qu'elle soit correcte, il est indispensable d'utiliser l'ensemble des diagraphies disponibles. Ces dernières renvoient dans les cas les plus simples à un rapport graphique de valeurs de paramètres combinés deux à deux.

Les données diagraphiques sont considérées comme des données géologiques et requièrent un même esprit d'analyse, il faut donc leur appliquer les mêmes principes et méthodes. Ce qui revient à dire que toute interprétation des diagraphies est en soi une interprétation géologique.

Dans cette étude le décryptage du signal diagraphique réalisé à partir des outils utilisés (GR, PS, et Nphi), a permis d'identifier plusieurs faciès diagraphiques constituant ainsi les systèmes Ordovicien-Silurien.

Les diagraphies GR, PS et Nphi etc., enregistrent des paramètres traduisant partiellement la nature lithologique et pétrophysique des formations traversées, suite à l'interprétation minutieuse des déflexions de ces courbes (GR, PS, et Nphi). L'utilisation des logs habillés, reste un support supplémentaire pour confirmer la nature géologique d'un faciès diagraphique (ou électrofaciès), qui caractérise un banc ou une couche donnée afin de reconstituer la colonne lithologique d'un puits.

3.1. Principaux faciès diagraphiques

Les données diagraphiques du GR, de la PS, et du Nphi des deux puits ArE1 et GSL-2 (Figure IV.4), nous ont permis de déterminer, au niveau des systèmes Ordovicien-Silurien (puits ArE1: de -1665 m à -1236 m, puits GSL2: de -1488 m à -1159 m) les faciès diagraphiques suivants (Planche hors texte IV.1 et Planche hors texte IV.2):

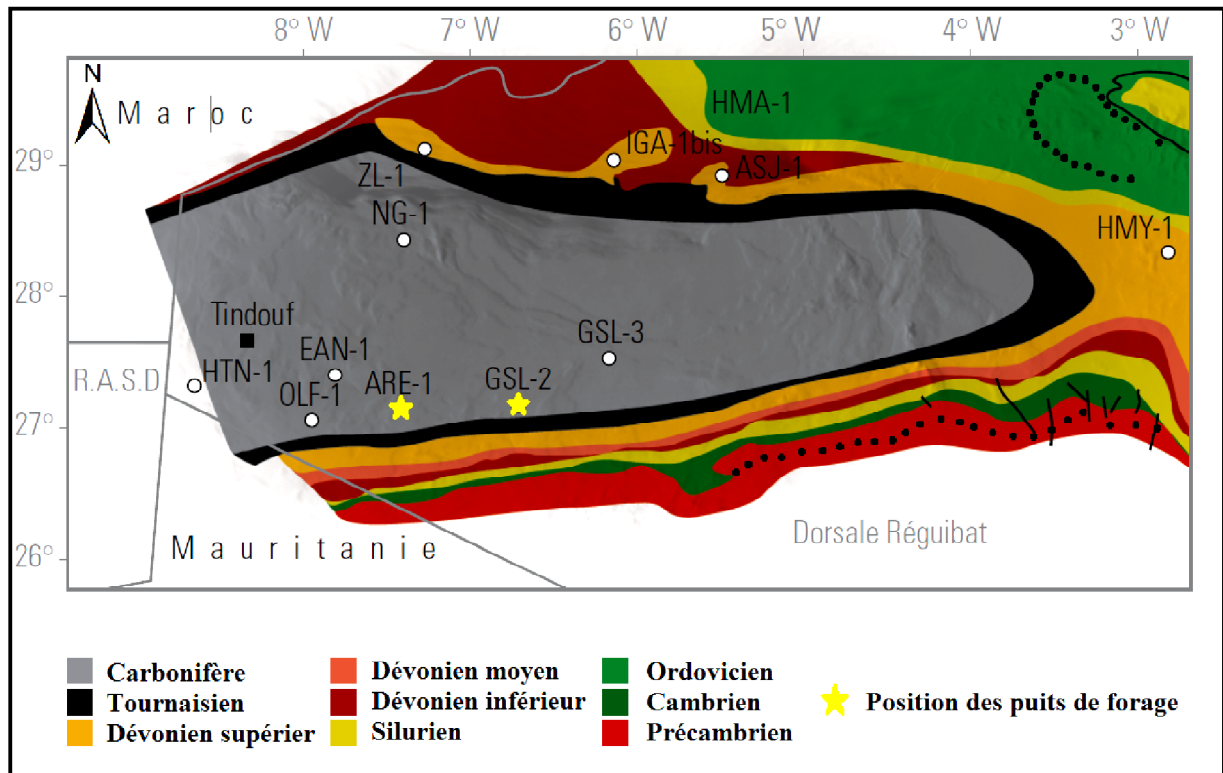


Figure IV.4: Carte de positionnement des puits (ArE-1 et GSL-2) (Well Evaluation Conférence Algérie, 2007)

3.1.1. Puits ArE1: Réalisé par le département de la SAOURA SONATRACH au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf, du 03/01/1964 au 15/02/1964, atteignant une profondeur de 1 700,80 m, jusqu'au Précambrien, entre la latitude $7^{\circ}.18'.09''$ N et la longitude $7^{\circ}.27'.50''$ W, au lieu dit AROUETA EST.

3.1.1.1. Faciès diagraphique ArE1-1 (Epaisseur = 81 m, limite inférieure = -1665 m, limite supérieure = -1584 m): il s'agit d'argiles silteuses grises à noires intercalées de siltstones argileux gris et de grés fins à moyen gris-clair glauconieux; depuis 1615 à horizons de glauconite, correspondant aux mesures diagraphiques suivantes (Figure IV.5): GR (Argiles = 16 API, siltstone = 12 API, Grés = 5 API), PS (Argiles = -60 mV, siltstone = -60 mV, Grés = -75 mV), et Nphi (Argiles = 0.13 V/V, siltstone = 0.15 V/V, Grès = 0.13 V/V).

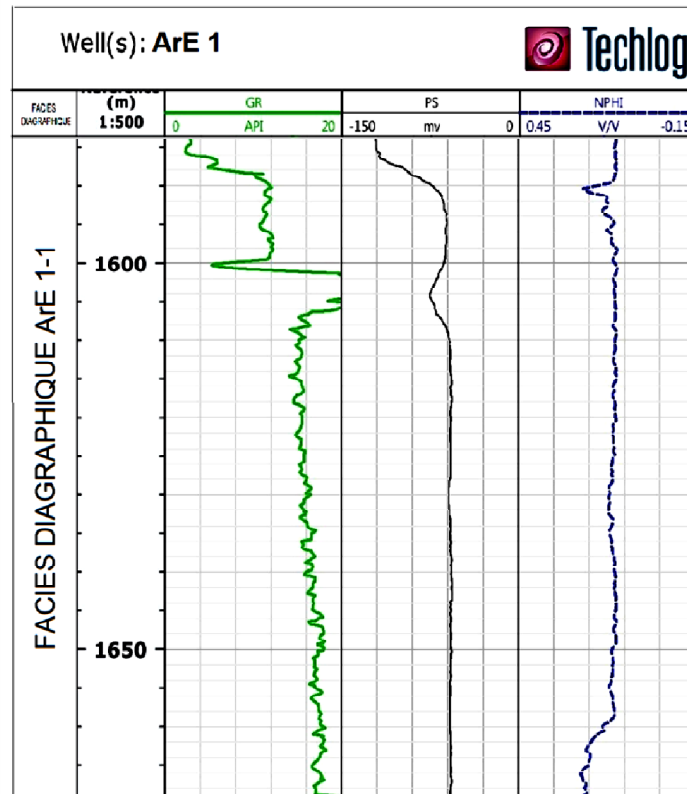


Figure IV.5 : Faciès diagrapgique ArE 1-1

3.1.1.2. Faciès diagrapgique ArE1-2 (Epaisseur = 22 m, limite inferieure = -1584 m, limite supérieure = -1562 m) : présente des grès quartzitiques moyens à grossiers blancs, à intercalations d'argiles silteuses et micacées noires à grises, correspondant aux mesures diagrapghiques suivantes (Figure IV.6): GR (Grès quartzitiques = 3 API, Argiles silteuses = 14 API), PS (Grès quartzitiques = -120 mV, Argiles silteuses= -80 mV), et Nphi ((Grès quartzitiques = 0.12 V/V, Argiles silteuses = 0.23 V/V).

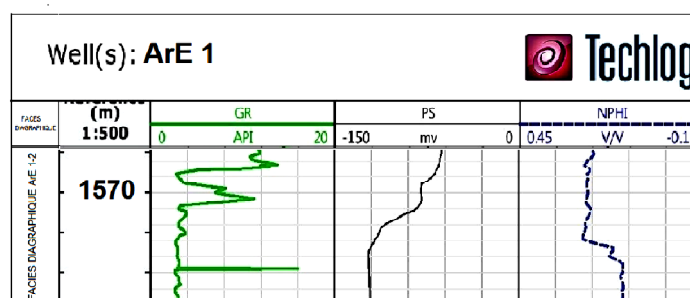


Figure III.6 : Faciès diagrapgique ArE 1-2

3.1.1.3. Faciès diagrapgique ArE1-3 (Epaisseur = 165 m, limite inferieure = -1562 m, limite supérieure = -1397 m): il s'agit d'argiles à marnes feuilletées noires localement silteuses et micacées, correspondant aux mesures diagrapghiques suivantes (Figure IV.7) : GR (argiles = 20 API, Argiles silteuses micacées à marnes = 14 API), PS (argiles = -60 mV, Argiles silteuses micacées à marnes = -60 mV), et Nphi (argiles = 0.09 V/V, Argiles silteuses micacées à marnes = 0.09 V/V).

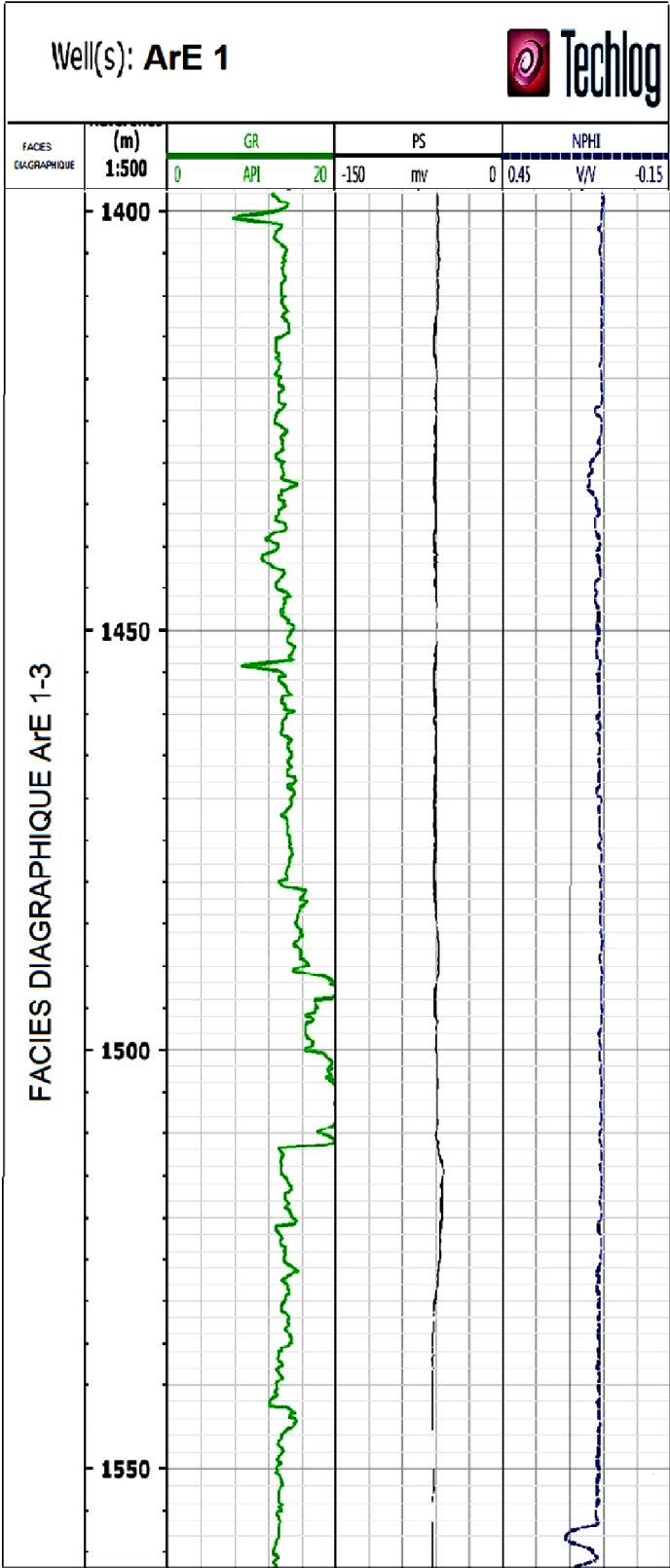


Figure IV.7 : Faciès diagraphique ArE 1-3

3.1.1.4. Faciès diagraphique ArE1-4 (Epaisseur= 161 m, limite inferieure = -1397 m, limite supérieure = -1236 m): présente une alternance d'argiles silteuses micacées noires, de siltstones gris-foncé, d'argiles marrons, de grés fins gris argilo-calcaires, et de nombreux niveaux d'oolithes ferrugineuses (de 1243 à 1270 m), correspondant aux mesures diagraphiques suivantes (Figure IV.8): GR (argiles = 14 API, Argiles silteuses micacées = 14 API, Siltstones = 14 API, Grés argilo-calcaires = 5 API, Niveaux oolithiques ferrugineux = 15API), PS (argiles = -65mV, Argiles silteuses micacées= -65mV, Siltstones = -65 mV, Grés argilo-calcaires = -100mV, Niveaux oolithiques ferrugineux = 325 ou 100mV), et Nphi (argiles = 0.09V/V, Argiles silteuses micacées = 0.09V/V, Siltstones = 0.09V/V, Grés argilo-calcaires = 0.09V/V, Niveaux oolithiques ferrugineux = 0.09V/V).

3.1.2. Puits GSL 2: Réalisé par la SONATRACH au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf, du 20/10/1970 au 27/11/1970, atteignant une profondeur de 1 549,80 m, jusqu'au Précambrien, entre la latitude 27°.22'.25" 3 N et la longitude 6°.46'.52" 9 W, au lieu dit GHASSEL-2.

3.1.2.1. Faciès diagraphique GSL2-1 (Epaisseur = 55 m, limite inferieure = -1488 m, limite supérieure = -1433 m): il s'agit de grés blancs à gris, à ciment argilo-siliceux et silico-calcaireux, plus ou moins argileux, très fins, légèrement micacés, parfois quartzitiques; et d'argiles grises foncées, à noires, correspondant aux mesures diagraphiques suivantes (Figure IV.9): GR (Argiles = 200 API, Grés argilo-siliceux = 100 API, Grés silico-calcaireux = 100 API), PS (Argiles = -40 mV, Grés argilo-siliceux= -60 mV, Grés silico-calcaireux = -80 mV), et Nphi (Argiles = 0.73 V/V, Grès argilo-siliceux= 0.35 V/V Grés silico-calcaireux = 0.35 V/V).

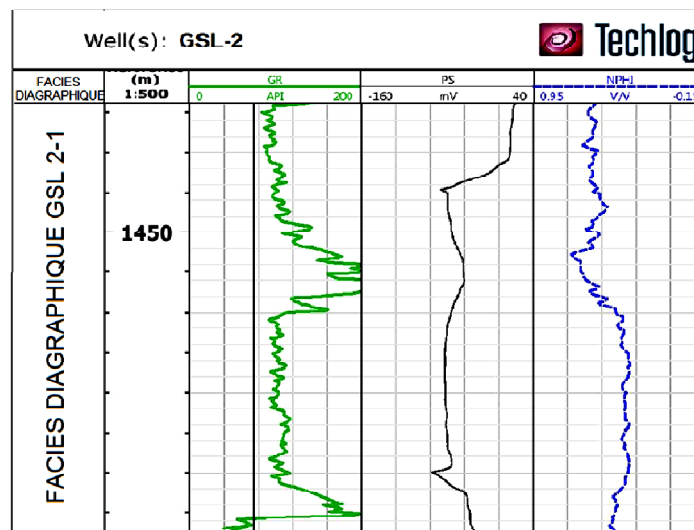


Figure IV.9 : Faciès diagraphique GSL2-1

3.1.2.2. Faciès diagraphique GSL2-2 (Ep = 31 m, limite inferieure = -1433 m, limite supérieure = -1402 m): présente des argiles grises-noires parfois micacées, indurées silteuses, correspondant aux mesures diagraphiques suivantes(Figure IV.10): GR (Argiles = 200 API, Argiles micacées = 100 API), PS (Argiles = -80 mV, Argiles micacées = -80 mV), et Nphi (Argiles = 0.54 V/V, Argiles micacées = 0.54 V/V).

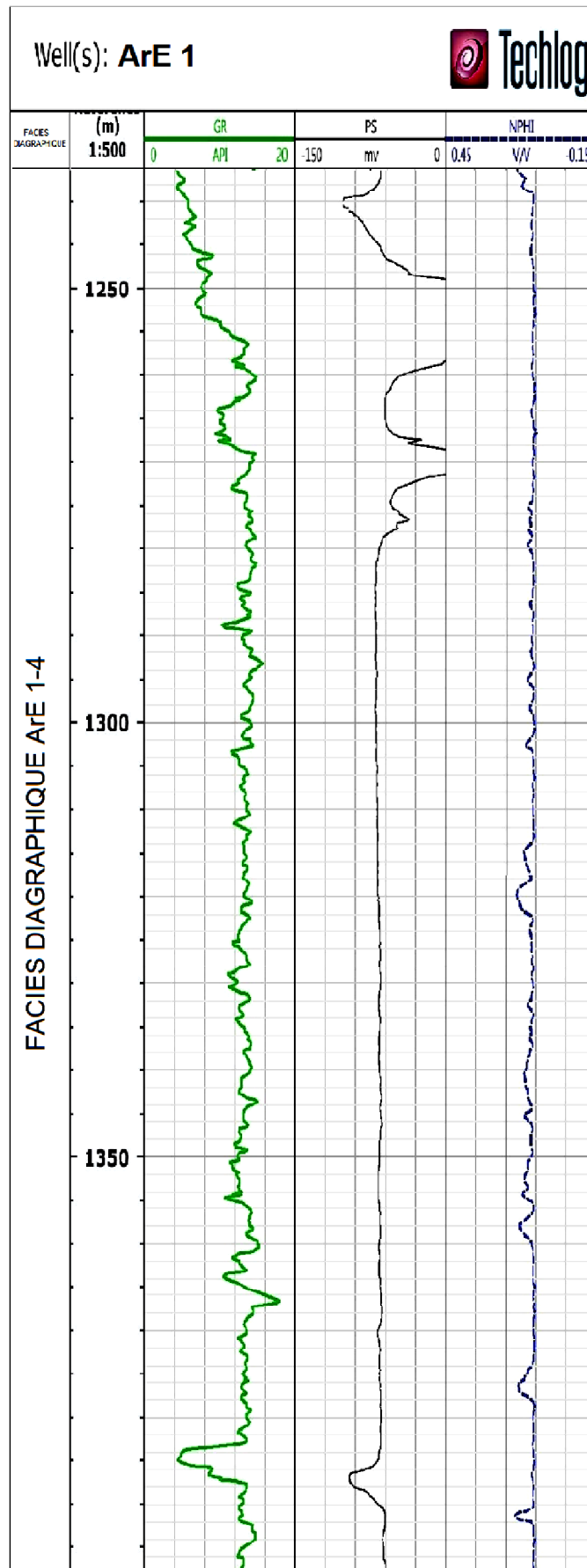


Figure IV.8 : Faciès diagraphique ArE 1-4.

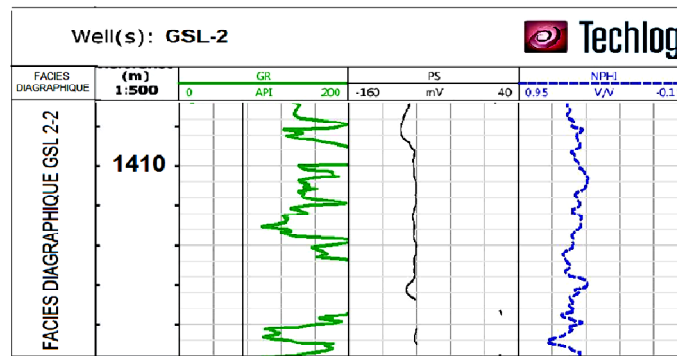


Figure IV.10 : Faciès diagraphique GSL2-2

3.1.2.3. Faciès diagraphique GSL2-3 (Ep = 66 m, limite inferieure = -1402 m, limite superieure = -1336 m): il s'agit de grés blancs transparents, moyens à grossiers, anguleux à subanguleux, à ciment siliceux, parfois quartzitiques, pyriteux et micacés, avec petites intercalations d'argiles gréseuses micacées, correspondant aux mesures diagraphiques suivantes (Figure IV.11): GR (argiles gréseuses= 80API, Grés= 20API), PS (argiles gréseuses= -30mV, Grés= 10 mV), et Nphi (argiles gréseuses=1400V/V, Grés= 1700V/V).

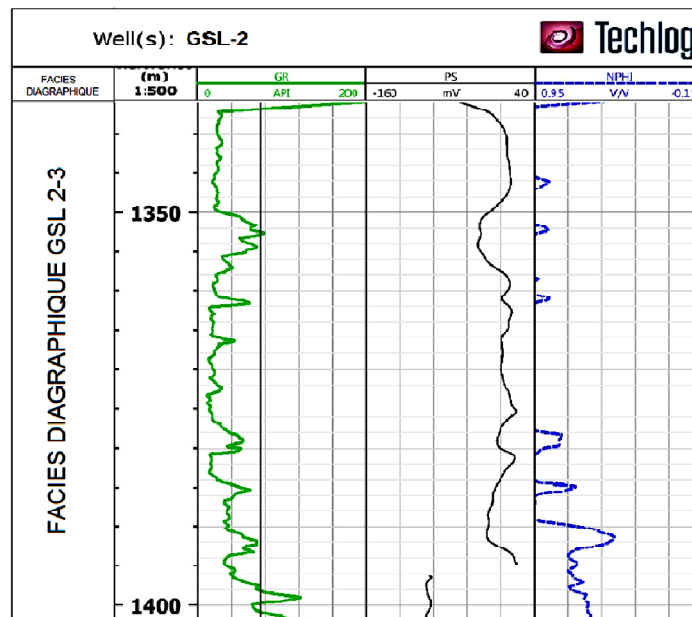


Figure IV.11 : Faciès diagraphique GSL2-3

3.1.2.4. Faciès diagraphique GSL2-4 (Epaisseur = 177 m, limite inferieure = -1336 m, limite superieure = -1159 m): présente des silts à grés gris, blanchâtre à muscovites, quartzitiques, à traces de pyrite; argiles grises plus ou moins foncées, brunes, marrons-rouges, pyriteuses, micacées; des grés très fins à fins, quartzitiques à ciment siliceux, parfois clairs à marrons rouges; et des argiles gréseuses silteuses, correspondant aux mesures diagraphiques suivantes(Figure. IV. 12): GR (Argiles pyriteuses micacées = 200 API, Argiles gréseuses silteuses = 120 API, Silts à grés = 100 API, Grés quartzitiques= 80 API), PS (Argiles pyriteuses micacées = -70 mV, Argiles gréseuses silteuses = -70 mV,

Silts à grés = -60 mV, Grés quartzitiques= -40 mV), et Nphi (Argiles pyriteuses micacées = 0.35 V/V, Argiles gréseuses silteuses = 0.30 V/V, Silts à grés = 0.40 V/V, Grés quartzitiques= 0.75 V/V).

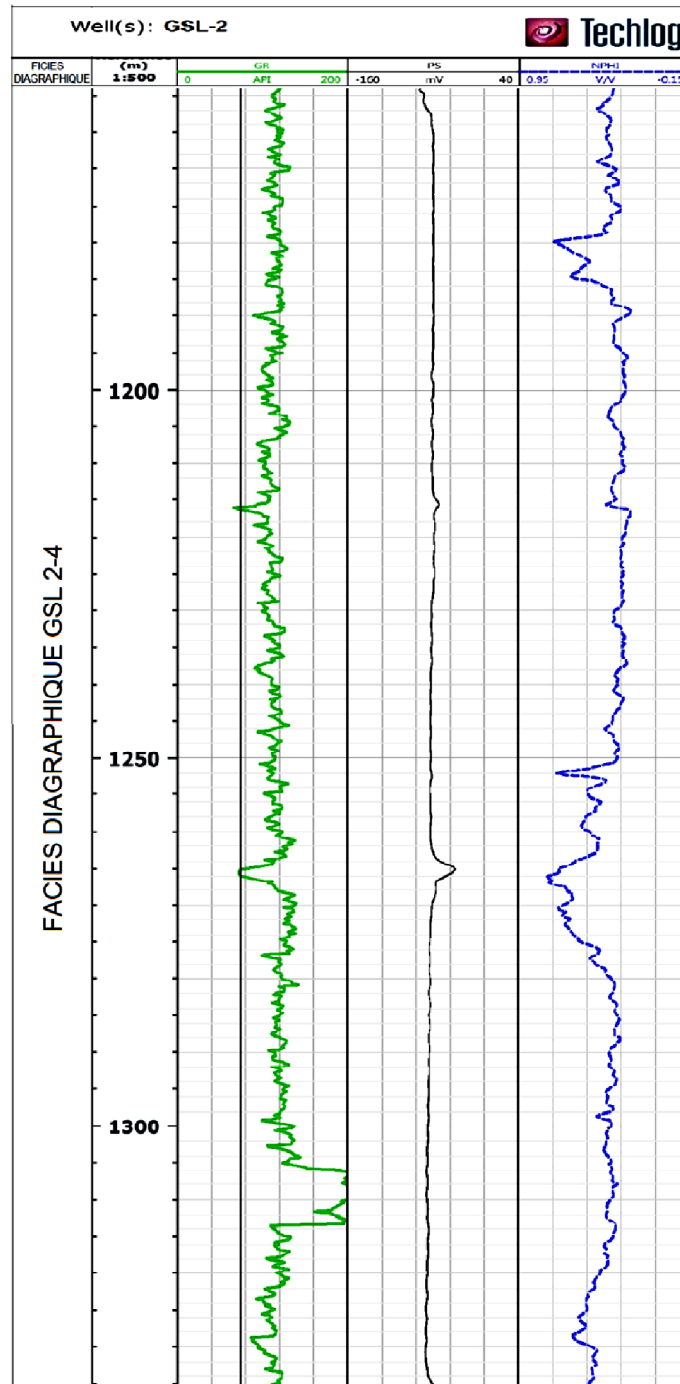


Figure IV.12 : Faciès diagrapgique GSL2-4

4. SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Après avoir déterminé les différents faciès diagraphiques, une synthèse lithostratigraphique est établie. Elle consiste à décrire l'ensemble des membres lithologiques qui caractérisent les systèmes Ordovicien- Silurien du flanc sud du bassin de Tindouf. Dans l'ordre ascendant, nous avons pu mettre en évidence deux formations avec de bas en haut :

- La formation de Ghezziane
- La formation de Mabbès

4.1. Description

4.1.1. Formation de Ghezziane

Elle est représentée par les faciès diagraphiques ArE1-1, ArE1-2, d'une épaisseur de 103 m, au niveau du puits ArE-1, et par les faciès diagraphiques GSL2-1, GSL2-2, GSL2-3, de 152 m d'épaisseur, au niveau du puits GSL2, correspondant à l'unité IV de la subdivision d'AROUETA EST N°1 et GHASSEL-2 (Figure IV.13).

Cette formation est essentiellement grés-argileuse, débutant par un membre grés-argileux surmonté d'un argileux, coiffé par des grés quartzitiques.

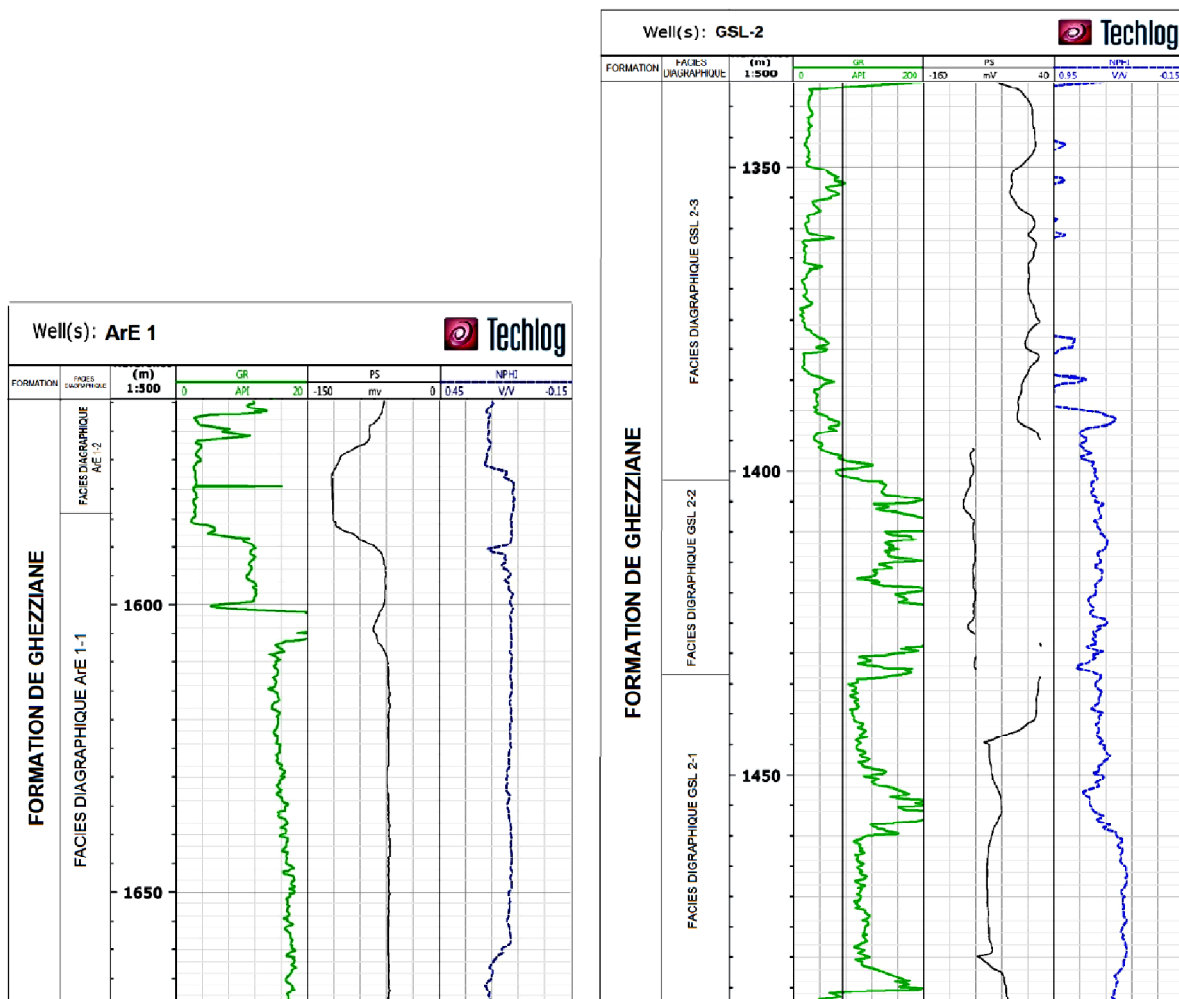


Figure IV.13 : Formation de Ghezziane au niveau des forages ArE 1 et GSL 2

4.1.2. Formation de Mabbès

Elle est représentée par les faciès diagraphiques ArE1-3, ArE1-4 d'une épaisseur de 326 m, au niveau du puits ArE-1, et par le faciès diagraphique GSL2-4, de 177 m d'épaisseur, au niveau du puits GSL2 (Figure IV.14). Cette formation est à prédominance argileuse, intercalée de grès et de silts.

4.2. Corrélation

Comme nous l'avons vu précédemment, toutes les diagraphies participent d'une façon directe ou indirecte dans leurs applications à l'établissement de corrélation entre puits.

La corrélation géologique a pour but de réaliser une correspondance entre deux objets géologiques, et d'établir ensuite la chrono-corrélation et la corrélation lithologique. La corrélation lithologique se propose d'établir l'identité des faciès, tandis que la chrono corrélation vise à établir un lien chronologique entre les objets.

La corrélation réalisée selon le transect d'orientation E-W, consiste à déterminer, d'une part, l'enregistrement des variations des épaisseurs et des faciès. D'autre part, suivre l'évolution spatio-temporelle des formations des systèmes Ordovicien-Silurien.

Le transect E-W, passant par les puits ArE1 et GSL2, montre un changement brusque de contraste de la diagraphie nucléaire de radioactivité naturelle type rayonnement gamma naturel, au niveau des systèmes Ordovicien-Silurien. Ce grand contraste révèle d'importantes variations de la proportion des minéraux radioactifs causées par la modification des conditions d'apport, qui permet de définir deux formations distinctes (Figure IV.15), une à dominance gréseuses, constitue la première formation paléozoïque du flanc Sud du bassin de Tindouf et repose directement sur le socle précambrien de la dorsale Réguibat, surmontée d'une seconde formation, essentiellement argileuse, débutant avec un pic radioactif bien visible, discordante sur la première. Il s'agit des formations de Ghezziane et de Mabbès. Ces deux formations sont d'épaisseurs variables (Tableau IV.2).

La formation ordovicienne de Ghezziane d'épaisseur variable. A l'Est, elle est de l'ordre de 152 m, au niveau du puits GSL2, s'amincit jusqu'à atteindre 103 m plus à l'Ouest, au niveau du puits ArE1, tout en présentant les mêmes faciès, grès suivis par des argiles silteuses et clôturées par des grès quartzitiques.

La formation silurienne MABBES, présente un effet inverse. Cette formation se retrouve plus épaisse à l'Ouest qu'à l'Est, d'une puissance de 326 m, au niveau du puits GSL2 et se trouve réduite jusqu'à 177 m, au niveau du puits ArE-1. Présentant des faciès similaires, des argiles ponctuées par plusieurs intercalations gréseuses et silteuses.

Puits	Limites	ArE-1	GSL-2
Formation de GHEZZIANE	Limite supérieure	-1562 m	-1336 m
	Limite inférieure	-1665 m	-1488 m
	Epaisseur	103 m	152 m
Formation de MABBES	Limite supérieure	-1236 m	-1159 m
	Limite inférieure	-1562 m	-1336 m
	Epaisseur	326 m	177 m

Tableau IV. 2: Variations des épaisseurs selon le transect E-W

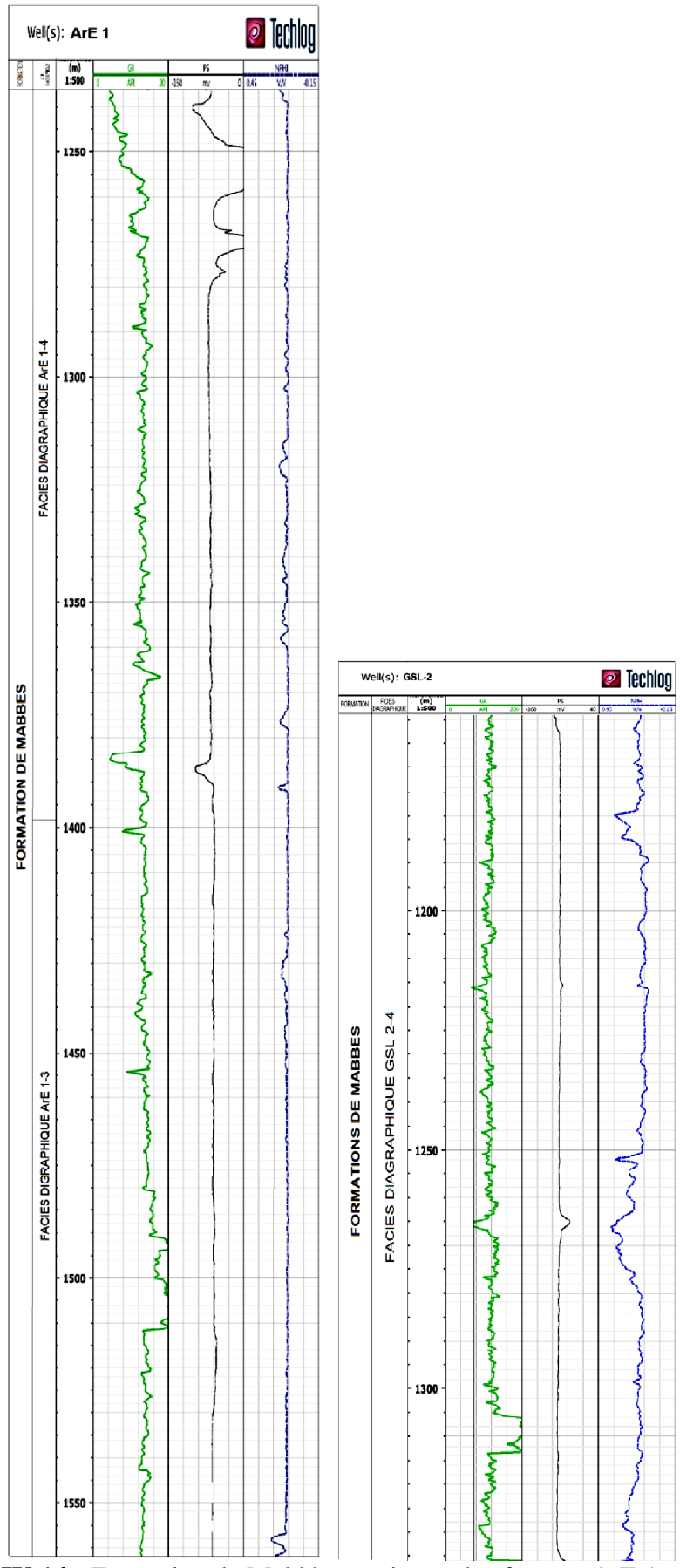


Figure IV.14 : Formation de Mabbès au niveau des forages ArE 1 et GSL 2

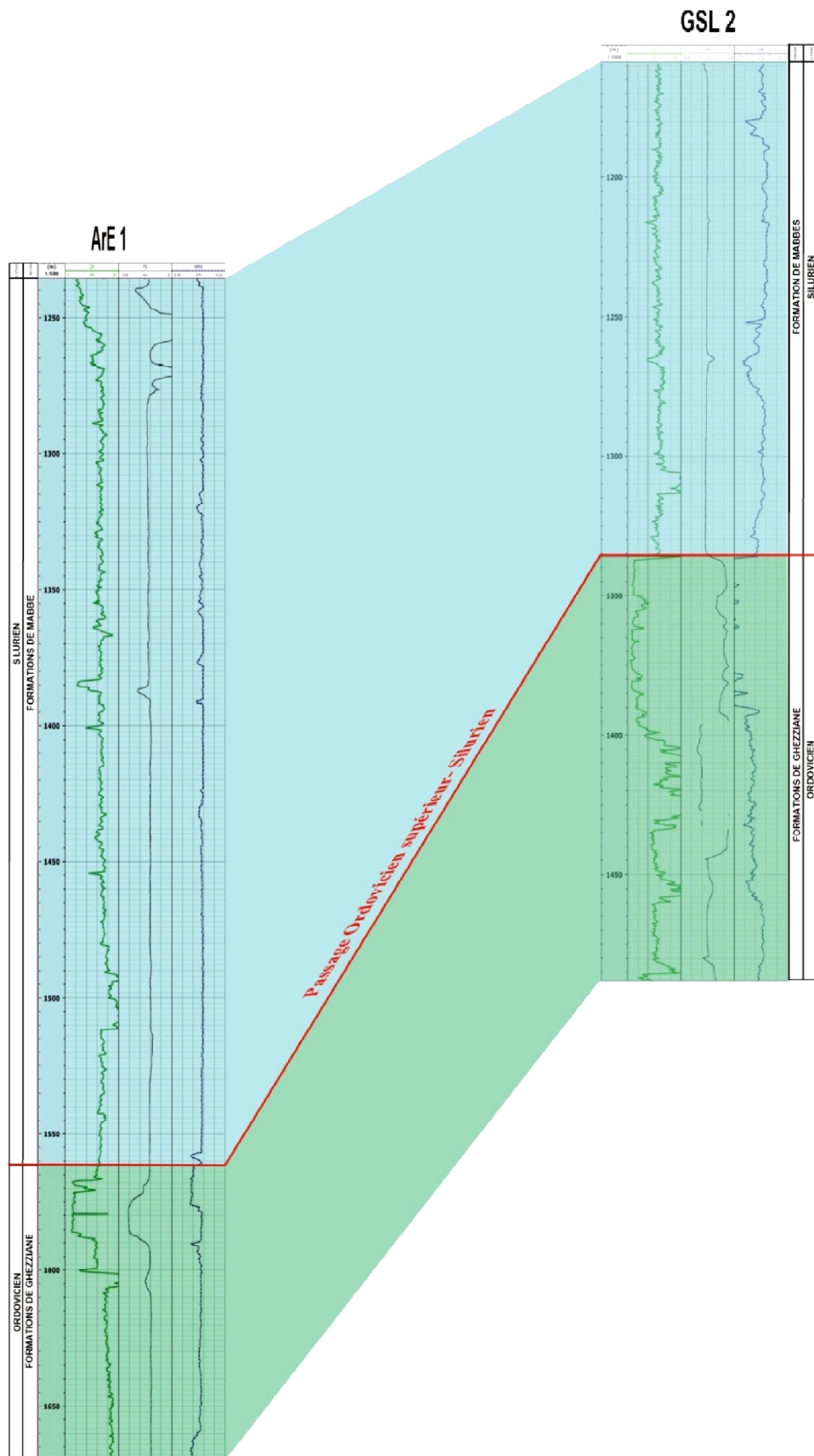


Figure IV.15 : Profil de corrélation orienté Est-Ouest au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf

5. CONCLUSION

Les diagraphies nous apportent un précieux renseignement sur le fonctionnement du substratum du flanc Sud du bassin de Tindouf durant les systèmes Ordovicien-Silurien.

A l'Ordovicien, le substratum se retrouve incliné vers l'Est, favorisant ainsi cette différenciation d'épaisseur, plus importante à l'Est de l'ordre de 152 m qu'à l'Ouest de l'ordre de 103 m et la mise en place d'une sédimentation fluvio-glaciaire, liée au recul de la mer à l'Ordovicien supérieur, soulignée par une discordance nette sur les diagraphies de la région.

Au Silurien, les mouvements isostatiques provoquent l'inversion du penchement du substratum vers l'Ouest, donc un Silurien plus développé à l'Ouest d'une puissance de 326 m par rapport à l'Est de 177 m d'épaisseur. Il débute par un pic radioactif correspondant à des argiles marines, suite à la transgression silurienne générée par la fente de l'inlandsis.

L'analyse des différents faciès diagraphiques des formations des systèmes Ordovicien-Silurien au niveau des deux puits GSL2 et ArE1, d'une part et les corrélations géologiques établies selon le transect E-W d'autre part, met en évidence le jeu du substratum durant ces systèmes, amorcé dès le Cambrien dans le contexte de la géodynamique globale au Paléozoïque.

1. CONCLUSION GENERALE

Le bassin de Tindouf fait partie de la province occidentale de la plate forme saharienne, sa position médiane entre les différents domaines structuraux environnants, suscite un intérêt particulier.

Du point de vue sédimentaire, le remplissage du bassin de Tindouf , d'une épaisseur de près de 2000 m au flanc Sud, très faiblement incliné vers le Nord, connu que dans ses grands traits, est une série essentiellement paléozoïque qui s'échelonne du Sud vers le Nord de l'Ordovicien supérieur glaciaire au Carbonifère supérieur continental, elle constitue une frange est-ouest de 100 km de large discordante sur la dorsale granitique des Eglabs. L'ensemble est recouvert en discordance par les formations hamadiennes d'âge Tertiaire et Quaternaire.

Du point de vue structural, le contexte géodynamique est affecté par les cycles calédonien et hercynien qui ont structurés le bassin et contrôlés la sédimentation. En effet le remplissage paléozoïque du bassin de Tindouf est ponctué par plusieurs phases géodynamiques qui expriment une instabilité permanente du substratum.

Dans le cadre de ce mémoire nous avons pu étudier les systèmes Ordovicien-Silurien au niveau du flanc Sud du bassin de Tindouf, D'une part, à travers l'analyse des observations des coupes de terrain d'orientation Nord-Sud à travers les formations paléozoïques entre Gara Djebilet et Aouinet Bel Egraa. L'analyse sédimentologique des affleurements siluro-ordoviciens, nous a permis de proposer un découpage lithoséquentiel du remplissage. Sur la base des discontinuités reconnues sur le terrain, nous avons subdivisé cet ensemble en quatre unités séquentielles (1, 2, 3 et 4). Les unités séquentielles 1, 2 et 3 correspondent à l'ordovicien terminal détritique fluvio-littoral régressif équivalant de la formation de Ghezziane, soulignée à la base par une surface d'érosion, et au sommet par un contraste lithologique (le passage brusque des grès de l'Ordovicien supérieur à une sédimentation d'une épaisse série d'argiles silteuses siluriennes) ainsi que par une phase tectonique dite la phase taconique. Cette formation est très développée bien individualisée dans tout le flanc Sud du bassin de Tindouf, discordante sur le substratum et correspond presque partout à des grès grossiers, à stratifications obliques, entrecroisées, surmontés d'une quartzite, d'une extension importante sur tout le flanc Sud du bassin de Tindouf. La mégaséquence 4 appelée formation de Mabbès d'âge Silurien, discordante sur les grès ordoviciens, est essentiellement constituée par des argiles silteuses marines transgressives et forment des séries monotones, quasiment sans interruption plus épaisses à l'Ouest qu'à l'Est du flanc Sud du bassin de Tindouf, délimitée à la base par une discontinuité d'ordre tectonique correspondant à la phase Taconique et à une autre d'ordre lithologique représentée par le passage brusque des grès vers une sédimentation argileuse et également au sommet par une discordance d'ordre tectonique dite la phase Ardennaise et une d'ordre lithologique témoignée par un changement de régime de milieu marin argilo-silteux vers un régime de milieu fluvatile gréseux. D'autre part par l'analyse des différents faciès diagraphiques des formations des systèmes Ordovicien-Silurien au niveau des deux puits GSL2 et ArE1 et les corrélations géologiques établies selon le transect E-W, mettent en évidence le jeu du substratum durant ces systèmes, amorcé dès le Cambrien dans le contexte de la géodynamique globale au Paléozoïque. A l'Ordovicien, le substratum se retrouve incliné vers l'Est, favorisant ainsi cette différenciation d'épaisseur, plus importante

à l'Est de l'ordre de 152 m qu'à l'Ouest de l'ordre de 103 m et la mise en place d'une sédimentation fluvio-glaciaire, liée au recul de la mer à l'Ordovicien supérieur, souligné par une discordance nette sur les diagraphies de la région. Au Silurien, les mouvements isostatiques provoquent l'inversion du penchement du substratum vers l'Ouest, donc un Silurien plus développé à l'Ouest d'une puissance de 326 m par rapport à l'Est de 177 m d'épaisseur. Il débute par un pic radioactif correspondant à des argiles marines, suite à la transgression silurienne générée par la fente de l'inlandsis.

La nature des lithologies des secteurs étudiés et les mouvements tectoniques ayant affectés ces derniers ressortent d'une façon très claire grâce au traitement et à l'analyse des images satellitaires, permettant une assez bonne cartographie lithostructurale. Les néo-données révélées révèlent l'existence de deux formations à signatures spectrales particulières bien différentes de toutes les formations présentes dans les secteurs de Gara Djebilet et d'Aouinet Bel Legraa et des régions voisines, une gréseuse ordovicienne d'environ 324572 km² de surface et de 365 km de longueur au niveau des secteurs d'étude, discordante sur le granite précambrien et surmontée d'une autre argileuse silurienne transgressive de 324571 km² de surface et de presque 365 km de longueur percées par d'immenses dykes doléritiques, se comptent à environ 99 dykes rien que sur nos secteurs d'étude et environ 327 failles affectant les différentes formations. L'ensemble de ces fractures et de ces failles au niveau du flanc Sud de Tindouf constituent un réseau de fracture oscillant au alentour de 1272 accidents, avec deux directions prédominantes la première méridienne à subméridienne et la seconde subéquatoriale liées respectivement à la déformation tectonique durant la phase dite permanente pendant tout le Paléozoïque et à la phase hercynienne. Les mouvements décrochants dextres le long des failles E-W, WNW – ESE et ENE - WSW ainsi que des plis NE - SW, sont également reconnaissables pendant la période (Namurien –Stéphanien), qui aurait repris les structures existantes permettant l'isolement total du bassin de Tindouf du reste de la chaîne située au Nord d'où le déplacement des dépôts –centres carbonifères vers le Sud alors qu'ils étaient centrés sur le Zémoul pendant le Silurien et le Dévonien. Comme on y rencontre des plissements et des flexures (NW- SE) à grand rayon de courbure liés à des mouvements décrochants à la fin du Viséen le long des grandes failles du socle.

Le passage Ordovicien-Silurien est marqué par deux événements géodynamiques, l'un climatique et l'autre tectonique. La discordance de ravinement glaciaire au sommet de l'Ordovicien supérieur de la formation de Ghezziane, constituée par des grès grossiers à ripple-marks et à stratification entrecroisées avec un faciès hétérogène et des niveaux à niches calcaires ou argileuses et des passées de grès roses vacuolaires et à ripple-marks, présente le cas d'une topographie encore accidentée, modelée par une glaciation continentale et fossilisée par des accumulations glaciaires et interglaciaires liées à la glaciation Hirnantienne, matérialisée par de nombreux témoins de tailles différentes: une surface moutonnée lustrée, figures de rabotage ou de tassement et des figures de cryoturbation. Il faut signaler également l'existence de figures de creusement de paléovallées glaciaires. La discordance tectonique facilement repérée grâce aux figures de glissement et des slumps dans les silts et les argiles de la base du Silurien de la formation de Mabbès, séparant les dépôts argileux transgressifs du Silurien, des grès terminaux de l'Ordovicien supérieur, coïncidant avec un changement lithologique et paléogéographique, qui met fin à un matériel silicoclastique fini-Ordovicien pour annoncer la sédimentation silurienne suite à l'avancée de la mer à la fin de la période glaciaire.

L'histoire tectonique du bassin dissymétrique de Tindouf régulier à l'W, bosselé à l'E en particulier en son flanc Sud est intimement liée au jeu de la subsidence, commandée par de lents mouvements de bascule d'E en W et vice-versa, montre des « zones

disharmoniques », traduites spécialement par des cassures, mais également par des plissements à grand rayon de courbure, induisant des plis ou des flexures. L'ensemble de ces structures reflète les cicatrices antécambriennes les plus fraîches (Gevin 1960).

Les méthodes utilisées démontrent que durant l'Ordovicien Silurien, le substratum du bassin de Tindouf est caractérisé par une instabilité. Elles caractérisent les systèmes Ordovicien Silurien du point de sédimentologique et structural et font également ressortir les principales conclusions et recommandations qui se dégagent de la présente étude dont les plus urgentes sont l'acquisition et l'analyse des données de sismique réflexion pour l'étude de la structure profonde de la région d'étude, complétée par une étude affinée de la subsidence afin de réaliser une meilleure caractérisation de la structure de la subsurface et la proposition d'un modèle géologique statistique du bassin de Tindouf.

L'implication de ces résultats dans les domaines académique et industriel permettra de dresser les perspectives ouvertes par ce travail de recherche.

Références bibliographiques

ABOUESSA A.; DURINGER P.; PELLETIER J.; RUBINO J L.; SCHUSTER M., (2011):- Characteristic sedimentary structures of a fluvial-tidal transitional zone (Dur at Talah sequence, upper eocene, Libya). *13ème Congrès Français de Sédimentologie, Dijon, – Livre des résumés, 2011, Publ. ASF, Paris, n° 68, 342 p.*

ACHAB A.; ASSELIN E.; DABARD M P.; DESROCHERS A.; FARLEY C.; GHIENNE1 J F.; LOI A.; PARIS F.; VANDENBROUCKE T R A.; VEIZER J.; WICKSON S., (2014):- A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation. *ARTICLE Received 29 Nov 2013 | Accepted 24 Jun 2014 | Published 1 Sep 2014. DOI: 10.1038/ncomms5485. 9 p.*

ADILPH B.; ARCHER M.; CODAZZI D.; EL-HALAWANI T.; EVANS M.; GRANT J.; GRIFFITHS R.; HARTMAN D.; ICHIKAWA M.; PARCIOT P.; SCOTT G.; SIRKIN G.; STOLLER C.; TRIBE I.; WELLER G.; WHITE D.:- BOREHOLE SEISMIC. *Tools & Equipment. Schlumberger. 27 p.*

AÏT OUALI R.; AMROUCHE F.; BENHAMOUCHE A.; DEBAGHI F.; HAMDIDOUCHE R.; MESSAMRI K.; NEDJARI A., (2011):- LA GÉOLOGIE SAHARIENNE REVISITÉE. *Mém. Serv. Géol. Nat. n° 18 pp. 85 - 176,53 fig., 2 tabl., 14 ph., 2011. 86-87p.*

AIT OUALI R. et NEDJARI A., (2002) : Nouveaux éléments de l'évolution géodynamique des bassins sahariens au cours du Paléozoïque, exemples de l'Ahnet, l'Ougarta et Timimoun. *GAW6, Cairo University, February 2002.*

AKKOUCHE M.:- Application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord (plate-forme saharienne occidentale, Algérie). *Thèse de doctorat. Spécialité : Marges Continentales et Bassins. l'Université Bordeaux I. Ecole doctorale des sciences du vivant, géosciences, sciences de l'environnement. N° d'ordre : 3367. 282 p.*

ALIDOU S.; DENIS M.; GUIRAUD M.; KONATE M.; LANG J.; YAHAYA M., (2007):- Un bassin extensif forme pendant la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne : le bassin ordovico-silurien Kandi (Nord Benin, Sud Niger). *HAL archives-ouvertes. Africa Geoscience Review, Vol. 13, No. 2, pp. 157-183, 2006. 1117-370X/2006 All rights reserved. pp. 157-183.*

ALIOUANE L.; OUADFEUL S A., (2011):- Multifractal Analysis Revisited by the Continuous Wavelet Transform Applied in Lithofacies Segmentation from Well-Logs Data. *International Journal of Applied Physics and Mathematics, Vol. 1, No. 1, July 2011. 18 P.*

ALLIOLI F.; BERHEIDE M.; DION D.; EVANS M.; GRIFFITHS R.; LABOUS L.; PERCIOT P.; STOLLER C.; WELLER G., (2005):- A new integrated Lwd platform brings next-generation formation evaluation services. *Schlumberger Oilfield Services. SPWLA 46th Annual Logging Symposium. 15 p.*

AMAR K.; Med D.; CHIKH B., (2011):- Etude Sédimentologique, Pétrographique, Diagénétique, et Modélisation géologique en 3D d'une partie du champ de Hassi

Messaoud (Zone 13). *Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene. Faculté des Sciences de la Terre, de la géographie et de l'aménagement du Territoire. Mémoire d'ingénieur d'état. Spécialité : Géologie. Option : Ensembles Sédimentaires.* 118 P.

AMRANE A. et AMROUCHE F., (1996) :- Caractérisation d'un modèle de synéclyse, exemple du bassin d'Illizi au Permo-Carbonifère, *mémoire d'Ingénieur IST-USTHB.*

AMROUCHE F., (2004):- Le Carbonifère du Flanc Nord du bassin de Tindouf sous une approche sédimentologique, biostratigraphique, analyse de la subsidence, des réservoirs et des ressources hydriques associées. *Thèse de magistère En Sciences de la Terre.*

AMROUCHE F.; NEDJARI A.; SEBBAR A., (2001):- Nouveau découpage et étude biostratigraphique des calcaires carbonifères du djebel Ouarkiz (bassin de Tindouf) *Snst. Tlemcen, 2001 communication orale.*

AMROUCHE F. et NEDJARI A., (2003):- Le Carbonifère du flanc nord du bassin de Tindouf (Sahara occidental algérien) : Nouveau découpage et modèle de dépôt. *2e Séminaire National de Stratigraphie, Béni Abbès, Décembre 2003.*

AMROUCHE F. et NEDJARI A., (2003):- Quantification de la subsidence par la méthode de backstripping du bassin paléozoïque de Tindouf (Sahara occidental algérien), *2e Séminaire National de Stratigraphie, Béni Abbès, Décembre 2003.*

ASKRI H.; BELMECHERI A.; BENRABAH B.; BOUDJEMA A.; BOUMENDJEL K.; DAOUDI M.; DRID M.; GHALEM T.; DOCCA A. M.; GHANDRICHE H.; GHOMARI A.; GUELLATI N.; KHENNOUS M.; LOUNICI R.; NAILI H.; TAKHERIST D.; TERKMANI M.:- Géologie de l'Algérie. Contribution de SONATRACH Division Exploration, Centre de Recherche et Développement et Division Petroleum Engineering et Développement. *Geology of Algeria. Contribution from SONATRACH Exploration Division, Research and Development Centre and Petroleum Engineering and Development Division. SCHLUMBERGER WEC SONATRACH.* 93 p.

ASQUITH G.; GIBSON C., (1982):- Basic well log analysis for geologist. *The American Association of Petroleum Geologist.* 231 p.

ATTOUM A., (1983) : Etude géologique et structurale des mylonites panafricaines et des minéralisations aurifères associées dans le secteur de Tirek (Hoggar occidental, Algérie). *Thèse de 3^{ème} cycle, USTL, Montpellier, France.*

AUG C., (2004):- Modélisation Géologique 3d Et Caractérisation Des Incertitudes Par La Méthode Du Champ De Potentiel. *Centre de Géostatistique. Ecole des Mines de Paris, 13 décembre 2004.* 49 p.

BACHENINE A., (2012):- Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du cambro-ordovicien de l'Ahnet comparées a celles de l'Ougarta. *Université M'hamed Bougara-Boumerdes. Faculté des hydrocarbures et de la chimie. Mémoire de magistère en ressources minérales et énergétiques.* 99 p.

BACI S.; MALLA M S.:- Géochimie Organique et Diagraphies. Contribution de SONATRACH Division Exploration. Organic Geochemistry and Well Logging. Contribution from SONATRACH Exploration Division. *CHLUMBERGERWECSONATRACH*. 14 p.

BARON J P.; CARIOU J.; THORIN R., (1989):- Les diagraphies nucléaires développées. *Principes physiques, mise en oeuvre, domaines d'application 1989 24p Bull, liaison Labo. P. et Ch. - 164 - nov.-déc. 1989 - Réf. 3446.*

BEAUCHAMP J., (2001) :- Cours de Sédimentologie. <http://www.sc.u-picardie.fr>.

BEGHOUL M S., (1991) :- Apport et contribution de l'analyse de diagraphies à la connaissance d'un bassin sédimentaire. Application au bassin de Timimoun (Algérie). Institut de Géologie ULP. 277p.

BEKKOUCHE D.; TOUBAL A C., (2002):- Le magnetisme mezozoïque de l'ouest de la plate forme saharienne. *1 st Conference on geology, geophysical Exploration and Reservoir Engineering, 2002. Boumerdes, Algeria Institut Algérien Pétrole Proceedings sonatrach*. 8 p.

BENACHOUR H B., (2010):- Modalités de la transgression du Dévonien moyen à partir des coupes du km30 (vallée de la Saoura) et d'Ain Cheikh (Bassin de Reggane). *Mémoire de magistère en sciences de la terre. Option géodynamique des bassins sédimentaires. Université d'Oran. Faculté des sciences de la terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire. Département des sciences de la terre. Laboratoire de paléontologie stratigraphique et paléoenvironnement*. 69 p.

BENHAMOUCHE A.; AMROUCHE F.; et NEDJARI A., (2001):- La discordance hercynienne dans le bassin de Tindouf : un profil d'altération développé sur un substratum argileux. *S. N. S. T. Tlemcen, 2001 communication orale*.

BENHAMZA M., (2013) :- Aperçu hydrogéologique et hydrochimique sur le système de captage traditionnel des eaux souterraines « foggara » dans la région d'adjar. Diplôme de magistère. Université Badji Mokhtar-Annaba, faculté des Sciences de la Terre. Département de Géologie. 130p.

BERRABAH A., (2012):- Aspect sédimentologique de la "Formation De Djebel Serraf" (fini Ordovicien) au Ksar d'Ougarta et ses environs. *Diplôme de magistère. Université d'Oran. Faculté des sciences de la terre, de géographie et d'aménagement du territoire. Département des sciences de la terre*. 97 p.

AZZEDINE H.:- Identification des axes d'écoulement souterrains dans les systèmes aquifères du bassin de Tindouf et des plaines de Annaba-Bouteldja. *Ecole Polytechnique de Lille, LML URA CNRS 1441, Avenue Paul Langevin, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*.

BENRABAH B.; BERTRAND H.; CHABOU M C.; FERAUD G.; SEBAL, (2007):- Datation ³⁹Ar-⁴⁰Ar de la dolérite du sondage GSL-3 (Bassin de Tindouf). *6ème séminaire de géologie pétrolière sgp6. Recueil des résumés. Activite Amont. Division Centre de*

Recherche et Développement Sous le Haut Patronage de Mole Ministre de l'Energie et des Mine. Total 2007. 12 p.

BERKANE F., (2007) :- Influence de la salinité sur les résultats de diagraphies dans le F6 Tinrhert (Bassin d'illizi). *Diplôme d'ingénieur d'état en Géophysique. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire. 62p.*

BERRAKI F., (2011):- Apport de la télédétection à la cartographie géologique des régions précambriennes en zones désertiques : Exemple du paléoprotérozoïque de l'Aleksod (Hoggar Central). *Diplôme de magister. Faculté des sciences de la terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire (fstgat). 85p.*

BERTRAND-SARFATI J.; FABRE J. et MOUSSINE-POUCHKINE A., (1977):- Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques: quelques exemples sahariens. *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine 1, 1.*

BERTRAND-SARFATI J.; MOUSSINE-POUCHKINE A. et CABY R., (1987):- Les corrélations du Protérozoïque au Cambrien en Afrique de l'Ouest : nouvelle interprétation géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France, (8), t. III, n° 5.*

BESSELES B., (1977):- Géologie de l'Afrique de l'Ouest (Craton Ouest Africain). *B. R. G. M. Mém. n° 88, 403.*

BILLAY Y.; NGCOFE L.:- Preliminary Remote Sensing Investigation Towards Mineral Potential Mapping. *Council for Geoscience: P O Box 572 Bellville 7535, South Africa Paper reference number: MAF08 PIN 31. 11 p.*

BITAM L.; FABRE J., (1996) :- Géodynamique du craton ouest africain central et oriental: héritage et évolution post-panafricains. *Mém. Serv. Géol. Algérie, n°8. 311p.*

BITAM L.; GOURVENNEC R. et ROBARDET M., (1995):- Les formations paléozoïques antécarbonifères du sous bassin de Djebilet (Flanc sud du bassin de Tindouf, Nord-Ouest du Sahara algérien. *Mém. Serv. Géol. Algérie, n°8.*

BONNET A.; FABRE J. et FEYS R., (1960).- Le Carbonifère post-tassilien du bassin de Reggane (Sahara occidental). *Bull. Soc. Géol. France. 7e série, t. II.*

BOUABDALLAH H.; MERABET N. et HENRY B., (1998):- Paléomagnétisme de l'unité inférieure autunienne de la formation rouge du bassin d'abadla (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, sciences de la terre et des planètes, 1998, 327.*

BOUBAHZIZ M., (2012):- Caractérisation et modélisation des réservoirs cambro-ordoviciens du gisement Horst Nord In Amenas (HNIA), bassin d'illizi. *Diplôme de magistère en Ressources Minérales et Energétiques. Université M'HAMED BOUGARA BOUMERDES, Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie. 134p.*

BOUCHENEB R., (1989) :- Stratigraphie du Paléozoïque des bassins de Reggane et Tindouf et aperçu sur le Précambrien. 102p., 21 pl. *inédit*

BOUDJEMAA A., (1987) :- Evolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara nord-oriental (Algérie). *Thèse de Doctorat en science de l'Université Paris XI - Orsay. 290 p.*

BOUGHERARA R.; NOUAR A.:- Mouillabilité et Interprétation des Diagraphies. Contribution de SONATRACH Division Petroleum Engineering et Développement. Wettability and Log Interpretation. Contribution from SONATRACH Petroleum Engineering and Development Division. *SCHLUMBERGER WEC SONATRACH*. 21 p.

BOULVAIN F., (2015):- Eléments de Sédimentologie et de Pétrologie sédimentaire. Université de Liège. Faculté des Sciences. Département de Géologie.

BOURABAÏNE M.:- Gestion d'un Gisement à l'Aide des Diagraphies de Production. Contribution de SONATRACH, Division Petroleum, Engineering et Développement Production Logging for Field Management. Contribution from SONATRACH Petroleum, Engineering and Development Division. *SCHLUMBERGER WEC SONATRACH*. 15 p.

BOURGEOIS N.; FABRE J. et GERBER Ch., (1955) : - Reconnaissance géologique du Carbonifère du flanc nord du bassin de Tindouf (extrait du rapport préliminaire.) (*Inédit*).

BOYER S. et MARI J L., (1994):- Sismique et diagraphies. *Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs. Publication de l'Institut Français du Pétrole*. 161 p.

BRAHIMI B., (2011):- Cartographie et caractérisation de la déformation de la zone de cisaillement Ouest ouzzalienne et sa relation avec les cisaillements intra-in Ouzzal (Hoggar Occidental, Algérie). *Diplôme de magister. Faculté des sciences de la terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire (fstgat)*. 97p.

BRICE D.; OUALI MEHADJI A., (2009):- Découverte d'une "faune naine" de pentamerida (brachiopoda dévoniens) a gara djebilet (flanc sud du bassin de Tindouf) en Algérie. New record of Devonian "dwarfing fauna" (Pentamerids-Brachiopoda) from Gara Djebilet (South of the Tindouf Basin) Algeria. *Ann. Soc. Géol. du Nord. T. 16 (2ème série), p. 69-77, Novembre 2009*. 70-78p.

BUGNICOURT D.; FABRE J.; KUBLER B.; NYSSSEN R., (1966):- Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Le second d'une série élaborée par le groupe des études sédimentaires du Comité des Techniciens "Commission Exploration, Sous-commission Laboratoires de Stratigraphie". 291p.

CHAPELLIER D.:- Diagraphies aquifère. Cours online de géophysique. *Université de Lausanne - Institut Français du Pétrole*. 127 p.

CHAPELLIER D.:- Diagraphies pétrole. Cours online de géophysique. *Université de Lausanne - Institut Français du Pétrole*. 78 p.

CHAPELLIER D., (2000):- Prospection Electrique de Surface. *Cours de géophysique. Résistivités électriques*. 99 p.

CHAPELLIER D.; LUC J.:- Principes de base. *Cours online de géophysique de l'Université de Lausanne* . 34 p.

CHOUBERT G., (1952) :- Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas, in Géologie du Maroc. *Notes. Mém. Serv. Mines Géol. Maroc, n°100, fasc. 1, 2e partie*.

CLERC S., (2013):- Modèles de dépôt sous-glaciaires et dynamique de remplissage des vallées tunnel : exemple au Quaternaire (Bray, Irlande) et application à l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Alnif, Maroc). *Thèse Doc. es sciences*. Université de Bourgogne, 310p.

CONRAD G., (1971): Synthèse de l'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech Tanezrouft, Ahnet-Mouydir); *Publ. Géol. Algérie (Ne série)*. Bull. n°41.

CONRAD J., (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. Sc. Paris, t.292, série II*.

CONRAD J., (1984) :- Les séries carbonifères du Sahara central. Stratigraphie, sédimentologie, évolution structurale. *Thèse de Doctorat es sciences naturelles*. Université de droit d'Aix Marseille.

CREWES S.; ROBERT R.:- Elastic rock properties. Sonic logs, Vp, Vs, shaliness, porosity, density, synthetics. *University of Calgary*.

CURRENT S., (2003):- Dipole-sonic tools. Schlumberger. 3C-3D surface seismic & 6C VSP. 30 p.

DECHARPAL O. et RICHE Ph., (1989): - Un exemple de sédimentation de plate forme : le Cambro-ordovicien saharien. *in ASF (1989) - Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Edition Technip*.

DEBELMAS J. et MASCLE G., (1991) Les grandes structures géologiques. *Edition Masson, Paris. 299 p.*

DERGUINI K.:- Applications Sédimentologique des Diagraphies. *Contribution de SONATRACH. Division Exploration. Sedimentology and Logs. Contribution from SONATRACH. Exploration Division. SCHLUMBERGER WEC SONATRACH. 29 p.*

DIVISION NATIONALE DES EAUX, (1997):- Les méthodes géophysiques utilisées en recherche d'eau minérale. *Bureau de Recherches Minérales et Thermales Géologiques et Minières. Note technique n° 9. 21 P.*

DJABRI L.; LALLAHEM S.; MANIA J., (2003):- *Hydrology of lite Mediterranean and Semiarid Regions* (Proceedings of an international symposium held at Montpellier.' April 2003). IAI IS Publ. no. 278. *Ecole Polytechnique de Lille, LML URA CNRS 1441, Avenue Paul Langevin, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France. pp 29-34.*

DJAIZ F., (2011):- Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale). *Université Mentouri-Constantine. Faculté des sciences de la terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire. Département des sciences de la terre. Thèse de doctorat en sciences. 260 p.*

DOGHMI A H., (2007):- MWD/LWD Overview. *Schlumberger. 48 p.*

DONARD O F X.; DREYFUS S.; LIENEMANN C P.; PECHEYRAN C., (2007):- Trace Metal Analysis in Petroleum Products: Sample Introduction Evaluation in ICP-OES

and Comparison with an ICP-MS Approach. *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP*, Vol. 62 (2007), No. 1, pp. 69-77.

DONNAY J P., (2000):- Les Spatiocartes En Composition Colorée. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 38, 2000/1, 43-61. pp. 43-61.

EOSERVICE, (1967) :- Prospection géochimique de surface (étude de la partie nord du bassin de Tindouf) 323p, 83 pl. (inédit).

FABRE J., (1961): Les formations continentales post-viséennes de Taoudeni (Sahara occidental). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.253.

FABRE J., (1961): La genèse du gypse viséen de Tindouf (Sahara nord occidental) dans la perspective de L. L. Sloss. *C. R. Soc. Géol. France*, n°1.

FABRE J., (1969):- Remarques sur la structure du Sahara occidental et central (à propos de la carte tectonique de l'Europe au 2/500 000^e, (feuilles 13 et 14), *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger*, t. 60, fasc. 1 et 2

FABRE J., (1971): Structure de l'Algérie saharienne. Eléments pour une carte tectonique. *Publ. Serv. Géol. Algérie (Ne série)*, Bull. n°41. pp. 161-185. 1 carte.

FABRE J., (1976):- Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. *Edit. S.N.E.D., Alger.*, 422p.

FABRE J., (2005):- Géologie du Sahara occidental et central. *musée royal de l'Afrique centrale – Belgique. Tervuren african geisience collection vol108*. 572 p.

FABRE J. et MOUSSINE-POUCHKINE A., (1971): Régressions et transgressions permio -carbonifères sur le Nord-Ouest de la plate-forme africaine : épirogenèse ou variation eustatique?. *Bull. Soc. Géol. France (7) XIII*, n°1-2 pp. 140-145. 2 fig.

FABRE J. et MOUSSINE-POUCHKINE A., (1978): Un héritage panafricain dans le Gondwana?. *Ann. Soc. Géol. Nord XCVI*.

FAUVEL M.:- Traitement d'Images Satellitaires S4. *Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Toulouse & Institut National Polytechnique de Toulouse*. 20 p.

GARCÍA-BELLIDO D.; GUTIÉRREZ-MARCO J C.; RÁBANO I., (2011):- Ordovician of the world. *11th International Symposium on the Ordovician System. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España Madrid. Series: CUADERNOS DEL MUSEO GEOMINERO, NO. 14*. 345 p.

GEORGE R.; COATES.; LIZHI.; XIAO.; MANFRED G.; PRAMMER:- Halliburton Energy Services. *Houston*.

GEVIN P., (1960) : Cartes géologiques au 500 000^e - Tindouf ; Eglab. *Pub. Serv. Géol. Algérie*. 2 cartes géologiques - 1 notice explicative ; annexe de repérage des coupes et gisements.

GEVIN P., (1960) : L'axe cristallin YETTI-EGLAB et ses bordures sédimentaires. Première partie (Bordures sédimentaires). *Edit. Serv. Géol. Algérie ne série Bull. n°23*, 328 p. 20 pl. 70fig. 1 carte hors texte (Sahara occidental au 1/2 000 000°).

GHARBI A., (2011):- Cartographie des biseaux stratigraphiques du Gedinnien de la zone nord ouest du bassin de Berkine en utilisant l'inversion sismique (interwell-easy trace). Mémoire du magistère en ressources minérales et énergétiques. Université M'hamed Bougara Boumerdes. Faculté des hydrocarbures et de la chimie. 303 p.

GIRARDCLOS S., (2001):- Sismostratigraphie et structure sédimentaire en 3D d'un bassin lacustre, du trait glaciaire à nos jours (Lac Léman, Suisse). *Université de Genève institut F.-A Forel Faculté des Sciences Prof. Walter Wildi These -3275-de docteur ès sciences, mention sciences de la terre*. 182 p.

GUERRAK S., (1987):- Etudes des minerais de fer oolithiques du Paléozoïque saharien. *Thèse Doctorat d'état, Université de Rennes I*, 422p.

GUERRAK S., (1988):- Geology of the Early Devonian oolitic iron ore of the Gara Djebilet field, Saharan Platform, Algeria. *Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam*.

GUERRAK S., (1988):- Métallogénie du gisement de minerai de fer oolithique dévonien de Mecheri Abdelaziz (Bassin de Tindouf, Sahara occidental algérien). *Mém n°1. Publication de l'Office National de la géologie. 18 A. Avenue Mustapha El Ouali. Alger, 1988 .323p.*

G.W.M. LOG VIEWER., (2010):- Technical Manual. *Geolog Surface Logging Version 1*. 62 p.

HACINE R., (2005):- Diagraphies. *Institut Algérien du Pétrole. Boumerdes*. 54 p.

HACINE R., (2009):- Méthodes diagraphiques .*IAP Boumerdes. SONATRACH*. 453 p.

HADDOUM H.; GUIRAUD R. et MOUSSINE-POUCHKINE A., (2001):- Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova, Vol 13, No. 3*.

HAMMAD N.; KAHOU M.; MAHDJOUR Y., (2009) :- Apport de la télédétection à haute résolution à la discrimination lithologique en domaine semi-désertique et aride : application à la région du Djebel Drissa, Massif des Eglab, Algérie. *Journées d'animation scientifique (JAS09) de l'AUF Alger. Département de Géologie Pétrolière, Université Kasdi Merbah, Ouargla*.

HAMON Y., (2005) :- Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires. Exemple de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France). Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2004. French. 294p.

HOLLARD H., (1967):- Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord occidental. *Intern. Sympos. Dévonian Syst. Calgary 1967, 1, publ. Alberta Soc. Petrol. Geol.*

HOLLARD H., (1970);- Sur la transgression dinantienne au Maroc présaharien. *Sixième congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, Sheffield, septembre 1967. Edit. Service. de la Carte Géologique, Rabat, Maroc*, pp. 922-936, 4 fig. 1 tabl

HOLLARD H., (1973) :- La mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen du Nord-est des plaines du Dra et du bassin de Tindouf. *C. R. Acad. Sci., Paris t. 277.*

IBRIHEN N. et LOUZRI R., (1999) : Perspective en hydrocarbures du bassin de Tindouf, utopie ou réalité, *communication orale, SGP4, Boumerdès 1999.*

IMESSAOUDENE N., (2012):- Utilisation de la télédétection pour la cartographie géologique du Massif des Eglab et de sa bordure sédimentaire (Sud-Ouest algérien) Exemple de la feuille de Mokrid. *Mémoire de master en géologie de l'ingénieur. Département des sciences de la terre. Université Ferhat Abbas - Setif . Institut d'architecture & des sciences de la terre.* 60 p.

INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE, (2004):- Oil & Gas Science and Technology – *Rev. IFP*, Vol. 59 (2004), No. 2, pp. 119-139.

INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES. (STRATIGRAPHIE COMMISSION), (1983) : Lexique stratigraphique international (nouvelle série. n° 1). Afrique de l'Ouest. Introductions géologiques et termes stratigraphiques. *J. Fabre editor.* 396p.

JACQUES R.; TABANOU; DENICHOU J M.; HORKOWITZ J.; OMERAGIC D.; RASMUS J.; YANG J., (2007):- Going beyond “geometrical drilling”: a review of the contribution of Lwd measurements to the improvement of well placement. *Schlumberger. 1st SPWLA India Regional Conference Formation Evaluation in Horizontal Wells.* 14 p.

JAKANI A.; MOKADDEM H., (2014):- Caractéristiques lithologiques et sédimentologiques des formations du Carbonifère inférieur de la région de Reggane (Bassin de Reggane, Sahara occidental Algérie). Mémoire d'ingénieur d'Etat. Université Kasdi Merbah – Ouargla. Faculté des hydrocarbures des énergies renouvelables et sciences de la terre et univers. Département des Sciences de la Terre et de l'Univers. 53 p.

JENNY J.:- Glissements de terrain et zones instables. Apports de la géophysique: Méthodes sismiques. 13 p.

JOURDA J P.; KOUAME K F.; LASM T.; RAZACK M.; TA M Y., (2007) :- Cartographie des accidents géologiques par imagerie satellitaire landsat-7 etm+ et analyse des réseaux de fractures du socle précambrien de la région de bondoukou (nord-est de la côte d'ivoire). *Revue Télédétection*, 2008, vol. 8, n° 2, p. 119-135.

KAB M.; ZERFAOUI L., (2004) :- Exposé sur les diagraphies. Institut Algérien du Pétrole de Boumerdes (sh - i .a .p). 38p.

KADI B., (2001) :- Etude comparative de l'évolution des argiles et de la matière organique du Dévonien inférieur et du Silurien des bassins de Timimoun et de Tindouf. Impact sur la migration des hydrocarbures. *Thèse de magistère.* 109p.

KATTENBORN G.:- Atmospheric Correction Of Landsat/Tm Data Over Mountainous Terrain. *Albert-Ludwigs-Universitat. Abteilung Luftbildmessung und Fernerkundung. Werderring 6, 7800 Freiburg, Germany ISPRS Commission VII.* pp. 891-895.

KAVAK K S.:- Determination of boundaries, geological outcrops and structural features of the sivas tertiary basin/turkey using Landsat TM/ETM+ and SPOT XS images. *Cumhuriyet University, Engineering Faculty, Dept. of Geological Engineering, 58140. Sivas/Turkey-(kaank@cumhuriyet.edu.tr).* Commission VII, WG VII/4. 6 p.

KAZI-TANI N., (1985):- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégasequentielle. *Thèse de doctorat es sciences, université de Pau et des pays de l'Ad our, 880 p.*

KAZI-TANI N., (1992):- Approche de l'eustatisme par le Gamma ray : proposition d'une méthode. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 314, série II.*

KAZI-TANI N., (1995) : Analyse géodynamique des bassins sédimentaires. *Séminaire - Ateliers jumelés Sonatrach-Géoressources, juin 1995 (inédit).* 195p.

KECILI K.; TAIBI F Z., (2009):- Evaluation des paramètres pétrophysiques des argiles a gaz (shale gas) et des réservoirs gréseux compacts (tight sand) étude de cas des Etats-Unis et de l'Algérie. *Mémoire d'ingénieur d'état en géophysique. Université M'hamed Bougara - Boumerdes. Faculté des hydrocarbures et de la chimie.* 113 p.

KETTOUCHE D., (2009):- Impact de la structuration hercynienne sur le système pétrolier du bassin de Tindouf. *Mémoire de fin d'études.* 151p.

KINGSTON D R.; DISHROON C P. and WILLAMS P A., (1983):- Global Basin Classification System. *the American Association of Petrol. Geologist Bull. n° 87 Mém. 12.*

KHODJAOUI A., (2008):- Le Dévonien Inferieur du Bassin de Reggane (Sahara Occidental Algerien): Sédimentologie, biostratigraphie et stratigraphie séquentielle. Titre de magistère en géologie option recherche et prospection des hydrocarbures et des minéraux. Université M'hamed Bougara- Boumerdes. Faculté des hydrocarbures et de la chimie. Département gisements miniers et pétroliers. Laboratoire ressources minérales et énergétiques. 126 p.

LAAMRANI EL IDRISSE A., (1999):- Recherche par télédétection géologique de sites potentiels d'hydrocarbures dans l'Anti-Atlas marocain. *National Library of Canada. Services bibliographiques 395 Wellington Street 395. rue Welington Ottawa ON K1A ON4 Ottawa ON K1A ON4 Canada.* 190 p.

LAGABRIELLE R.:- Diagraphies et géophysique de forage. *Docteur ès Sciences. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. Article [C 224] « Géophysique appliquée au génie civil » replace la géophysique dans l'ensemble des méthodes de reconnaissance des sols. Techniques de l'Ingénieur, traité Construction.* 17 p.

LAGHOUAG M Y., (2011):- Apport de la télédétection (images Landsat 7 ETM+) pour la cartographie géologique de la région d'Aflou (Atlas saharien). *Institut d'architecture et*

des sciences de la terre . Département des sciences de la terre. Mémoire d'Ingénieur d'Etat en Géologie. Option : Géologie de l'Ingénieur. 90 p.

LEGRAND-BLAIN M., (1983) :- Le Carbonifère du Sahara algérien, *in* Lexique stratigraphique international, Afrique de l'Ouest (West africa). *Fabre édition. Pergamon Press. Oxford.*

LEGRAND-BLAIN M., (1985) :- Dynamique des brachiopodes carbonifères sur la plate forme carbonatée du Sahara algérien. Paléoenvironnements, paléoblogéographie, évolution. *Thèse de Doctorat es sciences. Université de Bordeaux I.*

LEGRAND-BLAIN M., (2000) :- Le Toumaisien au Sahara algérien : limites, échelles biostratigraphiques régionales. *Résumé, communication orale, Le Séminaire National de Stratigraphie, novembre 2000, Boumerdès.*

LEROY D., (2003):- Utilisation de données satellitaires et du logiciel Envi dans l'étude des nuages. *Notice technique. Université Blaise Pascal. Laboratoire de Météorologie physique. Observatoire de physique du globe de clermont-ferrand. 175 p.*

MARI J L.,:- Sismique de puits. Cours online de géophysique. *Université de Lausanne - Institut Français du Pétrole. 45 p.*

MAZOUZI A M., (2008):- Les dépôts Arenig supérieur-Llanvirnien de "la formation de Fom Ez_Zeidiya" dans la région de Kerzaz et Zerhamra (Monts d'Ougarta, Nord Occidental du Sahara Algérien). *Mémoire de magistère en sciences de la terre. Option géodynamique des bassins sédimentaires intégrée à la recherche de la matière utile. Université d'Oran. Faculté des sciences de la terre, de géographie et de l'aménagement du territoire. Laboratoire de magmatisme et synthèse géodynamique des bassins sédimentaires. 137 p.*

MEDAOURI M., (2004):- Etude structurale de la jonction Ougarta - Anti-Atlas, région de Zemoul - Adhim Filou (Plate Forme Saharienne Occidentale, Algerie). *Thèse de Magister En Sciences de la Terre.*

MENCHIKOFF N., (1930):- Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., III, 2.*

MERABET N.; HENRY B.; BOUABDALLAH H. and MAUCHE S., (1999):- Paleomagnetism of the Djebel Reouina Namurian formation (Tindouf basin, Algeria). *Studia Geoph. et Geol. 43 (1999).*

MOKREDI M S AL.; HU G., (2007):- Using Remote Sensing Data to Improve Geological Interpretation Mapping in Heqing Area, Northwestern Yunnan Province, China. *Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, 430074, China Journal of Information Technology 6 (4): 495, 2007 Medwell Journals. p. 495-501.*

NAFTOGAZ, (2006):- LES DIAGRAPHIES. 140 P.

NEDJARI A., (1991) : - Dynamique du remplissage littoral et continental moscovien du bassin d'avant-fosse de Bechar (Algérie). Electroséquences - Modèles sédimentaires Paléopédogénèse. *Thèse Doc. es sciences. I. S. T. -U. S. T. H. B. Alger. 289p.*

NEDJARI A., (1993) :- Les événements paléosols dans le permo-carbonifère de Béchar (Sahara algérien). Une approche géodynamique. *118e Congr. Nat. Soc. Hist. et Scient., Pau 1993, 4e Coll. Géologie africaine.*

NEDJARI A., (1994) : - Images et événements fini hercyniens de l'Ouest du Maghreb (Algérie, Maroc). *Mém. Serv. Géol. Algérie n°6.*

NEDJARI A., (1994):- Le dernier grand épandage détritique hercynien au Sahara : exemple du bassin de Béchar-Abadla. *Bull. Serv. Géol. Algérie. V. 6, n°2.*

NEDJARI A. et AIT OUALI R., (1996) : Altérations, paléopédogenèses dans le Trias du Sahara algérien : Utilisation pour un nouveau découpage lithologique.

NEDJARI A., (1996):- Les cahiers de la géologie. N° 1, Comment se forment les roches sédimentaires.

NEDJARI A., (1998):- Les cahiers de la géologie. N° 2, les roches détritiques. *Edit. Nedjari.*

NEDJARI A., (1998):-Bou-Sâada (Atlas Saharien). Livret guide pour une initiation à la géologie des terrains sédimentaires.

NEDJARI A.:- Le Sahara : géologie et évolution. 59 p.

NEDJARI A.; AMRANE A. et AMROUCHE F., (1998):- Modalités de fonctionnement d'une synclise saharienne : l'exemple du bassin intracratonique d'Illizi (SE algérien) au Carbonifère. *Bull. Serv. Géol. Algérie. Vol. 9. n°1.*

NEDJARI A. et LATRECH D., (1999) :- Le bassin de Tindouf, synthèse géologique, perspective hydriques profondes : éléments pour une réflexion et orientation. *Document A.N.R.H. Alger, (inédit).*

NEDJARI A.; AIT OUALI R.; CHIKHI-AOUMEUR F. et BITAM L., (2003) :- Le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque : une mobilité permanente (Livret guide du field trip), *2e séminaire national de stratigraphie, Béni Abbés, Décembre 2003. Édit. SGA. 96p.*

NICHOLAS G., (2009):- Sedimentology and stratigraphy. *Second edition wiley BLACKWELL. 419 P.*

NOETINGER B.; AND ZARGAR G.:- Multiscale Description and Upscaling of Fluid Flow in Subsurface Reservoirs. 139 P.

Nguyen J-P., (1993):- Techniques d'exploitation pétrolière Le forage. *Institut Français du Pétrole. Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs. Centre de Développement et Exploitation des Gisements. 369 p.*

NUNN J A.; SLEEP N H. and MOORE W E., (1984):- Thermal Subsidence and Generation of Hydrocarbons in Michigan Basin. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V.68, n°3(1984).

N.M.R LOGGING., (1999):- Principles & Applications. 234 p.

OUAIDRARI H.; VERMOTE E F., (1998):- Operational Atmospheric Correction of Landsat TM Data. *Department of Geography, University of Maryland, College Park Department of Geography, University of Maryland, NASAGSFC, Greenbelt based on a simplified formulation of the signal in order. Received 24 February 1998; revised 23 October 1998. REMOTE SENS. ENVIRON. 70:4-15 (1999). Elsevier Science Inc., 1999. 655 Avenue of the Americas, New York, NY 10010. 15 p.*

OUALI S., (2006):- Etude géothermique du sud de l'Algérie. *Mémoire de Magister En géophysique. Option : Géophysique et Traitement du Signal. Université M'hamed Bouguerra Boumerdes. Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie. 84 p.*

OUGRINE M. :- Contribution des images ETM+ de Landsat7 à la mise à jour Cartographique à 1/200 000° Cas de la feuille de M'SILA (Hauts plateaux, Algérie). *Centre Régional Africain des Sciences et Technologies de l'Espace en Langue Française. 80p.*

OULEBSIR L. et PARIS F., (1995)- Chitinozoaires ordoviciens du Sahara algérien biostratigraphie et affinités paléogéographiques. *Review of Paleobotany and Palynology, (88) 1-2 (1995).*

PERRODON A., (1977) : - Concepts, modèles et logique des bassins sédimentaires. *Bull. Centre Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine 1-1.*

PERRODON A., (1980) : - Géodynamique pétrolière. Genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. *Edition: Masson. Elf-Aquitaine.*

PERRODON A., (1983): - Essai de classification des bassins sédimentaires. *Edition ? .*

PERRODON A., (1989) : Introduction aux méthodes d'étude des bassins sédimentaires in ASF (1989) : Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires *Edition : Technip. pp. 910.*

PERRODON A., (1989) :- Conclusion et synthèse (Dynamique et méthodes d'études des bassins sédimentaires). in ASF (1989) : Dynamique et méthodes d'études des bassins sédimentaires. *Edition: Technip.*

QARI M H T., (2009):- Utilizing image processing techniques in lithologic discrimination of Buwatah area, Western Arabian Shield. *Received: 8 February 2009 / Accepted: 15 April 2009. Saudi Society for Geosciences 2009. 12 p.*

RAHMOUNI I.; SOLTANI M., (2013):- L'apport de mesure de la pression dans l'évaluation du réservoir. Cas : basses résistivités. *Mémoire d'ingénieur d'état en Géophysique Pétrolière. INSTITUT ALGERIEN DU PETROLE. Ecole de Boumerdes. 65 P.*

ROBARDET M., (1992):- Sur le Paléozoïque marin gondwanien. Séminaire scientifique, Boumerdès Avril 1992. *O.R.G.M., DSGA*. 13 p. (*Inédit*).

ROSS Ch. and ROSS J R P., (1985):- Late Paléozoic depositional séquences are synchronous and worldwide. *Geology*, V.

SAFREP - PETROPAR, (1961) :- Les formations carbonifères de la bordure sud du synclinal de Tindouf (d'après une étude des échantillons en lames minces) (*Inédit*).

SCHLUMBERGER, (1989):- Log Interpretation Principles/Applications. *Education Services*.

SCHLUMBERGER; SONATRACH., (2007):- Use Techniques of Logging While Drilling In the Horizontal wells. Case of Study: The Oil Rim Of of Hassi R' mel field. Well Evaluation Conference. 13p.

SCLUMBERGER - SONATRACH:- Geologie de l'Algerie. Geology of Algeria. SCHLUMBERGER WEC SONATRACH. 134 p.

SCHLUMBERGER - SONATRACH:- Utilisation du PLT (Production Logging Tool) dans un Réservoir à Gaz Multicouche. Contribution de SONATRACH Division Petroleum Engineering et Développement. Use of the PLT (Production Logging Tool) in a Multi-Layered Gas Reservoir. Contribution from SONATRACH Petroleum Engineering and Development Division. *SCHLUMBERGER WEC SONATRACH*. 21 p.

SCHLYTER T., (2006):- Geological Atlas of Africa With Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards, Geosites and Geoscientific. *Education of Each Country 2nd four-coloured revised and enlarged edition, with 417 figures and a CD-ROM*. 279 p.

SEBBAR A.; PREAT A. et MAMET B., (1998) :- Microfaciès et biozonation de la rampe mixte carbonifère du bassin de Tindouf, Algérie. *.BCREDP*.

SEBBAR A., (2000):- Le Carbonifère de la partie NO du Sahara algérien : biostratigraphie et corrélations. *Communication orale, 4e séminaire de géologie pétrolière (SGP4)*, Boumerdès, 2000.

SERRA O., (1979):- Diagraphies Différées, Bases de l'interprétation. Tome 1: Acquisition des données diagraphiques, *Bull. Centre Rech. Explor.- Prod., Elf-Aquitaine, Mém. 1*.

SERRA O., (1985):- Diagraphies Différées, Bases de l'interprétation. Tome 2: Interprétation des données diagraphiques, *Bull. Centre Rech. Explor.- Prod., Elf-Aquitaine, Mém. 7*.

SERRA O., (1989):- Apports des diagraphies à l'étude des bassins sédimentaires. in ASF (1989): Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. *Edition Technip*.

S. E. R. M. I., (1963):- Etude géologique de la bordure sédimentaire des Eglabes (région d'Aouinet Legraa., *Société d'Etudes et de Réalisation Minières et Industrielles, Paris*. (*Inédit*).

SONAREM-IDROTECNECO, (1975):- Etude hydrogéologique de la région de Tindouf (rapport final).

SONATRACH - SCHLUMBERGER, (2007):- ALGERIE WAC. 536 P.

SONATRACH - SCHLUMBERGER, (2007):- Utilisation des Techniques de Diagraphies en Cours de Forage Dans les puits Horizontaux Cas d'Etude : L'Anneau d'Huile Du champ de Hassi R'mel. Use Techniques of Logging While Drilling In the Horizontal wells Case of Study: The Oil Rim Of of Hassi R' mel field. *Well Evaluation Conference - 2007 Sonatrach - Schlumberger*. 13 p.

STAG Geological Services Limited, (2005):- Wireline Log Interpretation. Stag Geological. Services Ltd. Reading UK. Technical Training. Module FE1. 41 P.

STANDEN E.:- Advanced Log Interpretation. Quick-Look Techniques. *NExT Training*. 11 P.

TROMPETTE R., (1998):- Le Gondwana. *Pour la Science* n°252, octobre 1998.

VAIL P.R.; COLIN J-P.; DU CHENE R J.; KUCHLY J.; MEDIAVILLA F. et TRIFIEFF V., (1987):- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.* n°7.

VAN DER BENT E Th., (1963) :- Photogeological inerpretation of the north and south flank of the Tidouf bassin. (inédit).




















WHITTAKER A.:- The On-line Mud Logging Handdbook. *The Basic Mud Log*. Aegis Group 144 Ohio Street Vallejo, CA 94590-5051 USA. 11 p.

WORLD OIL, (2006):- Defining Technology for Exploration, Drilling and Production.

YAHIAOUI L., (2010):- Analyse complexe et évaluation des programmes des puits en short radius et horizontaux à Hassi Messaoud. Aspect géologique et application dans la partie sud. Diplôme de magistère en Ressources Minérales et Energétiques. Université M'hamed Bougara Boumerdes, faculté des hydrocarbures et de la chimie. 204p.

ZAZOUN R S., (2008):- La tectogenèse hercynienne dans la plate forme saharienne cinématique des déformations, typologie des structures et fracturation naturelle. *Sonatrach Activite Amont. Division centre de recherche et de developpement. Direction géologie. Rapport interne inedit*. 197 p.

Annexes

<u>Lithologie</u>		<u>Structures sédimentaires</u>		<u>Limites de couche</u>	
	Grés		Stratification planes		Slumps
	Quartzite		Stratifications obliques		Formes sphériques indéterminées
	Conglomérat		Stratifications entrecroisées		Crinoides
	Argile		Trough cross bedding		Bioturbation
	Calcaire		Herring-bone cross bedding		Tigillites
	Granite		Wave ripple cross-lamination		
					Discontinuité
					Surface d'érosion

Annexe 1 : Légende des logs lithostratigraphiques.

LEGENDE:

Tertiaire et Quaternaire	
q	kb
Quaternaire indifférencié	Cambrien (?) quartzites
D	ka
Dunes	Cambrien (?) arkoses
qo	ANTECAMBRIEN
Hammada quaternaire	Mylonites
T	Filons de Quartz
Hammada pliocène	Intrusion Filoniennes basiques
Paléozoïque	Intrusion Filoniennes acides
Dolérites post-carbonifères	Intrusions acides (rhyolites microgranites)
hn	γ₃
Namurien	Granites ultimes faciès migmatitiques
hs'	γ₂
Viséen supérieur	Granites d'Yetti faciès migmatitiques
hs	X₂
Viséen	Métamorphisme de contact
h₂	X₂
Tournaisien	Arkoses Fines, quartzite
h₁	X₂
Strunien	Schistes et quartzites fins
d₆	X₂
Famennien	Faciès gneissiques
d₅	X₂
Frasnien	Arkoses à galets
d₄	X₂
Givétien	Roches éruptives
d₃	γ₁
Eifélien	Granites de Chegga
d₂	X₁
Emsien	Roches éruptives
d₁	
Siegénien	
d₀	
Passage siluro-dévonien	
s₂	
Gothlandien	
s₁	
Silurien (?)	

Supérieur
(séries d'Yetti-Guelb el Hadid)

Inférieur
(Séries de Chegga)

Annexe 2 : Légende de la Carte géologique de reconnaissance du Sahara algérien Tindouf de GEVIN P., 1958.

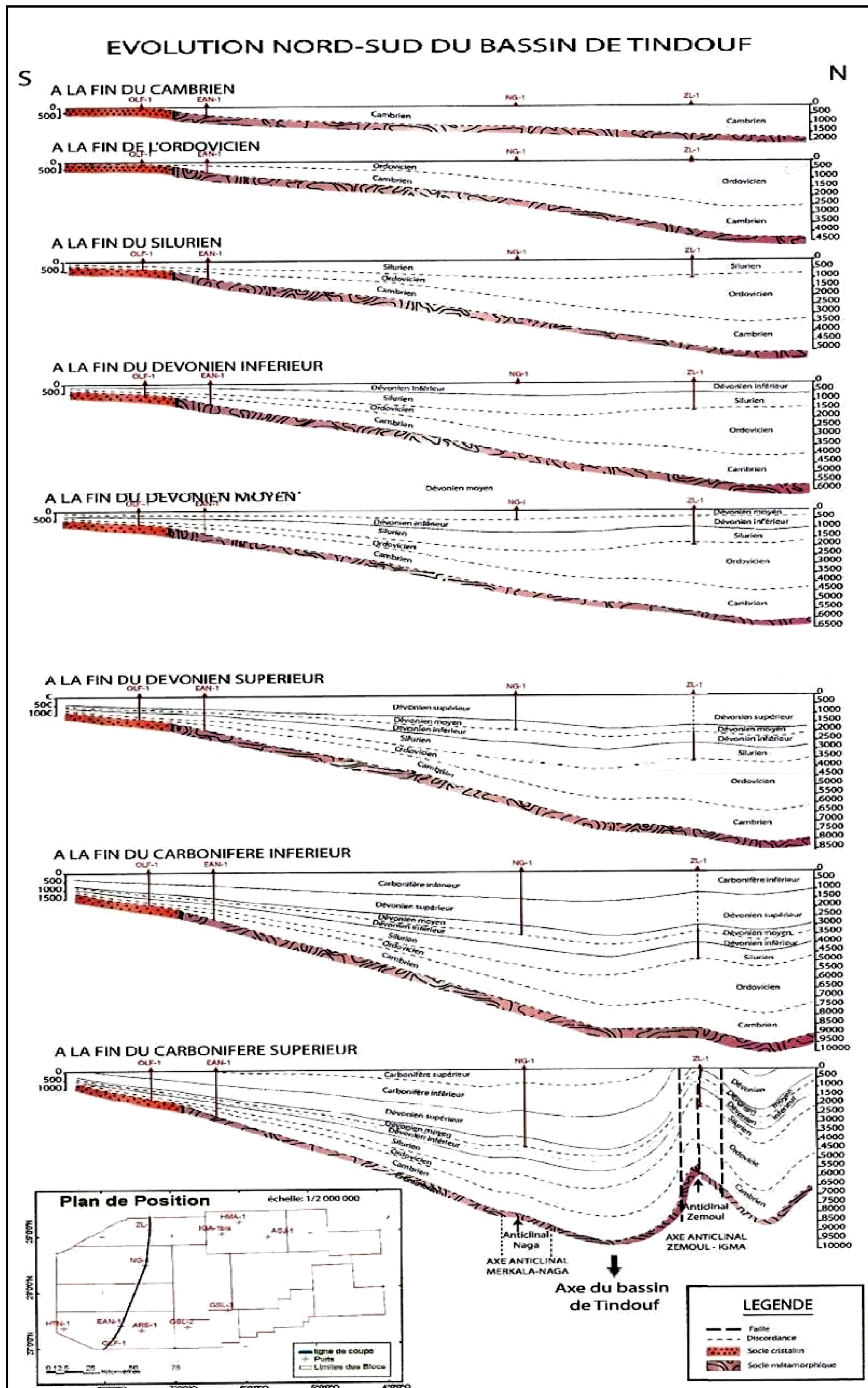


Planche hors texte I.1 : Evolution du bassin de Tindouf suivant la coupe Nord-Sud (document interne SONATRACH in KETTOUCHE D., 2009).

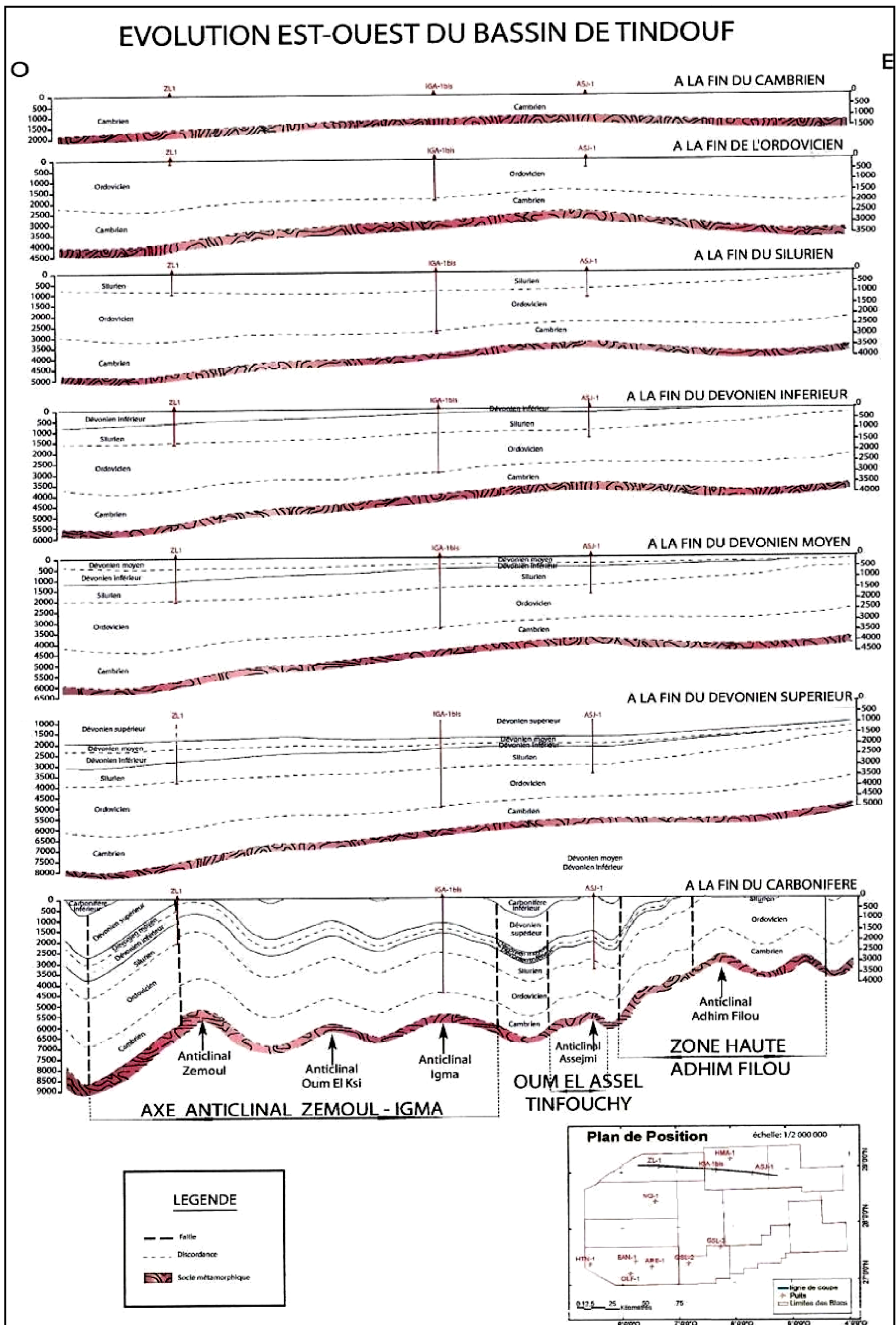


Planche hors texte I.2 : Evolution du bassin de Tindouf suivant la coupe Est-Ouest (document interne SONATRACH in KETTOUCHE D., 2009).

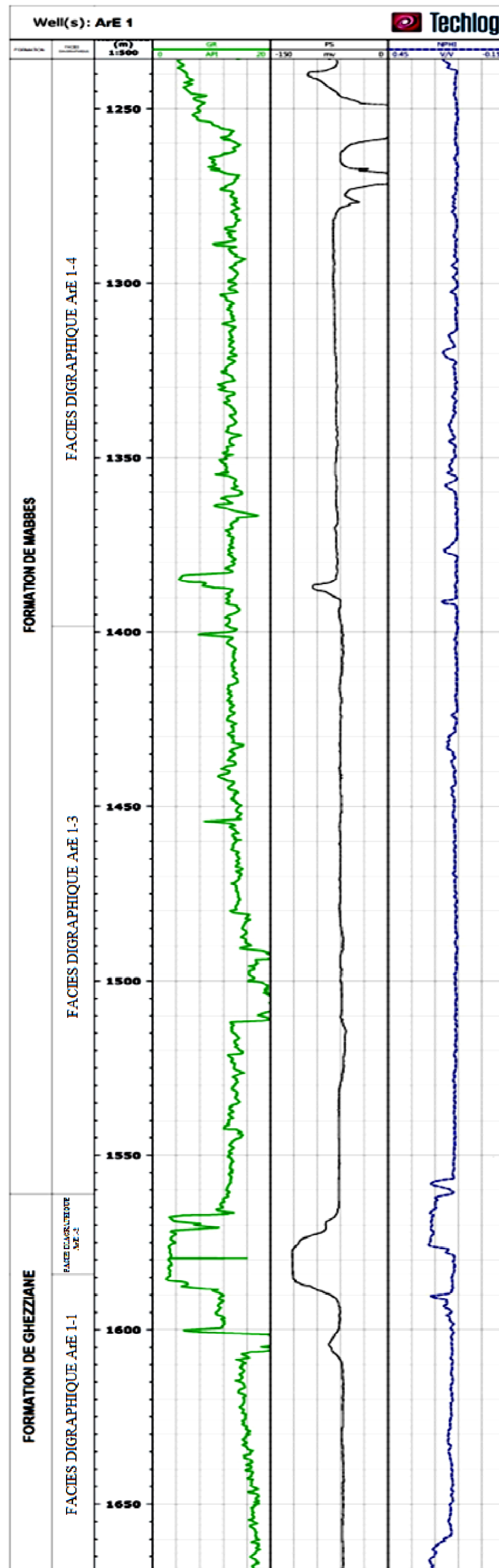


Planche hors texte IV.1: Facies diagraphiques des formations de l'Ordovicien supérieure-Silurien au niveau du puits ArE1

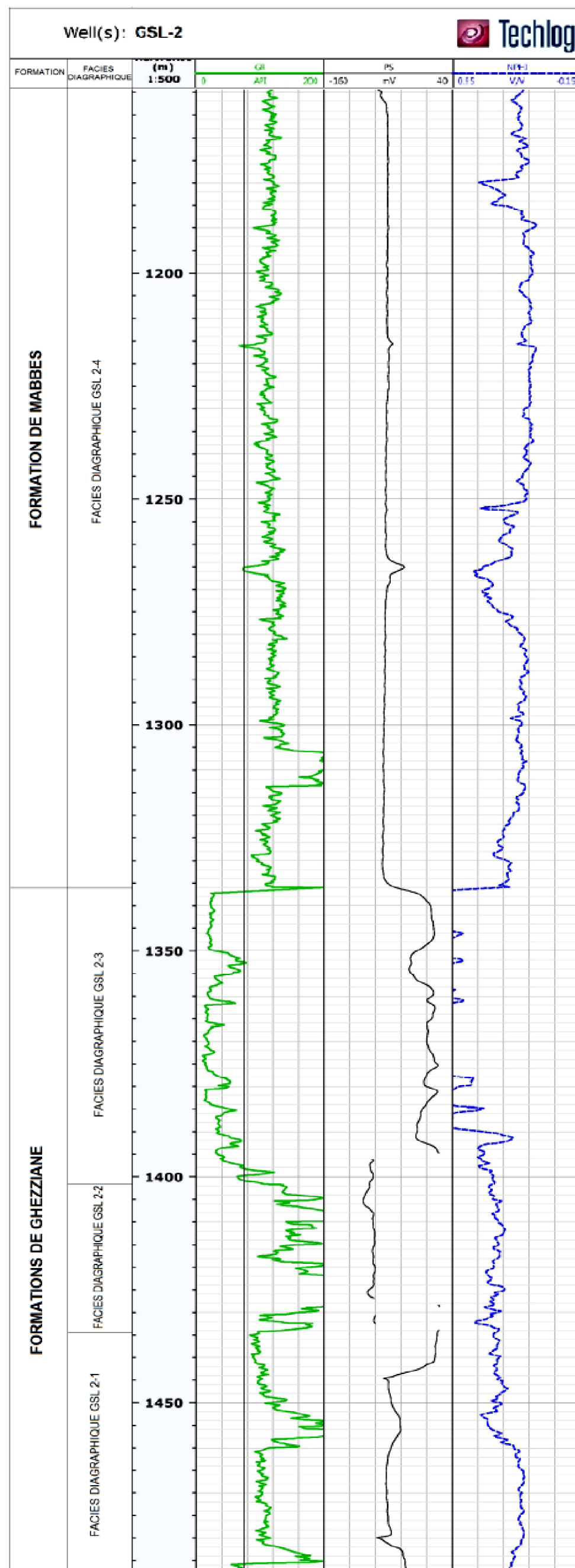


Planche hors texte IV.2: Facies diagraphiques des formations de l'Ordovicien supérieure-Silurien au niveau du puits GSL-2