



HAL
open science

Étude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique des séries paléozoïques du nord du bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie : caractérisation des réservoirs potentiels

Adel Jabir

► **To cite this version:**

Adel Jabir. Étude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique des séries paléozoïques du nord du bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie : caractérisation des réservoirs potentiels. Sciences de la Terre. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2017. Français. NNT : 2017BOR30031 . tel-01768730

HAL Id: tel-01768730

<https://theses.hal.science/tel-01768730>

Submitted on 17 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



GÉORESSOURCES
& ENVIRONNEMENT



THÈSE

Présentée à

L'Université Bordeaux Montaigne

Par **Adel JABIR**

Ecole doctorale Montagne Humanité

Discipline : Science et Technologie

Spécialité : Sciences de la Terre

Etude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique des séries paléozoïques du bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie

Caractérisation des réservoirs potentiels

Soutenue le 24/10/2017

Jury de thèse :

Pr. Dr. Rudy Swennen (Université de Leuven - Belgique)	Rapporteur
Pr. Dr. Michel Lopez (Université de Montpellier)	Rapporteur
Pr. Dr. Adrian Cerepi (ENSEGID-Bordeaux INP)	Directeur de thèse
Pr. Dr. Corinne Loisy (ENSEGID-Bordeaux INP)	Co-Directeur
Dr. Jean-Loup Rubino (expert, Total)	Examineur
HDR. Dr. Rémi Eschard (expert, Total)	Examineur
Dr. Sophie Leleu (ENSEGID-Bordeaux INP)	Examinatrice

Remerciements

Cette thèse est l'aboutissement d'une longue formation universitaire doctorale qui n'aurait pas pu voir le jour sans l'aide de nombreuses personnes à qui je tiens à exprimer ma reconnaissance. Mes sincères remerciements s'adressent, tout d'abord, à mon directeur de thèse, Adrian CEREP, qui n'a pas cessé de me conseiller et de m'orienter. Il était là à chaque fois que j'avais des difficultés, malgré ses lourdes charges et ses engagements professionnels. Je lui dois une particulière reconnaissance pour l'intérêt bienveillant qu'il a accordé à mon travail, pour la rigueur du travail de réflexion qu'il m'a inculquée et pour la confiance qu'il m'a témoignée. Je lui suis très reconnaissant pour son aide inestimable et c'était un honneur de profiter de son expérience.

Au terme de ce travail, je tiens à remercier également Corinne LOISY, ma codirectrice, pour son aide et sa contribution inestimable à la réussite de ce travail.

Un grand merci à Jean-Loup Rubino pour son aide et ses conseils avisés. Merci également à la société Total, Pau, pour leur coopération et pour la mise à ma disposition de la base de données.

Mes remerciements viennent ensuite à tous les membres du jury pour avoir accepté de rapporter mes travaux de thèse.

Je remercie également le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche scientifique en Libye pour son soutien financier.

Mes remerciements vont également à tous les membres de l'ENSEGID, chercheurs, thésards et techniciens.

J'exprime toute ma gratitude envers ma mère, et mes frères, mes sœurs, mon épouse et mes enfants, Mohamed, Ahmed, Fatima et Hilal, qui ont toujours été à mes côtés pour m'aider, me soutenir, et m'avoir accompagné pendant les moments les plus difficiles.

Résumé

L'analyse stratigraphique et tectono-sédimentaire des séries sédimentaires du Paléozoïque qui remplissent le bassin de Ghadamès et son extension au nord, le bassin de Jefarah en Libye et en Tunisie, ont été étudiées. Ces formations appartiennent au cycle de Gondwana et sont, généralement, interprétées comme étant déposées dans un bassin cratonique tronqué par la discordance hercynienne. Cette étude est basée sur l'analyse des électrofaciès et des électroséquences dans plus de 130 puits. Les corrélations stratigraphiques entre puits sont basées sur la définition des cycles de 1^{er} et de 2^{ème} ordre. Cela a permis de comprendre l'évolution des environnements sédimentaires dans les deux bassins, de reconstituer des cartes isopaques de répartition des faciès et de reconstruire la paléogéographie des différentes unités stratigraphiques. Ces données permettent d'aborder la nature de la déformation et clarifient également le comportement des zones actives régionales élevées durant le Paléozoïque. La succession paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah peut être divisée en cinq séquences de 1^{er} ordre, délimitées par des discontinuités tectoniques majeurs avec une durée de séquence de 40 à 70 Ma. Dans ces cinq séquences, dix-huit séquences de 2^{ème} ordre (10 à 40 Ma) ont été différenciées, décrivant les limites de séquence (SB), les surfaces d'inondation maximales (MFS) et les caractéristiques sédimentologiques.

Vingt-huit puits ont été analysés afin d'identifier et d'évaluer les systèmes réservoirs paléozoïques dans les bassins Ghadamès et de Jefarah illustrant comment les propriétés réservoirs changent latéralement et verticalement dans le temps en fonction des environnements de dépôt. Deux logiciels ont été utilisés, le logiciel pétrophysique JLog pour l'analyse des propriétés réservoirs et PETREL pour la construction de modèles de corrélation stratigraphique. Les réservoirs dans la zone d'étude sont répartis sur une large gamme de réservoirs silicoclastiques s'étendant du Cambrien au Permien. Les hydrocarbures dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah proviennent de deux roches mères principales, à savoir la Formation de Tanezuft du Silurien inférieure et la Formation d'Awaynat Wanin du Dévonien moyen-supérieur. Les neuf principaux réservoirs paléozoïques sont respectivement les formations de Hasawnah, de Hawaz et de Mamouniyat (Paléozoïque inférieure), d'Akakus, de Tadrart, d'Ouan Kaza et de Tahara (Paléozoïque moyen) et les Formations de M'rar et d'Asadjefar (Paléozoïque supérieur). Six sections transversales stratigraphiques dans la région ont été reconstruites pour illustrer les extensions verticales et latérales des réservoirs. L'ensemble de données acquises démontre que les propriétés réservoirs des séries paléozoïques sont influencées par les deux, les faciès et les environnements de dépôts.

Abstract

The sedimentology and tectonics and their relationship of the Paleozoic series that fill the Ghadames basin and its northern extension consisting of the Jefarah basin in Libya and Tunisia was studied. These formations belong to the Gondwana cycle and are typically interpreted as being deposited in a cratonic basin truncated by the Hercynian unconformity. This study is based on wells. The stratigraphic correlation between the wells is based on the definition of second order cycles. This allowed to produce isopach maps of facies distributions and to reconstruct the paleogeography of the different stratigraphic units. These data allow to address the nature of the deformation and also clarifies the behavior of active high regional areas during the Palaeozoic. The Paleozoic succession in the Ghadames and Jefarah basins can be divided in to five first order sequences, bounded by major tectonic unconformities with sequence duration of 40 - 70 Ma. Within these five sequences eighteen second order sequences (10 - 40 Ma) were differentiated, describing Sequence Boundaries (SB), Maximum Flooding Surfaces (MFS) and sedimentological characteristics.

Twenty eight wells with its geological well reports and well logs from Paleozoic reservoirs the Ghadames and Jefarah basins (Libya) illustrate how reservoir properties changes laterally and vertically through time (from a proximal to a distal setting). Two softwares were used, JLog (version 4) petrophysical software for reservoir property analysis and PETREL (Schlumberger software 2014 version) for constructing stratigraphic correlation models. The reservoirs in the study area are spread over a large range of siliciclastic reservoirs with the prospective section extending from Cambrian till the Permian. Hydrocarbons within the Ghadames and Jefarah basins originated from two major source rocks, i.e. the Lower Silurian Tanezoft Formation and Middle-Upper Devonian Awaynat Wanin Formation. The nine main Paleozoic reservoirs are respectively the Hasawnah, Hawaz and Mamouniyat Formations (Lower Paleozoic), Akakus, Tadrart, Ouan Kaza and Tahara Formations (Middle Paleozoic) and M'rar and Asadjefar Formations (Upper Paleozoic). Six stratigraphic cross sections through the area have been reconstructed to illustrate the vertical and lateral reservoir extensions. The acquired dataset demonstrates that the Paleozoic reservoir properties are influenced by both, depositional facies and position within the paleogeographical setting (from proximal to distal part).

Sommaire

CHAPITRE 1: Introduction	1
1.1. Cadre de la thèse.....	3
1.2. Objectifs scientifiques de la thèse.....	5
1.3. Description des différents chapitres de la thèse.....	6
CHAPITRE 2 : Contexte général des bassins de Ghadamès et de Jefarah	9
2.0. Objectifs.....	12
2.1. Contexte géologique et géographique des bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	12
2.2. Contexte paléogéographique durant le Paléozoïque.....	15
2.2.1. A l'échelle de la Terre.....	15
2.2.2. A l'échelle du l'Afrique du Nord.....	23
2.2.2.1 Le réseau d'accidents panafricains.....	23
2.2.2.2 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Cambrien.....	26
2.2.2.3 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant l'Ordovicien.....	28
2.2.2.4 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Silurien.....	29
2.2.2.4 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Dévonien.....	32
2.2.2.5 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Carbonifère et le Permien, les évènements hercyniens.....	34
2.2.3. A l'échelle des bassins.....	39
2.2.3.1 Bassin sédimentaire de Ghadamès.....	39
2.2.3.2 Bassin sédimentaire de Jefarah.....	42
2.3. Contexte structural des bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	43
2.3.1 L'orogénèse panafricaine.....	43
2.3.2 Phase d'extension infracambrienne.....	45

2.3.3 Phases tectoniques durant l'Ordovicien.....	45
2.3.4 Phases tectoniques du Silurien.....	46
2.3.5 Phases tectoniques du Dévonien.....	47
2.3.6 Phases tectoniques du Carbonifère –Permien.....	48
2.3.7 Les structures hautes régionales et les bassins sédimentaires.....	49
2.3.7.1 Structure haute d'Al Qarqaf.....	50
2.3.7.2 Structure haute de Nafusah.....	51
2.4. Contexte sédimentaire des bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	53
2.4.1. Contexte sédimentaire durant le Cambrien.....	53
2.4.2. Contexte sédimentaire durant l'Ordovicien.....	53
2.4.3. Contexte sédimentaire durant le Silurien.....	58
2.4.4. Contexte sédimentaire durant le Dévonien.....	61
2.4.5. Contexte sédimentaire durant le Carbonifère.....	67
2.4.6. Contexte sédimentaire durant le Permien.....	70
2.5. Contexte stratigraphique des bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	71
2.5.1 Contexte stratigraphique de la zone d'étude.....	71
2.5 Intérêts économiques des études effectuées.....	101
2.5.1 Les roches mères dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	101
2.5.2 Les roches réservoirs dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	103
2.6 Conclusions partielles.....	105
CHAPITRE 3 : Méthodologie et outils d'analyse utilisés dans l'étude.....	117
3.0. Objectifs.....	120
3.1. Outils de diagraphies utilisés dans l'étude.....	120

3.1.1	Diagraphies de GR (Gamma Ray).....	121
3.1.1.1	Principe de diagraphies de GR.....	121
3.1.1.2	L'interprétation des environnements sédimentaires à partir des GR.....	124
3.1.2	Diagraphies de potentiel spontané (SP).....	127
3.1.3	Diagraphies de Résistivité.....	132
3.1.4	Diagraphie Sonic.....	137
3.1.5	Diagraphie de Densité.....	139
3.1.6	Diagraphie Neutron.....	140
3.2	Rappel sur les outils de stratigraphie séquentielle : notions et définitions.....	141
3.2.1	Définition des différents « Systems Tracts ».....	142
3.2.2	Définition des surfaces stratigraphiques.....	144
3.2.3	Définition des cycles stratigraphiques.....	146
3.3	Notions d'électrofaciès et d'électroséquences.....	147
3.4	Notions de corrélation stratigraphique.....	158
3.5	Notions de propriétés réservoirs.....	159
3.5.1	Définition de la porosité (Φ) et de ses composantes.....	159
3.5.1.1	Evaluation de la porosité par les outils diagraphiques.....	163
3.5.1.2	Evaluation de la porosité par la diagraphie de densité.....	168
3.5.1.3	Evaluation de la porosité par la diagraphie de neutron.....	170
3.5.2	Définition de la perméabilité (k).....	170
3.5.3	Relation entre la perméabilité et la porosité.....	172
3.5.4	Définition des propriétés électriques.....	175
3.6	Différentes étapes suivies dans l'étude (Workflow).....	178

3.6.1	Interprétation stratigraphique et sédimentologique des puits.....	179
3.6.2	Evaluation des réservoirs du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	179
3.7.	Conclusions partielles.....	184
CHAPITRE 4 : Etude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique des séries paléozoïques du nord du bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie		
191		
4.0.	Objectifs.....	194
4.1.	Article: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of a Paleozoic succession, Ghadames and Jefarah basin, Libya and Tunisia.....	195
4.1.1.	Introduction.....	196
4.1.2.	Regional geological setting.....	197
4.1.3.	Detailed information on stratigraphy.....	198
4.1.3.1.	Hasawnah Formation (Cambrian).....	198
4.1.3.2.	Ash Shabiyat Formation (Ordovician: Tremadocian).....	199
4.1.3.3.	Hawaz Formation (Ordovician: Llanvirnian-Llandeilian).....	199
4.1.3.4.	Melàz Shuqràn Formation (Ordovician: Caradocian).....	199
4.1.3.5.	Mamouniyat Formation (Ordovician: Ashgillian).....	202
4.1.3.6.	Bir Tlacsin Formation (Silurian: Rhuddanian).....	202
4.1.3.7.	Tanezuft Formation (Silurian: Llandoveryian).....	202
4.1.3.8.	Akakus Formation (Silurian: Llandoveryian – Ludlovian).....	202
4.1.3.9.	Tadrart Formation (Devonian : Lochkovian – Pragian).....	202
4.1.3.10.	Ouan Kaza Formation (Devonian: Emsian).....	203
4.1.3.11.	Awaynat Wanin Formation (Devonian: Eifelien – Famennian).....	203

4.1.3.12 Tahara Formation (Devonian: Strunian).....	203
4.1.3.13 M'rar Formation (Carboniferous: Tournaisian - Viséan).....	203
4.1.3.14 Asadjefar Formation (Carboniferous: Serpukhovian).....	203
4.1.3.15 Dembaba Formation (Carboniferous: Bashkirian-Moscovian).....	204
4.1.3.16 Tiguentourine Formation (Carboniferous: Stephanian).....	204
4.1.3.17 Al Watyah Formation (Permian: Guadalupian- Lopingian).....	204
4.1.4. Tectonics.....	204
4.1.4.1. Pan African Orogeny.....	204
4.1.4.2. Infracambrian extension.....	205
4.1.4.3. Cambro-Ordovician event.....	205
4.1.4.4. Silurian subsidence.....	206
4.1.4.5. Late Silurian and Devonian events.....	206
4.1.4.6. Carboniferous events (Pre-Hercynian).....	207
4.1.4.7. Late Carboniferous – Early Permian (Hercynian Orogeny).....	207
4.1.5. Methodology and database.....	207
4.1.6. Results and discussions.....	210
4.1.6.1. First order Early Cambrian - Late Ordovician (Ashgillian unconformity) sequence.....	211
4.1.6.2. First order Late Ordovician – Late Silurian (Caledonian) sequence.....	215
4.1.6.3. First order Devonian sequence.....	218
4.1.6.4. First order Carboniferous sequence.....	222
4.1.6.5. First order Permian sequence.....	225
4.1.7. Conclusions.....	228

4.2. Compléments d'analyse sédimentologique et cartes isopaques.....	236
4.2.1. Les cartes isopaques et profils de corrélation entre les puits.....	236
4.3. Conclusion partielle.....	260
CHAPITRE 5: Etude des Systèmes Réservoirs du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah	263
5.0. Objectifs.....	266
5.1. Article "Study of Paleozoic reservoir systems in the Ghadames and Jefarah basins".....	267
5.1.1. Introduction.....	268
5.1.2. Regional geological setting.....	271
5.1.3. Tectonics.....	271
5.1.4. Paleozoic stratigraphy and sedimentology.....	274
5.1.5. Petroleum systems.....	279
5.1.6. Methodology and database.....	281
5.1.7. Results and discussions.....	285
5.1.8. Conclusions.....	320
5.2. Conclusions partielles.....	326
CHAPITRE 6 : Conclusions générales.....	336
ANNEXXE : Analyse sédimentologique des puits dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah à partir des données de diagraphies	

Liste des figures

Chapitre 2

- Figure 2.1 : Localisation de la zone d'étude, contexte géologique et structural en Afrique du Nord, (Bassins et Hauts structuraux) modifiés d'après Bibonne (2013).....13
- Figure 2.2 : La paléogéographie du Paléozoïque de la Terre pendant (a) la période du Cambrien supérieur ; (b) la période de l'Ordovicien supérieur ; (c) la période du Silurien moyen (Wicander et Monroe, 2010).....19
- Figure 2.3 : La paléogéographie du Paléozoïque de la Terre au cours : a) de la période du Dévonien supérieur ; b) de la période du Carbonifère inférieur (Wicander et Monroe, 2010)....20
- Figure 2.4 : La paléogéographie du Paléozoïque de la Terre au cours (a) de la période du Carbonifère supérieur ; (b) de la période du Permien supérieur (Wicander et Monroe, 2010)....21
- Figure 2.5 : Les reconstructions paléogéographiques, paléo-tectoniques et la dislocation du Gondwana, d'après Guiraud et Bosworth (1999). (A) Reconstruction à ~ 445 Ma (Ordovicien supérieur), l'étoile noire montre la position du pôle sud (Konate et al., 2003); (B) Reconstruction à ~ 400 Ma (Dévonien inférieur), la ligne ondulée représente la suture de la collision acadienne; (C) Reconstruction à ~ 220 Ma (Trias supérieur), les lignes pointillées correspondent aux principales failles de Karoo en Afrique et en Arabie; (D) Reconstruction à ~115 Ma (Aptien terminal), la ligne en pointillée représente les principales failles du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur en Afrique et en Arabie; (E) Reconstitution à ~ 46 Ma (Lutétien), avec les failles du Sénonien supérieur au début de l'Eocène en Afrique et en Arabie; (F) Situation actuelle, avec des failles récentes en Afrique, la ligne ondulée est la ceinture de la phase compressive alpine (Guiraud et al., 2005).....24
- Figure 2.6 : Les principales zones de failles identifiées dans le supercontinent de Gondwana, d'après Guiraud et al., 2000. Les Cratons archéens et paléoprotérozoïques sont représentés en gris. Ag, Agulhas; C, Central; CAFZ, zone de failles de l'Afrique centrale; Ch, Chaîne; Dam, Damara; Fal, Falkland; GNL, linéaments guinéen-nubien; H, Hodna; Hog, Hoggar; Moz, Mozambique; N-S, Narmada-Son; N Taoud, Northament de Taoudenni du Nord; R, Rukwa; Tanz, Tanzanie; TB, Trans-Brasilien; Tib, Tibesti; TL, linéament de Tibesti (Guiraud et al., 2005).....25

Figure 2.7 : Carte paléogéographique du Cambrien (545-495 Ma). (1) Terres continentales exposées; (2) bassin continental; (3) plate-forme; (4) pente et milieu marin profond; (5) magmatisme effusif; (6) failles; (7) faille normale; (8) bassins en extension; (9) axe de subsidence; (10) failles coulissantes; (11) axe d'anticlinal; (12) chevauchement; (13) uplift actif; (14); Ride océanique (15) complexe alcalin annulaire; (16) dyke (Guiraud et al., 2005).....	27
Figure 2.8 : Coupe géologique schématique à l'est de la Libye. Exagération verticale X 20. (1) socle panafricain; (2) Paléozoïque inférieur; (3) Paléozoïque terminal; (4) Mésozoïque indifférencié; (5) Trias; (6) Jurassique; (7) Crétacé; (8) Cénozoïque (Guiraud et al., 2005).....	27
Figure 2.9 : La lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur simplifiée pour certaines zones du nord-ouest africain (Guiraud, 2005).....	30
Figure 2.10 : Carte paléogéographique durant l'Ordovicien (495-443 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. La ligne verte montre l'étendue maximale de la dernière couche de glace d'Ordovicien (Guiraud, 2005).....	31
Figure 2.11 : Carte paléogéographique du Silurien (443-417 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud, 2005).....	31
Figure 2.12 : Événement calédonien et carte paléogéographique du Dévonien (416-392 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud, 2005).....	32
Figure 2.13 : Carte paléogéographique du Dévonien moyen à terminal (391-354 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. Ib, Ibérie (Guiraud, 2005).....	33
Figure 2.14 : Carte paléogéographique du Carbonifère inférieur (354-327 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud, 2005).....	34
Figure 2.15 : Carte paléogéographique du Westphalie (317-304 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud, 2005).....	36
Figure 2.16 : Carte paléogéographique du Stéphanien (304-290 Ma), modifiée de Guiraud (2001). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. A, Alboran; Ib, Ibérie; K, Kabylie (Guiraud, 2005).....	36
Figure 2.17 : Carte paléogéographique du Permien inférieur (290-256 Ma), modifiée de Guiraud (2001). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. A, Alboran; Ib, Ibérie; K, Kabylie. (Guiraud, 2005).....	37
Figure 2.18 : Sections N-S d'interprétation des relations entre la sédimentation et la tectonique en Tunisie du Permien Supérieur au Tortonien, (Guiraud, 2005).....	38

Figure 2.19 : Carte paléogéographique du Permien terminal (256-248,2 Ma), La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. A, Alboran; Ib, Ibérie; K, Kabylie. (Guiraud, 2005)	39
Figure 2.20 : Différents éléments structuraux liés aux bassins de Ghadamès et de Jefarah : l'histoire des événements tectoniques (d'après Hallett, 2002).	40
Figure 2.21 : Carte structurale montrant la localisation des structures hautes et les principaux bassins dans la plateforme saharienne (Eschard et al., 2010).	44
Figure 2.22 : Carte paléogéographique présentant la position polaire du super-continent Gondwana à l'Ordovicien supérieur (modifié d'après Cocks L.R.M. et Torsvik T.H., 2002). La zone d'étude est présentée par une étoile.	46
Figure 2.23 : Coupe d'orientation NNW-SSE d'une longueur totale d'environ 406 km montrant la structuration de la partie sud du bassin de Ghadamès et de la partie nord du bassin de Murzuq (D'après Carruba et al., 2014).	50
Figure 2.24 : Évolution du bassin du Ghadamès en relation avec la structure d'Al Qarqaf en 11 étapes du Cambrien au Méso-Cénozoïque (Carruba et al., 2014).	52
Figure 2.25 : Profil N-S depuis le Bassin de Ghadamès au Nord jusqu'au Bassin de Murzuq au Sud (d'après Galeazzi et al., 2009).	53
Figure 2.26 : Nomenclature stratigraphique et datation des séries sédimentaires du Paléozoïque définies au Nord du bassin de Ghadamès (Région tripolitaine et sud de la Tunisie) et au Sud du bassin de Ghadamès (Section géologique de la zone d'Al Qarqaf) d'après Massa (1988).	55
Figure 2.27 : Modèle sédimentaire durant l'Ordovicien Supérieur (El-ghali, 2005).	57
Figure 2.28 : Définition des biozones à graptolites du Silurien en Libye (Massa, 1988).	59
Figure 2.29 : Modèle sédimentaire représentant les principaux processus de dépôt impliqués lors de la sédimentation des faciès riches en matière organique de la Formation de Tanezuft (Gambacorta et al., 2016).	60
Figure 2.30 : Distribution et composition des faunes à conodontes dévoniennes dans le bassin de Ghadamès (Massa, 1988).	63
Figure 2.31 : Modèle sédimentaire de dépôt de rivière en tresse de la Formation de Tadrart inférieure (Lochkovien à Praguien inférieure) (Ben Rahuma, 2010).	64
Figure 2.32 : Modèle sédimentaire de dépôt estuarien proposé pour la Formation de Tadrart supérieure (Praguien supérieure) (Ben Rahuma, 2010).	65

Figure 2.33 : Modèle de dépôt proposé pour l'unité moyenne du Dévonien, les Formations d'Ota Kaza et d'Awaynat Wanin I (Emsien à Eifélien) (Ben Rahuma, 2010).....	66
Figure 2.34 : Modèle de dépôt de l'unité moyenne de type delta dominé par la marée pour la formation Awaynat Wanin II (Givetian) (Ben Rahuma, 2010).....	66
Figure 2.35: Le modèle de dépôt de l'unité supérieure proposé pour la Formation d'Awaynat Wanin II (Givétien supérieure) (Ben Rahuma, 2010).....	67
Figure 2.36 : Biozones du Carbonifère libyen (Massa et al., 1980).....	69
Figure 2.37 : Tableau récapitulatif montrant les biozones du Carbonifère-Permien en Tunisie et leur datation (Ghazzay et al., 2015).....	72
Figure 2.38 : Profil NNO-SSE en Afrique du Nord montrant les séquences de second ordre et la répartition des faciès sédimentaires au sein de chaque séquence pendant le Paléozoïque. Les noms de formation, l'interprétation sédimentologique des faciès et le potentiel hydrocarboné des unités sont indiqués dans ce schéma. Les séquences de dépôt sur la plaque arabe sont représentées à droite (Carr, 2002).....	74
Figure 2.39: Reconstruction paléogéographique de la région nord-africaine pendant le Cambrien (LST1). Il existe une tendance générale proximale à distale de l'ESE à la ONO (Carr, 2002)....	75
Figure 2.40 : Reconstruction paléogéographique de la région nord-africaine pendant l'Ordovicien (HST 1). Comparé au Cambrien (Figure 8), une plus grande surface est recouverte par les faciès marins (Carr, 2002).....	75
Figure 2.41 : Reconstruction paléogéographique du nord de l'Afrique au cours de la période Aéronien-Pridoli (HST 2). Une importante source de sédiments est située dans la partie sud-est du bassin d'Al Kufrah, et des sédiments ont également été arrachés de la marge ouest de ce bassin. Le bassin de Murzuq a reçu des apports de sédiments clastiques de l'est et une autre source détritique majeure est localisée dans le sud. Une progradation deltaïque vers la plateforme saharienne est identifiée. Des sédiments ont également été transportés et déposés vers le nord-ouest du bassin depuis la structure d'Al Qarqaf. (Carr, 2002).....	79
Figure 2.42 : Reconstruction paléogéographique du Nord de l'Afrique pendant l'Eifélien-Famennien (séquence HST 3). Une importante source de sédiments est localisée à l'est du bassin d'Al Kufrah et des sédiments ont été étalés vers le nord dans le bassin de Murzuq. Des sédiments ont été également déposés à l'O et au NO de la structure d'Al Qarqaf. Les sources des clastiques qui remplissent le bassin de Ghadamès sont localisées au SE, au SO et au N (Carr, 2002).....	81

Figure 2.43 : Reconstruction paléogéographique de nord de l’Afrique pendant le Carbonifère (séquence TST 4). Une importante source de sédiments provenant du SE du bassin d’Al Kufrah est identifiée. Des sédiments ont été déposés dans le nord du bassin de Murzuq, et à l’ouest, au nord-ouest et au nord de la structure d’Al Qarqaf. Une source de sédiments est localisée également au sud du Maroc (Carr, 2002).....	82
Figure 2.44: Corrélation stratigraphique nord-sud régionale de la super séquence de l’Ordovicien au Silurien supérieur, en Libye occidentale. La section illustre l’architecture régionale de cette super séquence, des discontinuités majeures dans les bassins de Murzuq et de Ghadamès à l’ouest de la Libye (Bellini et Massa, 1980).....	84
Figure 2.45 : Interprétation stratigraphique séquentielle de 2ème et de 3ème ordre des séries sédimentaires de l’Ordovicien supérieur au Silurien, dans le bassin de Ghadamès suivant Dardour et al. (2004).....	86
Figure 2.46 : Analyse chronostratigraphique des séries sédimentaires d’âge Llandovery-Pridoli dans le bassin de Ghadamès. L’analyse des séquences sédimentaires d’ordre 2 et 3 durant cette période suivant Dardour et al. (2004).....	87
Figure 2.47: Interprétation stratigraphique séquentielle des séries sédimentaires du Dévonien, dans le bassin de Ghadamès, en Libye (Dardour et al., 2004).....	88
Figure 2.48 : Analyse chronostratigraphique des séries du Dévonien, les environnements de dépôts et les cycles de 2ème et 3ème ordre identifiés dans les séries du bassin de Ghadamès, en Libye (Dardour et al., 2004).....	90
Figure 2.49A : Diagramme chronostratigraphique N-S de la région d’Illizi-Berkine avec indication des principaux systèmes pétroliers, Galeazzi et al. (2009).....	92
Figure 2.49B : Diagramme chronostratigraphique E-O du Paléozoïque du bassin d’Illizi, Galeazzi et al. (2009).....	93
Figure 2.50 : Coupe stratigraphique simplifiée montrant l’architecture stratigraphique des séquences de dépôt du 3ème ordre et des mégaséquences du Paléozoïque inférieur dans la région d’Illizi (Galeazzi et al., 2009). Notons la troncature et l’érosion majeure des discordances de l’Arenig (ORD-2), de l’Ashgill (AU), et du Dévonien (BD). (Les unités lithostratigraphiques: 1 : le socle métamorphique; 2 : Hassi Leila Fm; 3 : " Argiles d’El Gassi " Fm; 4, " Grès d’El Atchane " Fm; 5 :Quartzites d’Hamra " Fm; 6, " Grès d’Ouargla " Fm; 7, Argiles d’Azzel Fm; 8, " Grès d’Oued Saret " Fm; 9, " Grès de Ramade (Unité IV) " Fm; 10, " Argiles Microconglomératiques	

(Unité IV) " Fm; 11, " Dalle de M'Kratta (Unité IV) " Fm; 12, silicoclastiques du Silurien ou du Tanezuft Fm; 13, " Argiles à Graptolites 'Fm; 14-18, " Silurien argilo-gréseux " Fm; Ou 14-19, F6 Fm subdivisée en membres: 14, M1; 15; M2; 16, A; 17, B1; 18, B2; 19, Dévonien F6 Fm ou C1).....94

Figure 2.51 : Carte paléogéographique et structurale de l'orogénèse hercynienne dans la région de Berkine-Illizi. Noter les différentes échelles de déformation hercynienne exprimée par les structures hautes et basses régionales, par les plis et les failles à plus petite échelle. Cette carte présente les principales discordances paléozoïques d'âge Arénig, Ashgill et du Silurien supérieur - Dévonien inférieur. 1, Cambrien (Hassi Leila Fm); 2, Tremadoc (El Gassi Fm); 3, Arénig (Hamra Fm); 4, Arénig-Llanvirn (Ouargla Fm); 5, Llandeilo-Caradoc (Azzel et Oued Saret Fm); 6, Ashgill (Unité IV); 7, Silurien inférieur (Argiles à Graptolites-Tanezzuft Fm); 8, Silurien supérieur (F6 Fm); 9, Dévonien inférieur-moyen; 10, Dévonien supérieur (hot shales du Frasnien); 11, Dévonien supérieur; 12, Carbonifère inférieur; 13, Carbonifère moyen et supérieur.....100

Figure 2.52 : Diagramme explicatif des systèmes pétroliers dans le bassin de Ghadamès, montrant des chronostratigraphies régionales, les migrations, et les intervalles de roches mères du Silurien inférieur (Formation de Tanezuft) et du Dévonien moyen (Frasnien). LST, TST, and HST = lowstand, transgressive, and highstand systems tracts. SB = sequence boundary. MF = maximum flooding surface. IFS = initial flooding surface; TAG-I = Triassic Argilo Gréseux inférieur (Underdown and Redfern, 2008).....102

Chapitre 3

Figure 3.1 : La base de données des puits utilisés dans cette étude.....121

Figure 3.2 : Classification de la forme des courbes de GR; les formes géométriques de base et la description utilisées pour interpréter les environnements de dépôts (Rider, 2002).....125

Figure 3.3 : Exemples d'interprétation des courbes GR en fonction de la taille des grains, des structures sédimentaires et des environnements de dépôt (Serra, 2003).....127

Figure 3.4 : Illustration du principe des diagraphies SP. Un potentiel naturel est mesuré entre une électrode dans le puits et une autre de référence implantée sur terre à la surface (Rider, 2002).128

Figure 3.5 : Les diagraphies SP et certaines réponses en fonction de la perméabilité des couches. Les diagraphies de SP montrent des variations dans les potentiels naturels. R_w = Résistivité de l'eau de formation; R_{mf} = Résistivité du filtrat de boue (Rider, 2002).....129

Figure 3.6 : Classification de la forme des courbes de PS : les formes géométriques de base et la description sont utilisées pour interpréter les environnements de dépôts (Serra, 2000).....	130
Figure 3.7: Interprétation des signatures de diagraphie de SP en terme de faciès et d'environnement de dépôts (Serra, 2000).....	130
Figure 3.8 : Exemples (cas 1 à 4) d'interprétation des diagraphies de SP en fonction de la taille des grains, des structures sédimentaires et des environnements de dépôts (Galloway et Hobday, 1983 ; Serra, 2003).....	131
Figure 3.9: Interprétation des signatures de diagraphie de SP en terme de faciès et d'environnement de dépôts (Murotsev, 1984).....	133
Figure 3.10 : Principe de la diagraphie de résistivité. Quelques réponses types de la diagraphie de résistivité et l'effet de la formation et de ses fluides contenus sur le passage d'un courant électrique sur la mesure de la résistivité (Rider, 2002).....	134
Figure 3.11 : Couches contrastées et résolution caractéristique des outils de résistivité et de leur application géologique (Rider, 2002).....	134
Figure 3.12 : Illustration schématique du comportement des diagraphies de résistivité sur la même couche de réservoir de porosité de 18% mais avec des différentes valeurs de résistivité en fonction de la salinité des eaux de formation et de la présence d'hydrocarbures (Rider, 2002).....	135
Figure 3.13 : Intervalles d'argiles figurant sur les diagraphies de résistivité. Dans la plupart des séquences de sable argileux, les argiles ont tendance à avoir, une valeur constante (Rider, 2002).....	136
Figure 3.14: Réponses d'une diagraphie de résistivité en fonction de la minéralogie des formations et des lithologies (Rider, 2002).....	136
Figure 3.15: Une diagraphie de résistivité montrant des cycles deltaïques à petite échelle. La résistivité varie avec les changements dans les pourcentages de sable et d'argiles (Rider, 2002).....	137
Figure 3.16: La relation entre la résistivité et la taille des grains dans une zone pétrolière. Les variations de résistivité sont liées aux changements de granulométrie (Rider, 2002).....	137
Figure 3.17 : Atténuation de l'amplitude de l'onde acoustique avec la distance parcourue. (Serra, 2000).....	138

Figure 3.18 : Les trois types d'interaction des photons gamma en fonction de leur énergie et du coefficient d'absorption massique (Serra, 2000).....	139
Figure 3.19 : Schéma de la production d'un négatron (électron négatif) et d'un positron (électron positif) dans un noyau (Serra, 2000).....	139
Figure 3.20 : Principe de la diagraphie Neutron.....	140
Figure 3.21: Définition des différentes notions utilisées en stratigraphie séquentielle (Catuneanu et al., 2011).....	143
Figure 3.22 : Modèles sédimentaires stratigraphiques de progradation, de rétrogradation et d'aggradation (Van Wagoner et al., 1988; 1990). A droite il est donné le comportement des outils de diagraphies de SP et de Résistivité.....	144
Figure 3.23 : Les Systems Tracts, les surfaces stratigraphiques et les faciès dans le cadre de la stratigraphie séquentielle (modifié de Catuneanu, 2006 et Ketzer, 2003).....	145
Figure 3.24 : Comparaison entre les cycles eustatiques de premier ordre (variation à long terme) et la mobilité lithosphérique (Vail et al., 1991). La phase de bas niveau marin du Permo-Trias correspond au regroupement continental pangéen.....	146
Figure 3.25 : La relation entre les faciès, les séquences sédimentaires et les environnements de dépôt (Krumbein et Sloss, 1963).....	149
Figure 3.26: Exemple d'une base de données pour l'analyse de l'électroséquence avec un ensemble de données de diagraphies sur les séries sédimentaires réservoirs et non-réservoirs. La section à grain fin montre une séquence de progradation d'un niveau à charbon et argile organique à un niveau à argile avec une teneur en quartz de plus en plus importante (Rider, 2002).....	150
Figure 3.27 : Les différentes étapes pour l'analyse de l'électroséquence (Rider, 2002). Les numéros se rapportent aux différentes étapes d'analyse données dans le texte.....	151
Figure 3.28 : Définition de la ligne de base sur les diagraphies de GR et Densité-Neutron. Elles montrent trois sections d'argiles du même puits, mais à des profondeurs différentes. Les valeurs de référence de chaque log sont indiquées par les flèches. Les trois sections ont des lignes de base différentes ce qui permet de considérer que l'argile des trois sections présentent des compositions et des textures différentes (Rider, 2002).....	152

Figure 3.29 : Exemple de l'analyse diagraphique d'une ligne de tendance de premier ordre renfermant deux lignes de tendances de second ordre. Il s'agit d'un système progradant d'une plateforme carbonatée (Rider, 2002).....	153
Figure 3.30 : Exemple de formes complexes dans des diagraphies de neutron indiquant les modèles de dépôt. Les différentes formes analysées dans les diagraphies de neutron de 3 puits montrent 5 intervalles épais d'argiles qui représentent au moins 30 Ma de remplissage sédimentaire d'un bassin (Rider, 2002).....	154
Figure 3.31 : Différents exemples de changements et des ruptures brusques dans les courbes de diagraphies. A. l'érosion d'un chenal : les sables recouvrent des argiles. B. une surface d'inondation : des argiles recouvrant des sables. C. une discordance : des argiles du Tertiaire recouvrent en discordance les argiles du Crétacé. D. une faille dans des argiles de l'Albien (Rider, 2002).....	156
Figure 3.32 : Exemple d'une analyse complète d'électroséquence. Les informations sur la lithologie, les électrofaciès et les données d'échantillon sont réunis pour donner une séquence verticale des environnements de dépôt et des délimitations de séquences à partir des changements rapides des valeurs de diagraphies. Environnements : 1 - marins profonds, 2 - marins peu profonds, 3 - prodelta, 4 - avant delta, 5 - top delta, 6 - chenaux, 7 - plage et littoral, 8 - continental, CU = séquence granocroissante, FU = séquence granodécroissante (Rider, 2002).....	157
Figure 3.33 : Les différents modes de distribution de l'argile (représentation volumétrique) (Serra, 2000; 2003).....	161
Figure 3.34 : Les différents types de distribution des argiles et l'influence sur les caractéristiques pétrophysiques des réservoirs dans lesquels elles apparaissent (Serra, 2000; 2003).....	162
Figure 3.35 : Trois types d'argiles dispersées dans un réservoir gréseux ainsi que la typologie de l'espace poreux associé (Serra, 2000; 2003).....	163
Figure 3.36 : Exemple de données de diagraphie du Sonic en relation avec des données de GR et de Caliper (Cannon, 2016).....	164
Figure 3.37 : Trajectoire d'une onde de compression dans un sable saturé en eau (Wyllie et al., 1956).....	165
Figure 3.38 : Relation entre le temps de trajet, la porosité et la densité des minéraux (Wyllie et al., 1956, courbes en bleu ; Raymer et al., 1980, courbes en rouge).....	165

Figure 3.39 : Exemple d'application de calcul de porosité dans les formations du puits HH1-NC7A dans le bassin de Ghadamès.....	167
Figure 3.40 : Relation entre la porosité et la densité quand on connaît la densité de la fraction solide et celle du filtra de boue (Serra, 2000; 2003).....	169
Figure 3.41 : Exemple de digraphie neutron. L'outil de neutron montre l'indice d'hydrogène qui est converti en unités de porosité neutronique. * Porosité avec de l'eau douce et l'outil Schlumberger CNL (Rider, 2002).....	171
Figure 3.42 : Effets des argiles sur la porosité et la perméabilité (Tiab et Donaldson, 2004)....	173
Figure 3.43 : Exemple de relation entre la perméabilité et la porosité (Tiab et Donaldson, 2004).....	174
Figure 3.44 : Influence de la granulométrie sur la relation entre la perméabilité et la porosité (Tiab et Donaldson, 2004).....	174
Figure 3.45 : Relation entre la perméabilité et la porosité pour différents types de roches (Tiab et Donaldson, 2004).....	175
Figure 3.46 : Exemple graphique de relation entre le facteur de formation et la porosité. La pente des droites représente le facteur de cimentation m. On note le rôle de la forme des pores sur le facteur de cimentation.....	176
Figure 3.47 : Les différentes étapes suivies dans la réalisation de cette étude.....	178
Figure 3.48: La Figure montre un exemple d'interprétation d'électrofaciès et d'électroséquence dans les formations du puit A1-70 durant le Cambrien et l'Ordovicien, à partir des diagraphies de GR et de SP.....	180
Figure 3.49 : Interprétations stratigraphique des données de GR et PS, définitions des électofaciès et des électroséquences sur Petrel.....	181
Figure 3.50 : Exemple de corrélation stratigraphique à partir de l'interprétation des électofaciès, des électroséquences et les environnements de dépôt.....	182
Figure 3.51: Carte de localisation des puits utilisés pour les corrélations et l'évaluation des réservoirs sur PETREL et JLog.....	183
Figure 3.52 : Exemple de carte isopaque montrant l'épaisseur des formations du Famennien (Dévonien supérieur).....	184

Figure 3.53 : Exemple d'utilisation des diagraphies de densité, de Sonic, de résistivité et de neutrons du puits HH1-NC7A, pour obtenir la valeur de porosité de réservoir par JLog version 4.....	185
--	-----

Chapitre 4

Figure 4.1: Location of the study area and the tectonic elements in North Africa, (Basins and Arches) modified after Galeazzi et al. 2009.....	197
Figure 4.2: Stratigraphic nomenclature and dating of the Paleozoic series as defined in the northern Ghadames basin (Tripolitania and south Tunisia) and in the southern Ghadames basin (Al Qarqaf area geological section) after Massa (1988).....	200
Figure 4.3: Data distribution in the study area. A: Location map of the wells in the Ghadames and Jefarah basin. B: Location map of the fifteen stratigraphic subsurface cross sections through the Ghadames and Jefarah basins.....	201
Figure 4.4: Characteristic pattern of gamma ray recordings. (A) Part of well log (TT-1) which illustrates a funnel patterns. (B) Part of well log (J1-NC100) which illustrates a cylindrical pattern. (C) Part of well log (D1-NC100) which illustrates a serrated pattern. (D) Part of well log (D1-NC100) which illustrates a bell pattern. (E) Part of well log (A1-NC179) which illustrates a symmetrical pattern. (F) Part of well log (A1-NC40B) which illustrates a GR response of “hot shale”.....	209
Figure 4.5: Characteristic pattern of gamma ray recordings. (G) Part of well log (A1-NC143) which illustrates a GR response of glacial deposits. (H) Part of well log (C1-NC143) which illustrates a GR response of carbonates. (I) Part of well log (A1-70 and SN-1) which illustrates a GR response of dolerite.....	210
Figure 4.6: Synthetic log, Cambrian (A1-70 well), Ordovician and Devonian (D1-66 well), including the sequence (first and second order) and biozone stratigraphy.....	213
Figure 4.7: Synthetic log, Carboniferous (B1-90 well), Permian (KLF-1 well), including the sequence (first and second order) and biozone stratigraphy.....	214
Figure 4.8: Cross section (Cambrian - Ordovician) illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy.....	216
Figure 4.9: SE-NW cross section of the Silurian illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy.....	217

Figure 4.10: Isopach map of the Silurian hot shale to Caledonian, showing the thickness of the deposits in the study area.....	218
Figure 4.11: SE-NW cross section of the Devonian, illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy.....	221
Figure 4.12: Isopach map of the Caledonian - MFS Frasnian, showing the thickness of the deposits in the study area.....	222
Figure 4.13: Cross section of the Carboniferous, illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy.....	223
Figure 4.14: Isopach map of the Acadian unconformity – MFS M'rar Formation, showing the thickness of the deposits in the study area.....	224
Figure 4.15: Cross section of the Permian, illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy.....	226
Figure 4.16: Isopach map of the Hercynian 1 – Hercynian 2 (Permian), showing the thickness of the deposits in the study area.....	227
Figure 4.17 NW-SE Paleozoic chronostratigraphic chart of the Ghadames and Jefarah basins.....	229
Figure 4.18 : Carte isopaque entre la discontinuité Panafricaine et la première surface MFS du Cambrien.....	137
Figure 4.19 : Carte isopaque entre la première surface MFS du Cambrien et la première limite de séquence SB du Cambrien.....	237
Figure 4.20 : Carte isopaque entre la première limite de séquence SB du Cambrien et la deuxième surface MFS du Cambrien.....	238
Figure 4.21 : Carte isopaque entre la deuxième surface MFS et la deuxième limite de séquence SB du Cambrien.....	238
Figure 4.22 : Carte isopaque entre la deuxième limite de séquence SB du Cambrien (limite Cambrien-Ordovicien) et la première surface MFS de l'Ordovicien.....	239
Figure 4.23 : Carte isopaque entre la première surface MFS de l'Ordovicien et la limite de séquence SB intraarenigien.....	240
Figure 4.24 : Carte isopaque entre la limite de séquence SB intraarenigien et la surface MFS caradocienne.....	240

Figure 4.25 : Carte isopaque entre la surface MFS caradocienne et la discontinuité glaciaire Ordovicien Supérieur.....	241
Figure 4.26 : Carte isopaque entre la discontinuité fin ordoviciennne et la première surface MFS des « hot shale » du Silurien.....	242
Figure 4.27 : Carte isopaque entre la première surface MFS (les « hot shale ») et le Wenlock Inférieur).....	243
Figure 4.28 : Carte isopaque entre Wenlock Inférieur et la deuxième surface MFS du Silurien.....	243
Figure 4.29 : Carte isopaque entre la deuxième surface MFS du Silurien et le Ludlow Inférieur.....	244
Figure 4.30 : Carte isopaque entre Ludlow Inférieur et la 3ème surface MFS du Silurien.....	244
Figure 4.31 : Carte isopaque entre la 3ème surface MFS du Silurien et la discontinuité calédonienne.....	245
Figure 4.32 : Corrélation stratigraphique entre puits et environnements de dépôt durant le Silurien dans le bassin du Ghadamés.....	246
Figure 4.33 : Corrélation stratigraphique entre puits et environnements de dépôt durant le Silurien dans le bassin de Jefarah au nord du bassin de Ghadamés.....	247
Figure 4.34 : Carte isopaque entre la discordance calédonienne et la première surface MFS du Dévonien.....	249
Figure 4.35 : Carte isopaque entre la première surface MFS du Dévonien et le Lochkovien....	249
Figure 4.36 : Carte isopaque entre Lochkovien SS et la deuxième surface MFS2 du Dévonien.....	250
Figure 4.37 : Carte isopaque entre la deuxième surface MFS2 et Emsien inférieur.....	250
Figure 4.38: Carte isopaque entre Emsien inférieur et la troisième surface MFS du Dévonien.....	251
Figure 4.39: Carte isopaque entre la troisième surface MFS du Dévonien et l’Eifelien inférieur.....	251
Figure 4.40: Carte isopaque entre Eifelien inférieur et la quatrième surface MFS 4 du Dévonien.....	252
Figure 4.41: Carte isopaque entre la quatrième surface MFS 4 du Dévonien et le Givétien supérieur.....	252

Figure 4.42: Carte isopaque entre le Givétien supérieur et la surface MFS du Frasnien.....	253
Figure 4.43: Carte isopaque entre la surface MFS du Frasnien et le Famennien.....	253
Figure 4.44: Carte isopaque entre Famennien et la sixième surface MFS du Dévonien.....	254
Figure 4.45: Carte isopaque entre la sixième surface MFS du Dévonien et le Strunien inférieur.....	254
Figure 4.46: Carte isopaque entre le Strunien inférieur et la septième surface MFS du Dévonien.....	255
Figure 4.47: Carte isopaque entre la septième surface MFS du Dévonien et la discordance acadienne.....	255
Figure 4.48 : Corrélation stratigraphique entre puits et environnements de dépôt durant le Dévonien dans le bassin de Jefarah au nord du bassin de Ghadamés.....	256
Figure 4.49: Carte isopaque entre la discordance acadienne et la première surface MFS du Carbonifère.....	258
Figure 4.50: Carte isopaque entre la première surface MFS1 du Carbonifère et le Serpukhovien inférieur.....	258
Figure 4.51: Carte isopaque entre le Serpukhovien inférieur et la deuxième surface MFS2 du Carbonifère.....	259
Figure 4.52: Carte isopaque entre la deuxième surface MFS2 du Carbonifère et la discordance hercynienne.....	259

Chapitre 5

Figure 5.1: Geological map showing (A) location and boundaries of the Ghadames Basin and Jefarah basin. (B) Location of the study area. (modified after Echikh, 1998; Elruemi, 2003; Khalifa and Morad 2015).....	269
Figure 5.2: SE - NW Paleozoic chronostratigraphic chart of the Ghadames and Jefarah basins.....	270
Figure 5.3: Simplified lithostratigraphic correlation of the Paleozoic of Ghadames basin and adjacent areas, intention is given for show the name of the formations in these areas (modified and updated from Craig et al., 2008 and Soua, 2014).....	275
Figure 5.4: Paleozoic Petroleum System Model, Libyan Ghadames Basin. Schematic cross section of the Libyan Ghadames Basin, showing the basal Tanezuft source rock, vertical and	

lateral migration directions and geometry of Akakus/Tadrart regional conduits (after Dardour et al., 2004).....	280
Figure 5.5: subsurface well location map, showing five cross sections for each Paleozoic period through Ghadames and Jefarah basins.....	286
Figure 5.6 A: Cross section of Cambrian – Ordovician through the Ghadames and Jefarah basins.....	287
Figure 5.6 B: Well log of well SN-1 of Cambrian succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	289
Figure 5.6 C: Well log of well ST-1 of Cambrian succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	290
Figure 5.7: A Cross plot of porosity values and permeability in Cambrian and Ordovician deposits in well SN-1; B: Cross plot of horizontal permeability versus vertical permeability for the Cambrian and Ordovician deposits in well SN-1; 7 C: Cross plot of porosity values and permeability in the Cambrian and Ordovician deposits in well ST-1.....	292
Figure 5.8 A: Well logs of well SN-1 of Ordovician succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	295
Figure 5.8 B: Well logs of well ST-1 of Ordovician succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	296
Figure 5.9 A: NW - SE cross section of Silurian through the Ghadames and Jefarah basins.....	299
Figure 5.9 B: Well logs of well HH1-NC7A of the Silurian succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	301
Figure 5.9 C: Well logs of well J1-NC100 of the Silurian succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	302
Figure 5.10 A: NW - SE cross section of Devonian through the Ghadames and Jefarah basins.....	305
Figure 5.10 B: Well logs of well HH1-NC7A of the Devonian succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	307
Figure 5.10 C: Well logs of well D1-NC100 of the Devonian succession illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	308

Figure 5.11 A: NW - SE cross section of Carboniferous through the Ghadames and Jefarah basins.....	310
Figure 5.11 B: Well logs of the well B1-49 of the Carboniferous illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	312
Figure 5.11 C: Well logs of the well HH1-NC7A of the Carboniferous illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	313
Figure 5.12 A: cross section of Permian through the Ghadames and Jefarah basins.....	315
Figure 5.12 B: Well logs of well KLF-1 representing (Lower part of the Permian) siliciclastics depositions and illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	316
Figure 5.12 C: Well logs of well KLF-1 representing (Upper part of the Permian) carbonate depositions and illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	317
Figure 5.12 D: Well logs of well A1-9 representing (Lower part of the Permian) carbonate depositions and illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	318
Figure 5.12 E: Well logs of well A1-9 representing (Upper part of the Permian) siliciclastics depositions and illustrating porosity values, depositional environment and sequence stratigraphy.....	319

Chapitre 6

Figure 6.1 Relation entre l'analyse stratigraphique, sédimentaire, des environnements de dépôts et les propriétés réservoirs des séries paléozoïques dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.....	336
--	-----

Liste des tableaux

Table 3.1 : Valeurs des rayons gamma pour les roches et les minéraux les plus courants. (Rider, 1991).....	123
Table 3.2 : Paramètres acoustiques de certains minéraux, roches et fluides (Serra, 2000; 2003)	166
Table 3.3 : Les valeurs de densité des principaux minéraux et des principaux fluides rencontrés dans les roches (Serra, 2000; 2003).....	169
Table 5.1: Results of analyses for 5 core samples from the Cambrian in well SN-.....	285
Table 5.2: Results of analyses for 12 core samples from the Cambrian in well ST-1	286
Table 5.3: Average porosity values for different depositional environments of the Cambrian in wells SN-1 and ST-1.....	291
Table 5.4: Average porosity values for different depositional environments of the Ordovician.....	293
Table 5.5: Results of analyses of 10 core samples from the Ordovician in well SN-1.....	294
Table 5.6: Results of analyses of 9 core samples from the Ordovician in well ST-1.....	297
Table 5.7: Average porosity value for the Akakus Formation in the proximal HH1-NC7A and distal J1-NC100 well.....	300
Table 5.8: Core sample analyses taken from the Lower Akakus Formation in the well J1-NC100.....	300
Table 5.9: Average porosity values obtained from well logs for each Devonian formations in the proximal and distal wells.....	306
Table 5.10: Average porosity values for each of Carboniferous formations in the proximal well HH1-NC7A and distal well A1-9.....	311

Liste d'abréviations

GR = Radioactivité globale mesurée

ρ = Densité du minéral ou de l'élément radioactif

V = pourcentage volumique du minéral ou de l'élément radioactif dans la formation

ρ_b : densité globale de la formation

A : facteur de proportionnalité correspondant à l'activité gamma minéral ou de l'élément radioactif.

Φ = la porosité exprimée en % ou en fraction

V_T = le volume total de la roche

V_s = le volume du solide

V_p : le volume des pores

Porosité efficace Φ_u : porosité correspondant aux pores connectés et où les fluides peuvent circuler

Porosité résiduelle Φ_r : porosité correspondant aux pores non connectés et où les fluides ne circulent pas

Δt_L = la lecture du temps de trajet à partir de la diagraphie du Sonic (en microsecondes / ft)

Δt_{ma} = le temps de trajet dans la matrice (en microseconde / ft)

Δt_f = le temps de trajet dans le fluide (en microseconde / ft)

Δt_m et v_m = le temps de trajet dans la matrice et la vitesse sonique, respectivement

ρ_{ma} = la densité de la matrice de formation (en g/cm^3)

ρ_b = la densité apparente mesurée par la diagraphie de densité (g/cm^3)

ρ_f = la densité du fluide dans les pores (en g/cm^3)

Q = le débit d'écoulement (en cm^3/s)

A = la surface transversale de la roche (cm^2)

k = la perméabilité absolue en Darcy

μ = la viscosité du fluide (en centipoises (cP))

l = la longueur de l'échantillon de roche (en cm)

$\frac{dp}{dl}$ = le gradient de pression dans la direction x de l'écoulement (en atm / cm)

R_o et C_o = respectivement la résistivité (en ohm.m) et la conductivité (en $S.m^{-1}$) de la roche saturée en eau

R_w et C_w = respectivement la résistivité (en ohm.m) et la conductivité (en $S.m^{-1}$) de l'eau de formation

m = le facteur de cimentation sans dimension, qui varient entre 1,3 et 2 pour les réservoirs gréseux et entre 2 et 2,8 concernant les réservoirs carbonatés

a = un facteur géométrique de complexité du milieu poreux, en général $a \geq 1$

R_o = donnée par les diagraphies double ou simple latérolog

n = l'exposant de saturation

R_t = la résistivité de la roche non saturée en eau (en ohm.m)

R_o = la résistivité de la roche saturée en eau (ohm.m)

CHAPITRE 1

Introduction

1.1. Cadre de la thèse

Le cadre scientifique de cette thèse s'inscrit dans un double objectif : i) l'étude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique des séries paléozoïques du nord du bassin de Ghadamès et de Jefarah, en Libye et en Tunisie, en relation avec les phases tectoniques majeures affectant ces séries sédimentaires durant le Paléozoïque; ii) la prédiction des séries sédimentaires réservoirs du Paléozoïque au sein du bassin, ainsi que leurs caractérisations en vue d'une évaluation de leurs propriétés réservoirs.

L'objet d'étude, le bassin de Ghadamès et de Jefarah est l'un des principaux bassins sédimentaires de l'Afrique du Nord, un grand bassin intracratonique formé pendant le Paléozoïque inférieur (Underdown et Redfern, 2007). Il occupe de grandes régions désertiques de l'Algérie à l'Est et de la Tunisie au Sud. Il est délimité par la chaîne de Dahar-Nafusa au nord, par la chaîne d'Amguid-El Biod à l'ouest, par le graben d'Hun à l'est et la structure anticlinale d'Al Qargaf au sud (Baudet, 1988; El-Arnauti et Shelmani, 1988; Echikh, 1998).

Le bassin de Ghadamès et de Jefarah est composé de plus de 5200 m d'épaisseur de sédiments (Paléozoïque-Mésozoïque) déposés sur un socle précambrien constitué de roches ignées et métamorphiques. Parmi ces sédiments plus de 4000 m d'épaisseur appartiennent au Paléozoïque et sont constitués de conglomérats, de grès, d'argiles et rarement de carbonates (Ben Rahuma, 2010).

La série sédimentaire Paléozoïque du bassin de Ghadamès et de Jefarah est tronquée au top par une discordance majeure datée du Carbonifère-Permien appelée la discordance hercynienne. Elle enregistre une phase importante de la déformation, avec un soulèvement et une érosion différentielle intense des séries sédimentaires. Cette discordance a été scellée et recouverte par les séries sédimentaires des méso-cénozoïques déposés au sein d'un bassin marginal.

Le bassin de Ghadamès et de Jefarah est caractérisé par des variations complexes des épaisseurs des séries sédimentaires en raison de plusieurs phases tectoniques majeures parmi lesquelles les phases calédonienne, hercynienne et austrienne (Echikh, 1998). L'évolution structurale et tectonique du bassin de Ghadamès et de Jefarah a eu lieu durant trois grandes phases :

- i) une subsidence avec l'activation des systèmes de failles pan-africaines d'un bassin paléozoïque ;
- ii) un uplift et une érosion d'une grande partie des séries sédimentaires du Paléozoïque au cours de l'orogénèse hercynienne ;
- iii) un basculement vers le nord-ouest des séries sédimentaires du Paléozoïque et par la suite la superposition des séries sédimentaires du bassin en extension au Mésozoïque (Echikh, 1998).

L'orogénèse panafricaine a été active jusqu'à l'Ordovicien. Au cours de l'Ordovicien moyen (Llandeilo), il se produit un soulèvement et une érosion du haut structural de Tihemboka. A la fin de l'Ordovicien (Caradoc), une nouvelle phase structurale apparaît accompagnée par une succession de plis, de failles et d'érosion affectant les séries sédimentaires de l'Ordovicien inférieur et moyen dans le haut structural de Dahar, en Tunisie. Il en résulte une surface de discontinuité irrégulière scellée par une couche de sédiments glaciaires à la fin de l'Ordovicien. Du fait de la fonte des glaces, un événement de transgression post-glaciaire important a eu lieu durant le Silurien inférieur (Rhuddanien) qui est représenté par la formation des séries argileuses marines profondes du Tanezuft (Silurien inférieur et moyen). Ensuite, une régression marine durant le Silurien a entraîné la mise en place des dépôts de la Formation Akakus (Silurien moyen à supérieur). La discordance calédonienne sépare les dépôts siluriens de la série sédimentaire du Dévonien sus-jacente. L'orogénèse calédonienne est à l'origine de l'érosion des dépôts du Silurien supérieur et est associée au soulèvement du haut structural d'Al Qarqaf. Il en résulte la séparation du bassin de Ghadamès du bassin de Murzuq au sud.

Durant Lochkovien – Praguien, des grès se déposent sur la discordance calédonienne. Ainsi, les séries sédimentaires du Dévonien se composent principalement de sédiments clastiques deltaïques à marins peu profonds.

Durant cette phase de transgression, des argiles marines ont été déposées localement connues sous le nom de « Frasnien Hot Shales ». Ces argiles constituent d'excellente roche mère dans la zone d'étude. Enfin, les séries sédimentaires du Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur sont caractérisées par des dépôts marins et deltaïques (Belhaj, 1996).

L'orogénèse hercynienne a atteint son apogée au cours du Carbonifère inférieur, et de nouvelles structures tectoniques ont été formées ou ont rejouées, comme les hauts structuraux d'Al Qarqaf et de Nafusah en Libye, le haut structural de Dahar en Tunisie et les hauts

structuraux de Talemzane et El Biod, en Algérie. Lors de cet événement, toute la région a été soulevée et est soumise à une érosion intense au cours du Permien. Un grand nombre des puits forés dans le bassin de Jefarah révèlent la présence de séries sédimentaires datées du Paléozoïque au Miocène. Au nord du bassin de Jefarah, une séquence sédimentaire du Permien très épaisse a été identifiée dans de nombreux puits en Tunisie et en Libye (Hallett, 2002).

1.2. Objectifs scientifiques de la thèse

Compte tenu de la complexité de l'histoire géodynamique du bassin de Ghadamès et de Jefarah résumé ci-dessus et le peu de travaux de recherche effectués autour de ce bassin cette étude s'articulera autour de trois questions scientifiques :

1. Comment étudier la dynamique sédimentaire d'un bassin et sa relation avec son évolution structurale à partir des signatures diagraphiques PS/GR et, plus particulièrement, à partir des notions d'électrofaciès et d'électroséquences ?

En effet, cette étude du Bassin de Ghadamès et de Jefarah est basée sur l'exploitation d'une base de données constituée de plus de 130 puits et de diagraphies associées fournie par la société TOTAL. Peu de travaux existent dans ce domaine de recherche concernant le bassin de Ghadamès. On peut citer, à titre d'exemple, certains auteurs qui ont publié des études sur la stratigraphie et la sédimentologie de la série sédimentaire du Paléozoïque de l'Afrique du Nord obtenues à partir de données de diagraphies. Galeazzi *et al.* (2009) ont étudié les systèmes sédimentaires et pétroliers des bassins Illizi-Berkine en Algérie. Ben Rahuma (2010) propose une étude détaillée sur l'architecture stratigraphique des séries sédimentaires du Dévonien en Libye occidentale en s'appuyant sur des données de puits de subsurface et des analyses d'affleurement.

2. Quelles sont les relations entre l'évolution des systèmes sédimentaires et la paléogéographie durant le Paléozoïque et les événements tectoniques majeurs dans le bassin de Ghadamès ?

La compréhension de ces relations est très importante dans le but de tracer l'évolution géodynamique d'un bassin sédimentaire et, aussi, dans la prédiction des différents niveaux réservoirs et roches mères dans le bassin. A titre d'exemple, on peut citer certains travaux effectués dans la zone d'étude ou dans les régions connexes. Ainsi, Craig *et al.* (2008) ont concentré leur étude sur les aspects structuraux et la définition

des systèmes pétroliers dans les séries du Paléozoïque de l'Afrique du Nord. Par ailleurs, Eschard *et al.* (2011) se sont concentrés sur l'analyse structurale et l'évolution régionale des paléostructures hautes et leur influence sur la mise en place des systèmes pétroliers du Paléozoïque de l'Afrique du Nord.

3. *Comment prédire les systèmes sédimentaires réservoirs développés durant le Paléozoïque au sein du bassin de Ghadamès et de Jefarah ? Quelles sont les propriétés réservoirs qui caractérisent ces systèmes sédimentaires réservoirs en relation avec les environnements de dépôts respectifs ?*

Plusieurs auteurs ont étudié cette région et les régions apparentées. Shah *et al.* (1993) ont étudié les effets des processus synsédimentaires sur la porosité dans les réservoirs de grès paléozoïque du bassin de Ghadamès, au nord-ouest de la Libye. Par ailleurs, Crossley et McDougall (1998) ont étudié les réservoirs du Paléozoïque inférieur de l'Afrique du Nord. Belhaj (2000) a concentré son étude sur la stratigraphie du Carbonifère et du Dévonien, avec un accent particulier sur les réservoirs de M'rar et de Tadrart dans le bassin de Ghadamès (en Libye).

1.3. Description des différents chapitres de la thèse

Ce manuscrit s'articule autour de six chapitres :

Après une introduction générale dans le *Chapitre 1* présentant l'objet de l'étude ainsi que les différents objectifs scientifiques de la thèse, le *Chapitre 2* donne le contexte général géologique, géographique, paléogéographique du bassin de Ghadamès et de Jefarah. Puis, un rappel des différents travaux de recherche effectués sur les aspects stratigraphiques, sédimentaires et structuraux est présenté. Enfin, une synthèse des intérêts économiques pétroliers est développée avec un rappel des systèmes pétroliers identifiés au sein du bassin de Ghadamès et de Jefarah.

Le Chapitre 3 intitulé « *Méthodes et Outils d'analyse utilisés dans l'étude* », décrit les méthodes et outils utilisés durant l'étude à partir de la base de données composée de plus de 130 puits et de diagraphies (GR; PS, PEF, Résistivité etc...). La définition des électrofaciès et des électroséquences est introduite, ainsi que la définition des environnements de dépôts. Les outils d'analyse tels que Petrel et J-log sont expliqués dans le but de réaliser les corrélations stratigraphiques entre puits, d'obtenir les cartes isopaques et de quantifier les propriétés

réservoirs telles que la porosité et la perméabilité dans les différents niveaux réservoirs. Enfin, les différentes étapes de l'étude sont données.

Le Chapitre 4 intitulé « *Etude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique des séries paléozoïques du nord du bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie* » est articulé autour d'un premier article soumis dans la revue Journal of African Earth Sciences. Ce chapitre présente les résultats obtenus sur l'analyse stratigraphique et sédimentologique et la définition des différentes unités stratigraphiques mises en place durant le Paléozoïque dans le bassin de Ghadamès et Jefarah en Libye et en Tunisie. Une contribution dans la compréhension des relations entre la sédimentation et les phases tectoniques majeures identifiées durant le Paléozoïque dans le bassin de Ghadamès et Jefarah est proposée.

Le chapitre 5 intitulé « *Analyse et évaluation des systèmes réservoirs du Paléozoïque dans le bassin de Ghadamès et de Jefarah* » est articulé autour d'un deuxième article soumis dans la revue Journal of African Earth Sciences. Il a pour objectif d'évaluer la qualité des principaux réservoirs potentiels par la caractérisation pétrophysique de leurs propriétés à partir de données de diagraphies et d'analyses sur échantillons dans le bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie. Une contribution sur l'impact des environnements de dépôts sur la qualité des réservoirs est proposée.

Enfin, le *Chapitre 6* porte sur la conclusion générale et présente une synthèse des résultats et des conclusions importantes obtenues lors de cette étude. Enfin, une série de recommandations et de perspectives sont formulées à la fin du chapitre.

CHAPITRE 2

Contexte général des bassins de Ghadamès et de Jefarah

Sommaire

2.0 Objectifs

2.1 Contexte géologique et géographique des bassins sédimentaires de Ghadamès et de Jefarah.

2.2 Contexte paléogéographique durant le Paléozoïque.

2.2.1 A l'échelle de la Terre.

2.2.2 A l'échelle de l'Afrique du Nord.

2.2.3 A l'échelle des bassins étudiés.

2.3 Contexte structural des bassins de Ghadamès et de Jefarah.

2.3.1 Orogenèse panafricaine

2.3.2 Phase d'extension infracambrienne

2.3.3 Phases tectoniques durant l'Ordovicien

2.3.4 Phases tectoniques du Silurien

2.3.5 Phases tectoniques du Dévonien

2.3.6 Phases tectoniques du Carbonifère –Permien

2.3.7 Structures régionales hautes et les bassins sédimentaires

2.4 Contexte sédimentaire des bassins de Ghadamès et de Jefarah

2.5 Contexte stratigraphique des bassins de Ghadamès et de Jefarah.

2.6 Conclusions partielles.

2.0. Objectifs

Les objectifs de ce chapitre sont multiples :

- d'abord, donner, le contexte général géographique et géologique de la zone d'étude et donc, des bassins sédimentaires de Ghadamès et de Jefarah, ainsi que le descriptif des différentes formations sédimentaires caractérisant le Paléozoïque de ces deux bassins;
- ensuite, analyser les événements tectoniques et structuraux majeurs et leur impact sur la dynamique sédimentaire de ces deux bassins sédimentaires;
- enfin, il s'agit de définir le système pétrolier caractérisant ces deux bassins sédimentaires en identifiant les réservoirs potentiels, leurs propriétés ainsi que les roches mères associées.

Pour ce faire, une synthèse bibliographique a été menée afin de répondre à ces trois objectifs.

2.1. Contexte géologique et géographique des bassins de Ghadamès et de Jefarah

Les bassins de Ghadamès et Jefarah sont situés dans le Bouclier africain et s'étendent en Tunisie, en Algérie, et jusqu'au nord-ouest de la Libye (Figure 2.1). Ils couvrent une superficie d'environ 350 000 km². Géologiquement, ils sont délimités, au nord par les hauts structuraux de Nafusah, au sud par les structures d'Al Qargaf et à l'ouest par les hauts structuraux d'Amguid–El Biod (Figure 2.1). À l'est, la limite des deux bassins n'est pas clairement définie car elle s'étend jusqu'au flanc ouest du bassin de Syrte en Libye.

En ce qui concerne le bassin de Jefarah, il est délimité par les hauts structuraux de Nafusa au sud, le bassin de Sabrata au nord et s'étend vers l'ouest, à la Tunisie au nord des hauts structuraux de Dahar couvrant une région de 15 000 km² (Figures 2.1).

Les formations sédimentaires identifiées dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah présentent des âges allant du Cambrien au Paléocène. Les dépôts sédimentaires deviennent de plus en plus épais et montrent un enregistrement plus continu au centre du bassin. Les données de subsurface indiquent que le plancher (délimité par la discontinuité pan-africaine) du bassin de Ghadamès plonge vers l'ouest (la limite se situant entre la Libye et l'Algérie). C'est là que

l'on enregistre un maximum d'épaisseur des séries sédimentaires autour de 5 000 m (Goudarzi et Smith, 1978).

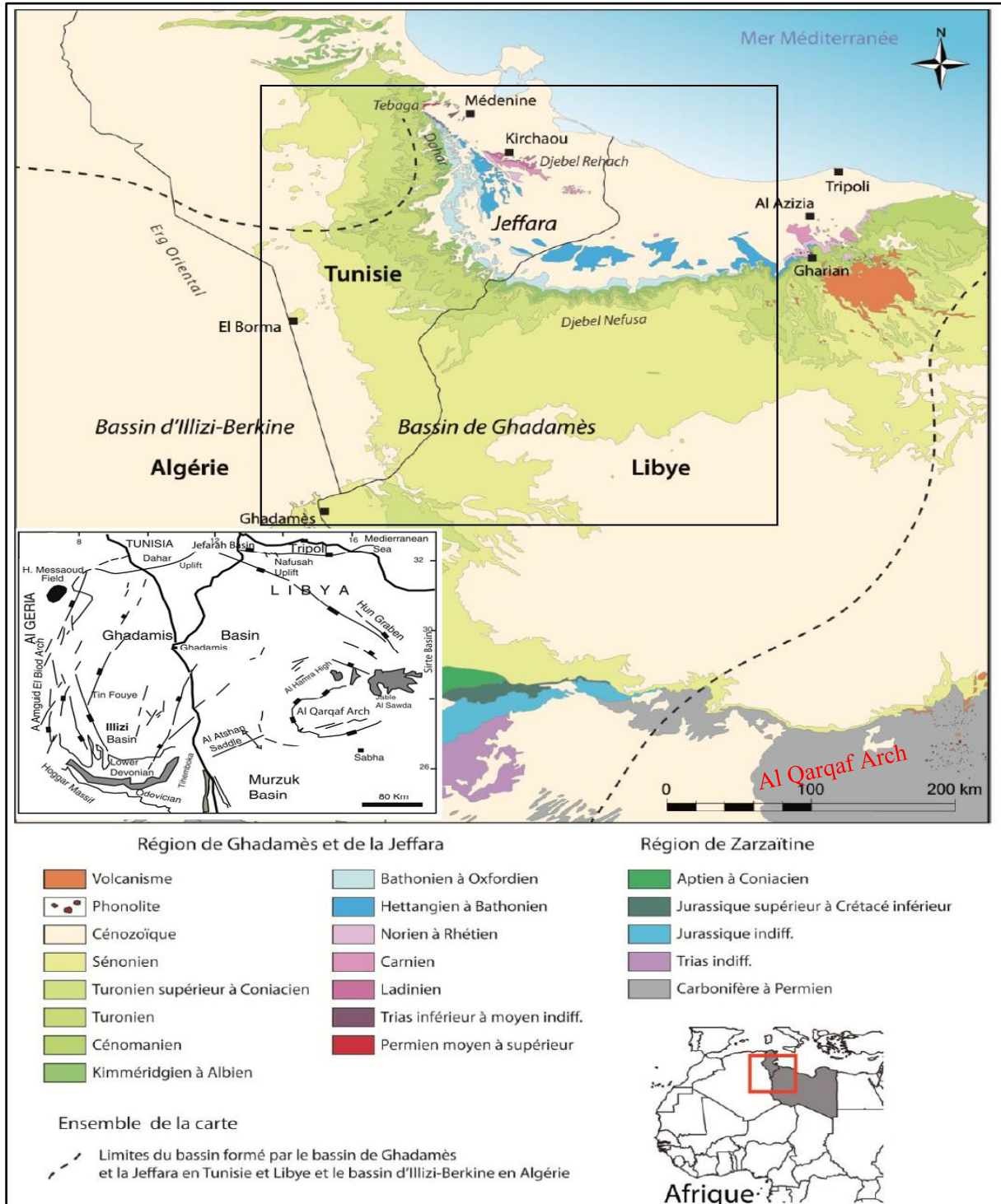


Figure 2.1 : Localisation de la zone d'étude, contexte géologique et structural en Afrique du Nord, (Bassins et Hauts structuraux) modifiés d'après Bibonne (2013).

Ces dépôts sédimentaires sont composés principalement d'alternance de sédiments argileux et de formations sableuses en accord avec les cycles de transgression et de régression marins.

Les formations sédimentaires les plus anciennes dans la zone d'étude sont datées au Cambrien. Elles sont composées de conglomérats, de grès à matrice argileuse avec des passages silteux et de quartzites appartenant à la Formation dite d'Hasawnah (Collomb, 1962; Cepek, 1980).

Les formations sédimentaires de l'Ordovicien inférieur sont constituées d'alternance de grès avec des niveaux conglomératiques et des quartzites liées à la Formation d'Hasawnah. Les formations sédimentaires de l'Ordovicien supérieur sont principalement constituées de grès alternés avec des niveaux conglomératiques de la Formation de Mamouniyat (Massa et Collomb, 1960; Gundobin, 1985).

Durant l'Ordovicien supérieur, la marge nord-africaine du Gondwana a dérivé au-dessus du pôle Sud, ce qui a provoqué un changement climatique mondial et favorisé le développement d'une couche de glace jusqu'à la paléolatititude 65° (Scotese *et al.*, 1999). La transgression postglaciaire du Silurien inférieur a entraîné la mise en place de dépôts d'argiles profondes très épaisses « hot shales » (identifiées dans la Formation de Tanezuft). Un intervalle de 20 à 100 m d'épaisseur de cette formation est particulièrement riche en matière organique et constitue une excellente roche mère pour le système pétrolier de ces deux bassins (Underdown *et al.*, 2007).

Les formations supérieures alternées avec des séries d'argiles profondes du Silurien supérieur ont été déposées lors de la régression à la fin du Silurien (Klitzsch, 1981). Elles constituent la Formation d'Akakus. Ces sédiments sont tronqués vers le Sud-Est du bassin par la discordance calédonienne. Cette discordance calédonienne délimite les dépôts sédimentaires du Silurien de la succession des formations du Dévonien qui les recouvre.

Les grès et les argiles continentaux du Dévonien inférieur de la Formation de Tadrart sont recouverts par une alternance de grès et d'argiles marines peu profondes appartenant à la Formation d'Ouan Kaza (Underdown *et al.*, 2007).

La poursuite de cette transgression marine a entraîné à la fin du Dévonien inférieur le dépôt de sédiments marins argileux appartenant à la Formation d'Awaynat Wanin. Des sédiments

marins et deltaïques peu profonds ont été déposés lors de la régression à la fin du Dévonien supérieur. Ils appartiennent à la Formation de Tahara (Belhaj, 1996).

Cette régression du Dévonien supérieur est associée aux premiers stades de l'orogénèse hercynienne, résultant d'une collision entre les supercontinents de Gondwana et de Laurasia (Acheche *et al.*, 2001).

Les séries sédimentaires du Carbonifère comprennent une succession de grès, de silts et d'argiles dans lesquelles sont intercalées des niveaux carbonatés. Elles représentent plusieurs formations : M'rar, Asadjefar, Dembaba et Tiguentourine. Les environnements des dépôts varient du marin profond à des environnements deltaïques.

L'orogénèse hercynienne a atteint son paroxysme au cours du Carbonifère supérieur, et de nouvelles structures tectoniques importantes ont été formées, telles que les hauts structuraux d'Al Qarqaf et de Nafusah en Libye, le haut structural de Dahar en Tunisie, et les hauts structuraux de Talemzane et d'El Biod en Algérie.

Au cours de cet événement, toute la région a été soulevée et est soumise à une érosion intense pendant le Permien. Ainsi, les hauts structuraux de Nafusah et d'Al Qarqaf ont été érodées jusqu'à leur racine cambro-ordovicienne.

De nombreux puits forés dans le bassin de Jefarah révèlent une stratigraphie s'étendant du Paléozoïque au Miocène. Au nord du bassin de Jefarah, une puissante séquence permienne a été trouvée dans de nombreux puits en Tunisie et en Libye (Hallett, 2002).

2.2. Contexte paléogéographique durant le Paléozoïque.

2.2.1. A l'échelle de la Terre.

Le résultat de l'activité et de la tectonique des plaques est à l'origine de la modification sans cesse de la paléogéographie de la Terre. Ainsi, la configuration actuelle des continents et des bassins océaniques n'est qu'une image instantanée de cette activité.

L'histoire paléogéographique du Paléozoïque n'est pas aussi bien connue que celle du Mésozoïque et du Cénozoïque. Ceci est en partie dû à la non conservation des anomalies magnétiques de la croûte océanique lors de la formation de la Pangée.

Les reconstructions paléogéographiques du Paléozoïque sont, donc, basées principalement sur les relations entre les structures, les séries sédimentaires sensibles au climat tel que les argiles rouges, les évaporites et les charbons, ainsi que la répartition des flores et des faunes.

Au début du Paléozoïque, six continents majeurs étaient présents. En plus, de ces grands continents les géologues ont également identifié de nombreux microcontinents comme **Avalonia** (composé de la Belgique actuelle, du nord de la France, de l'Angleterre, du Pays de Galles, de l'Irlande, des Provinces Maritimes et de Terre-Neuve du Canada, ainsi que des parties de la Nouvelle-Angleterre aux États-Unis) et plusieurs arcs insulaires associés à ces microplaques.

Les six principaux continents paléozoïques sont : i) **Le Baltique** (l'ouest de la Russie et la majeure partie du nord de l'Europe) ; ii) **La Chine** (une zone complexe composée d'au moins trois continents paléozoïques qui ne sont pas séparés et qui sont ici la Chine, l'Indochine et la péninsule malaisienne) ; iii) **Le Gondwana** (Afrique, Antarctique, Australie, Floride, Inde, Madagascar et certaines parties du Moyen-Orient et du Sud de l'Europe) ; iv) **Le Kazakhstan** (un continent triangulaire centré sur le Kazakhstan mais considéré par certains comme une extension du continent paléozoïque sibérien) ; v) **La Laurentia** (l'Amérique du Nord, le Groenland, le nord-ouest de l'Irlande et de l'Ecosse et la Sibérie (l'est de la Russie et l'Asie au nord du Kazakhstan et au sud de la Mongolie) (Wicander et Monroe, 2010).

Contrairement à la géographie mondiale actuelle, le monde cambrien comprenait six continents majeurs répartis à travers le globe aux faibles latitudes tropicales (Figure 2.2a).

L'eau circulait librement dans les bassins océaniques, et les régions polaires étaient principalement exemptes de glace.

Au Cambrien supérieur, les mers épeiriques avaient couvert les régions de la Laurentia, du Baltique, de la Sibérie, du Kazakhstan et de la Chine, alors que les hautes terres étaient émergées dans le nord-est du Gondwana, dans la Sibérie orientale et dans le centre du Kazakhstan.

Pendant les périodes de l'Ordovicien et du Silurien, le mouvement des plaques a joué un rôle majeur dans l'évolution de la paléogéographie de la Terre (Figures 2.2b et 2.2c).

Le Gondwana s'est déplacé vers le sud pendant l'Ordovicien et a commencé à traverser le pôle Sud comme l'indiquent les tillites datées de l'Ordovicien supérieur trouvées aujourd'hui dans le désert du Sahara.

Au cours de l'Ordovicien inférieur, le microcontinent Avalonia s'est séparé du Gondwana et a commencé à se déplacer vers le nord-est, où il aurait finalement fusionné avec le Baltique de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur.

Pendant le Silurien, le Baltique, avec l'Avalonia nouvellement rattaché, s'est déplacé vers le nord-ouest par rapport à la Laurentia et l'a heurté pour former un plus grand continent la Laurasia. Cette collision, qui a fermé le nord l'océan d'Iapetus, est marquée par l'orogénèse calédonienne.

Au-delà de cette orogénèse, la partie sud de l'océan d'Iapetus restait encore ouverte entre la Laurentia et l'Avalonia-Baltique (Figure 2.2c).

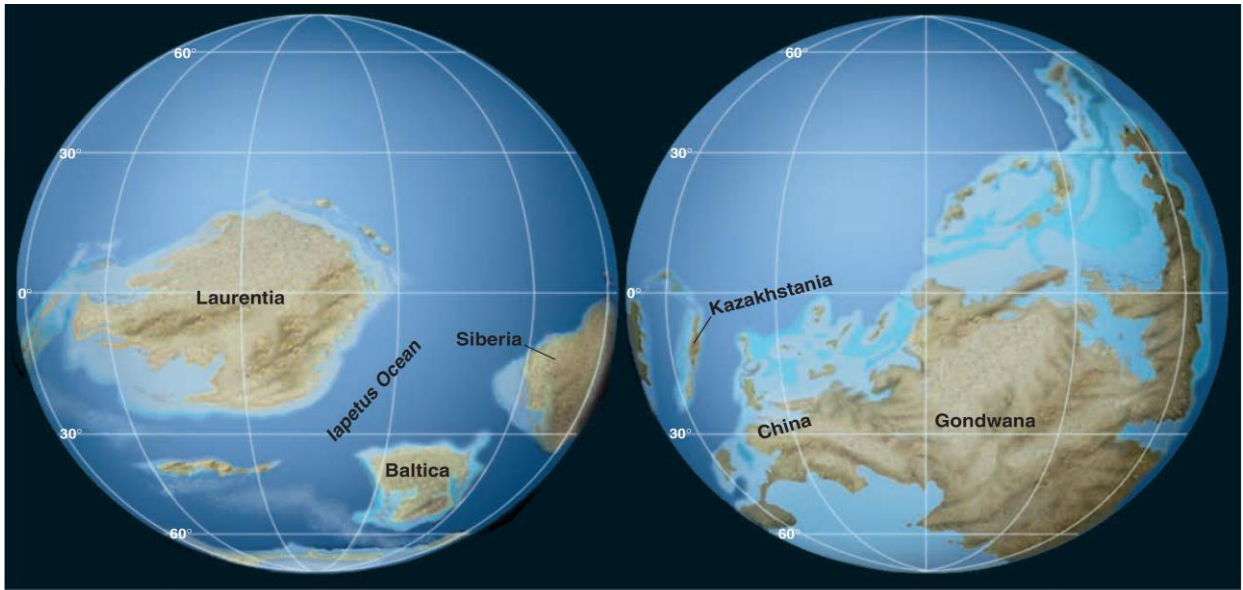
La Sibérie et le Kazakhstan se sont déplacés d'une position équatoriale au sud pendant le Cambrien vers le Nord, à la fin du Silurien.

Pendant le Dévonien, alors que l'océan d'Iapetus méridional se rétrécissait entre la Laurasia et le Gondwana, une série de chaînes de montagne se dresse le long de la marge orientale de la Laurasia à la suite de l'orogénèse acadienne (Figure 2.3a).

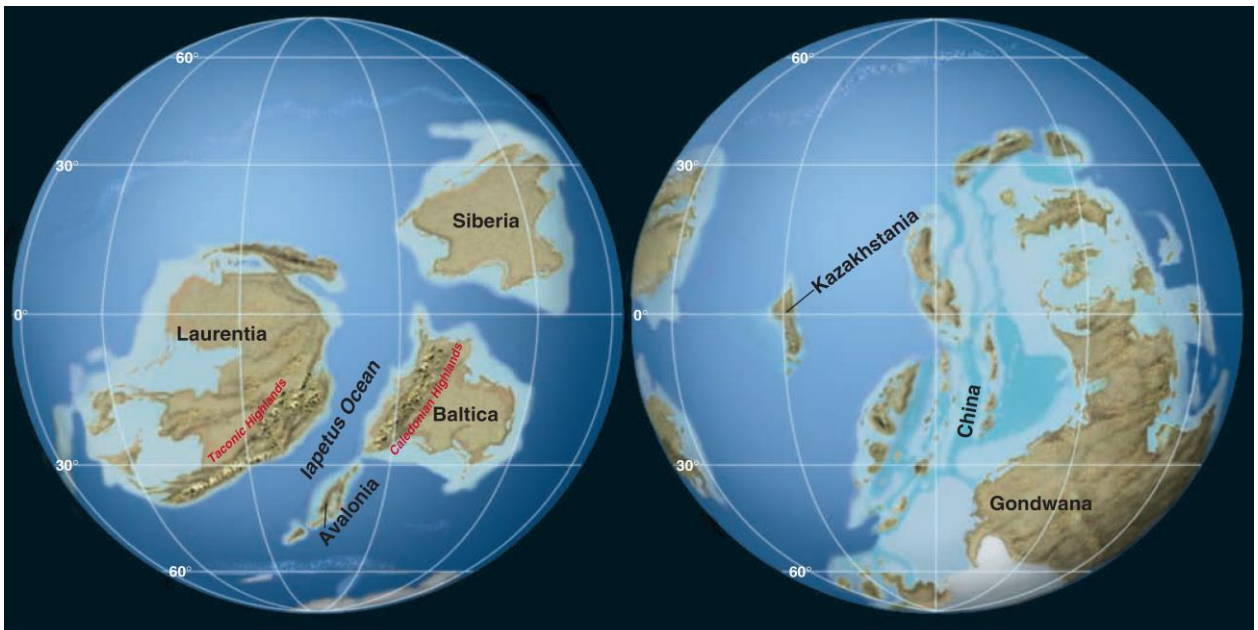
D'autres événements tectoniques du Dévonien, probablement liés à la collision de la Laurentia et du Baltique, comprennent l'orogénèse de l'Agneau Cordillère, l'orogénèse d'Ellesmere le long de la marge nord de la Laurentia (qui peut refléter la collision de la Laurentia avec la Sibérie) et le changement d'une marge continentale passive à une limite de plaque convergente active dans la ceinture mobile ouralienne à l'est du Baltique.

La distribution des récifs, des évaporites et des argiles rouges, ainsi que la répartition des faunes, suggèrent un climat global assez uniforme pendant la période dévonienne.

Pendant le Carbonifère, le sud du Gondwana s'est déplacé vers le pôle Sud, ce qui a entraîné une glaciation continentale étendue (Figures 2.3b et 2.4a).



a Late Cambrian Period.



b Late Ordovician Period.

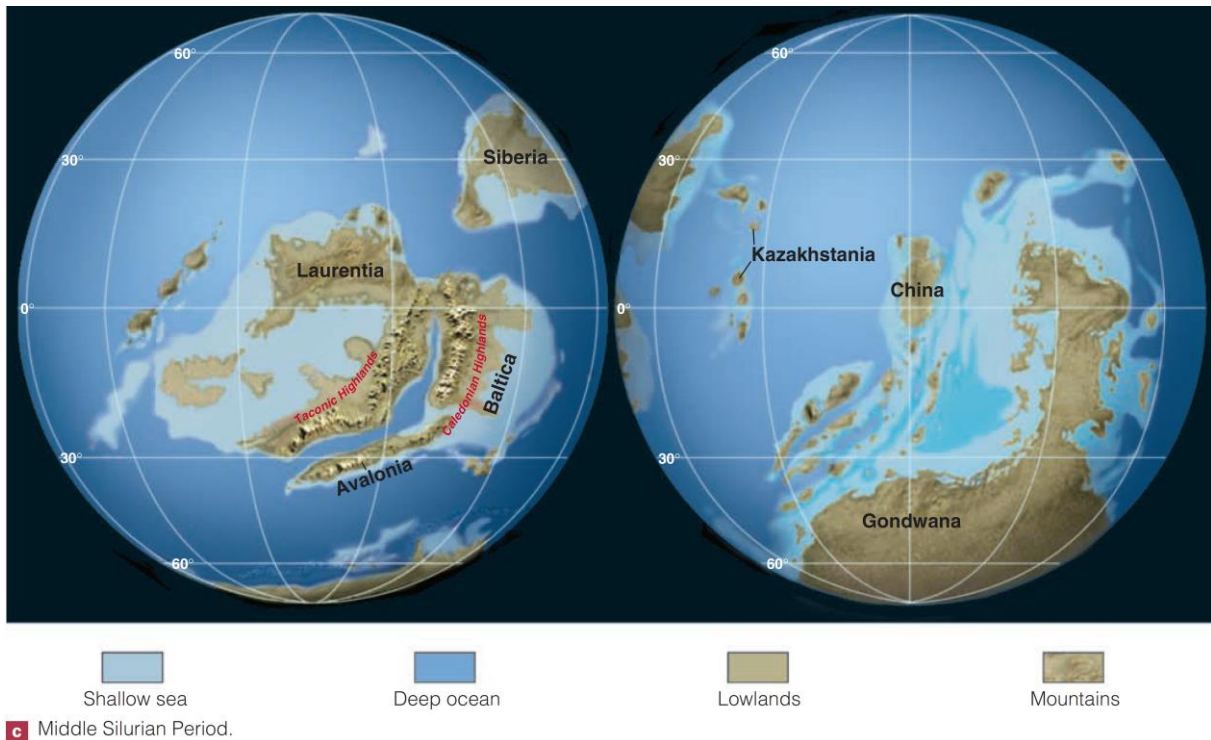


Figure 2.2 : La paléogéographie du Paléozoïque de la Terre pendant (a) la période du Cambrien supérieur ; (b) la période de l'Ordovicien supérieur ; (c) la période du Silurien moyen (Wicander et Monroe, 2010).

L'avancement et la retraite de ces glaciers ont produit des changements globaux au niveau de la mer affectant ainsi, la répartition des sédiments sur les cratons.

Alors que le Gondwana se dirigeait vers le nord, il a commencé à entrer en collision avec la Laurasia pendant le Carbonifère inférieur et la suture s'est poursuivie tout au long du Carbonifère (Figures 2.3b et 2.4a).

Le Gondwana a tourné dans le sens horaire par rapport à la Laurasia, ainsi la déformation a généralement progressé dans une direction NE-SO pendant l'orogénèse hercynienne.

La phase finale de la collision entre le Gondwana et la Laurasia est indiquée par les Montagnes d'Ouachita en Oklahoma, formées suite à la poussée pendant le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur.

Ailleurs, la Sibérie a heurté le Kazakhstan et s'est dirigée vers la marge de la Laurasia, en collision avec elle pendant le Permien inférieur.

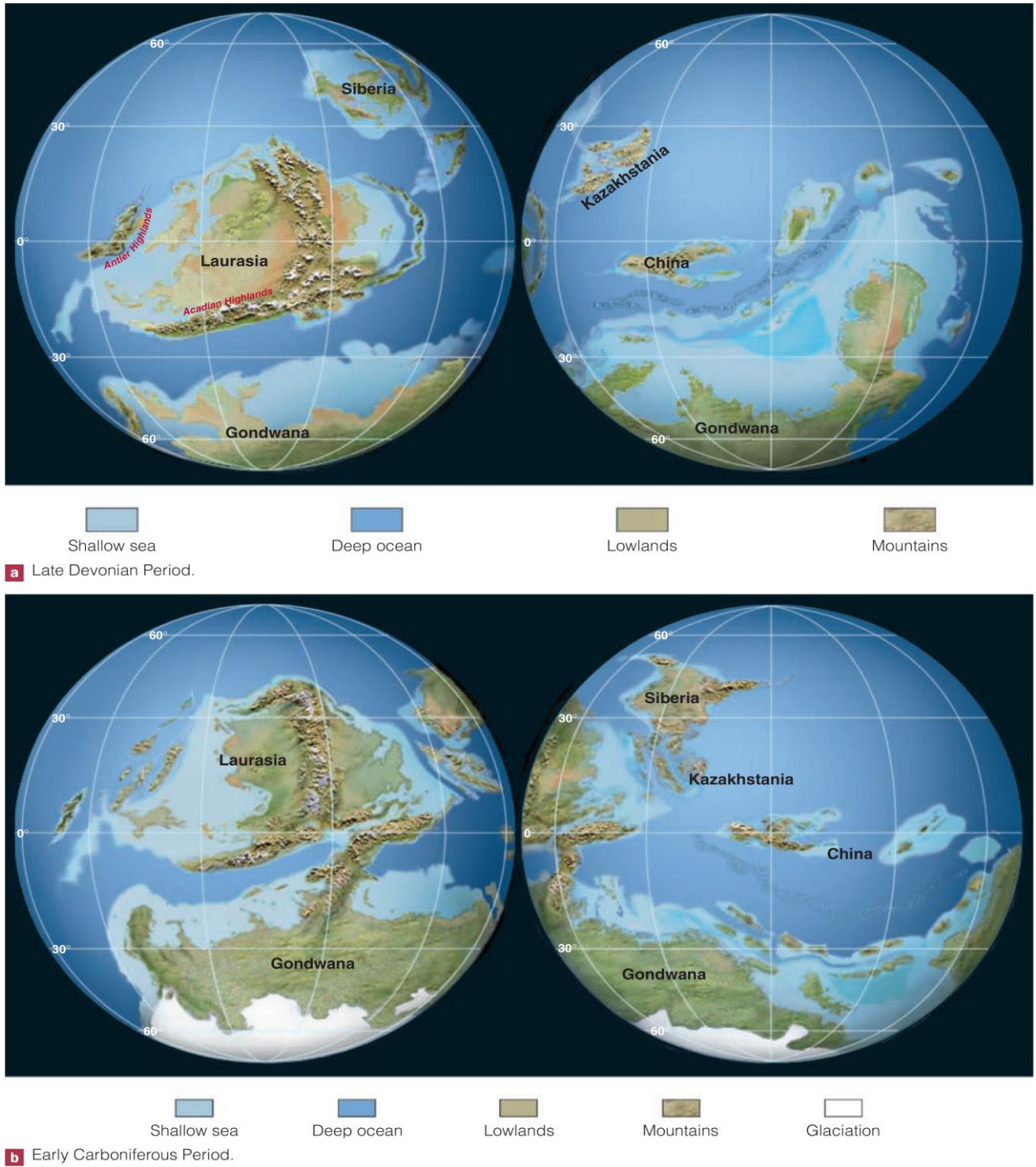


Figure 2.3 : La paléogéographie du Paléozoïque de la Terre au cours : a) de la période du Dévonien supérieur ; b) de la période du Carbonifère inférieur (Wicander et Monroe, 2010).



Figure 2.4 : La paléogéographie du Paléozoïque de la Terre au cours (a) de la période du Carbonifère supérieur ; (b) de la période du Permien supérieur (Wicander et Monroe, 2010).

À la fin du Carbonifère, les différents continents étaient assez proches alors que la Pangée commençait à prendre forme.

Les bassins de charbon du Carbonifère à l'est de l'Amérique du Nord, de l'Europe de l'Ouest et le bassin de Donets en Ukraine se situent tous dans la zone équatoriale, où les précipitations étaient élevées ainsi que les températures.

Cependant, les plantes fossiles trouvées dans les charbons de Sibérie présentent des anneaux de croissance bien développés, ce qui signifie une croissance saisonnière avec des précipitations abondantes et des saisons distinctes, comme dans les zones tempérées (entre 40 et 60 degrés de latitudes nord). Les conditions glaciaires et le mouvement des grandes couches de glace continentale dans les hautes latitudes méridionales sont indiqués par l'importance des dépôts de tillites et les stries glaciaires dans le sud du Gondwana.

Ces couches de glace ont progressé vers l'équateur et ont atteint à leur maximum de développement les latitudes tempérées moyennes.

L'assemblage de la Pangée a été essentiellement terminé pendant le Permien à la suite des nombreuses collisions continentales qui ont commencé pendant le Carbonifère (Figure 2.4b).

Bien que les géologues acceptent généralement la configuration et l'emplacement de la moitié ouest du supercontinent, il n'y a pas de consensus sur le nombre ou la configuration des différents blocs continentaux qui composaient la moitié orientale de la Pangée.

Indépendamment de la configuration exacte de la partie orientale, les géologues s'accordent sur le fait que le supercontinent a été entouré de diverses zones de subduction et s'est déplacé régulièrement vers le nord pendant le Permien.

En outre, un immense océan unique, le Panthalassa, a entouré la Pangée, s'étalant d'un pôle à l'autre de la Terre (Figure 2.4b). Les eaux de cet océan ont probablement circulé plus librement qu'à l'heure actuelle, ce qui a donné lieu à des températures plus élevées de l'eau.

La formation d'une seule grande masse continentale a également eu des conséquences climatiques pour l'environnement terrestre.

Les sédiments du Permien terrestre indiquent que les conditions arides et semi-arides étaient répandues sur la Pangée.

Les chaînes de montagnes formées par l'orogénèse hercynienne étaient suffisamment élevées pour créer des barrages aux pluies et bloquer les vents humides subtropicaux venus de l'est,

comme le font les montagnes méridionales des Andes dans l'ouest de l'Amérique du Sud aujourd'hui. Cela a produit des conditions très sèches en Amérique du Nord et en Europe, comme le montrent les vastes argiles rouges et les évaporites du Permien trouvées dans l'ouest de l'Amérique du Nord, dans l'Europe centrale et dans certaines parties de la Russie.

Les charbons de Permien, qui indiquent des pluies abondantes, se limitaient principalement aux zones tempérées du nord (40 à 60 degrés de latitude nord), alors que les derniers restes des glaces carbonifères continuaient leur récession.

2.2.2. A l'échelle de l'Afrique du Nord.

L'évolution phanérozoïque de l'Afrique reflète à la fois l'assemblage de la Pangée et la rupture polyphasée du supercontinent du Gondwana (Figure 2.5). Le Gondwana s'est formé pendant l'orogénèse pan-africaine-brésilienne de 720 à 580 Ma (Unrug, 1996; Caby, 2003) et se composait de différents noyaux cratoniques. La fermeture de la Paléo-Téthys et la collision complexe de la Laurasia avec le Gondwana durant le Paléozoïque supérieur ont complété la phase de croissance du supercontinent.

Le rajeunissement des zones Protérozoïques tardives dû à la faiblesse lithosphérique, et, en particulier, aux zones de failles majeures (Figure 2.6), a facilité la rupture.

Pendant des périodes du Phanérozoïque, l'Afrique du Nord et l'Afrique Centrale correspondaient successivement aux marges sud des océans de la Paléo-Téthys et de la Néo-Téthys (Figure 2.5).

2.2.2.1 Le réseau d'accidents panafricains

Les cratons précambriens, ainsi que les ceintures panafricaines sont découpés par de nombreux grands accidents. Pendant les étapes panafricaines, ces accidents ont principalement agi comme des failles en décrochement. Les principales zones de failles reconnues en Afrique du Nord et Centrale sont représentées à la Figure 2.6. Des centaines d'accidents d'importance mineure existent aussi dans ce grand domaine.

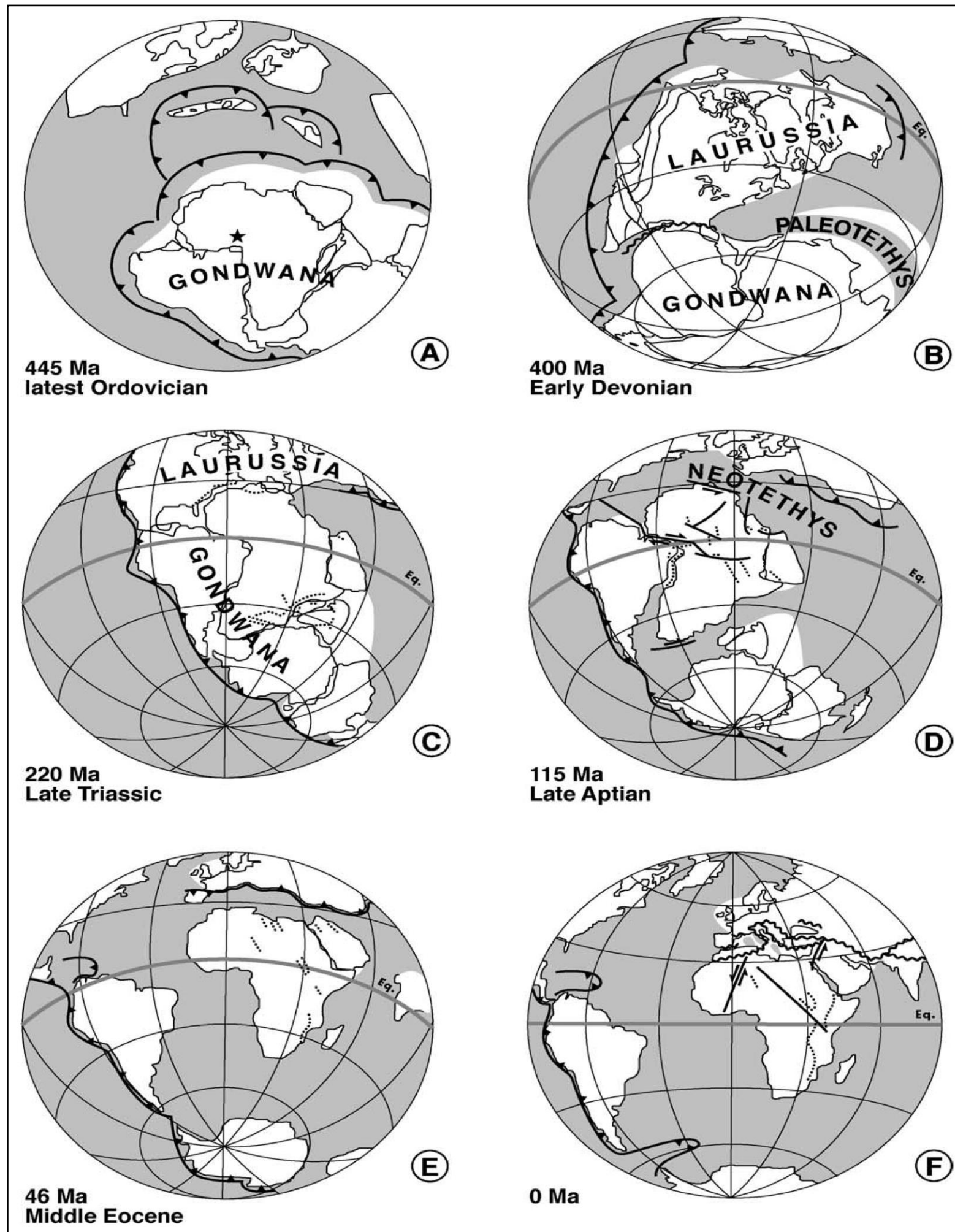


Figure 2.5 : Les reconstructions paléogéographiques, paléo-tectoniques et la dislocation du Gondwana, d'après Guiraud et Bosworth (1999). (A) Reconstruction à ~ 445 Ma (Ordovicien supérieur), l'étoile noire montre la position du pôle sud (Konate et al., 2003); (B) Reconstruction à ~ 400 Ma (Dévonien inférieur), la ligne ondulée représente la suture de la collision acadienne; (C) Reconstruction à ~ 220 Ma (Trias supérieur), les lignes pointillées correspondent aux principales failles de Karoo en Afrique et en Arabie; (D) Reconstruction à ~ 115 Ma (Aptien terminal), la ligne en pointillée représente les principales failles du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur en Afrique et en Arabie; (E) Reconstitution à ~ 46 Ma (Lutétien), avec les failles du Sénonien supérieur au début de l'Eocène en Afrique et en Arabie; (F) Situation actuelle, avec des failles récentes en Afrique, la ligne ondulée est la ceinture de la phase compressive alpine (Guiraud et al., 2005).

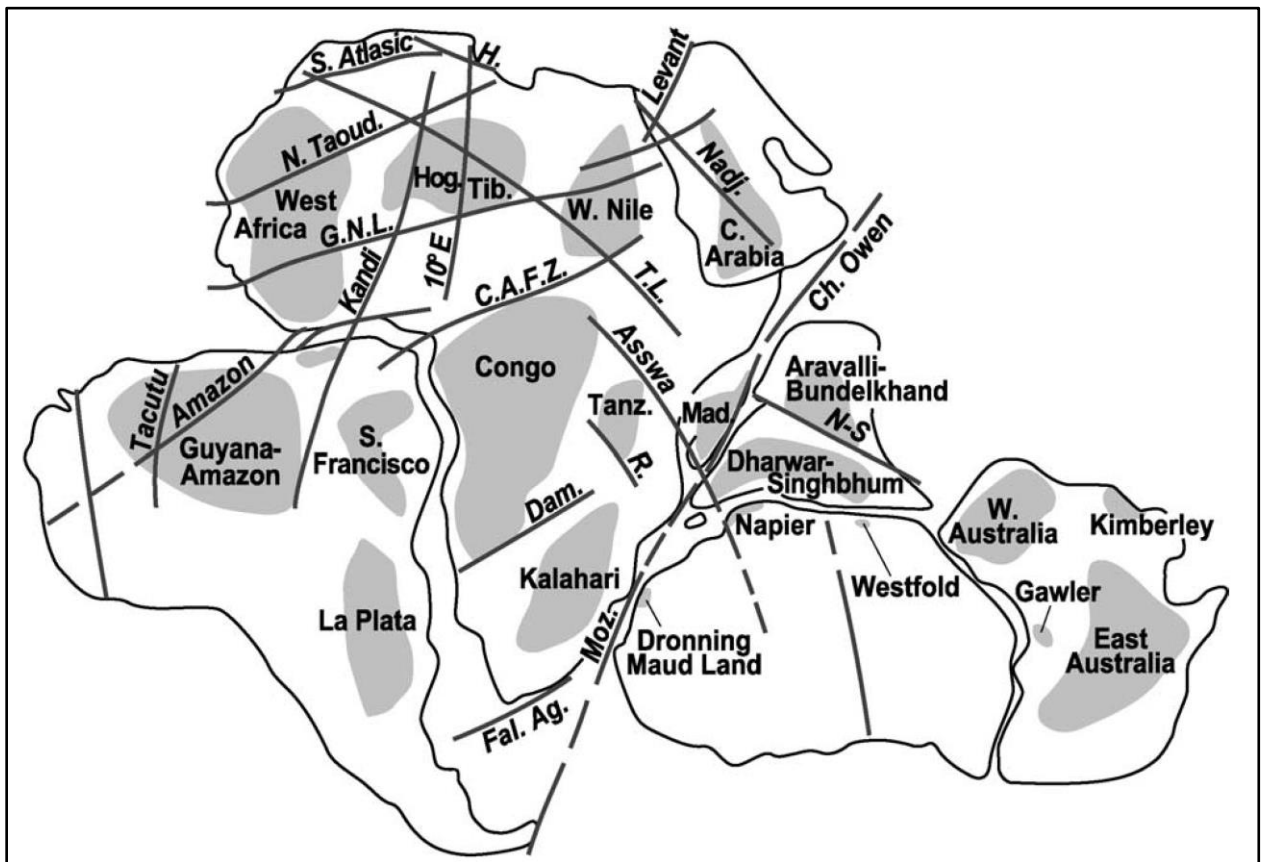


Figure 2.6 : Les principales zones de failles identifiées dans le supercontinent de Gondwana, d'après Guiraud et al., 2000. Les Cratons archéens et paléoprotérozoïques sont représentés en gris. Ag, Agulhas; C, Central; CAFZ, zone de failles de l'Afrique centrale; Ch, Chaîne; Dam, Damara; Fal, Falkland; GNL, linéaments guinéen-nubien; H, Hodna; Hog, Hoggar; Moz, Mozambique; N-S, Narmada-Son; N Taoud, Northament de Taoudenni du Nord; R, Rukwa; Tanz, Tanzanie; TB, Trans-Brasilien; Tib, Tibesti; TL, linéament de Tibesti (Guiraud et al., 2005).

Les accidents les plus importants et les plus fréquents sont d'orientations N-S (Guiraud et Alidou, 1981; Caby, 1989). Deux familles d'accidents conjugués, NO-SE senestre et NE-SO dextre (Ball, 1980) sont également reconnues.

Au cours des périodes du Phanérozoïque, la reprise fréquente de ces failles était responsable de l'évolution tectonique régionale ou locale, avec divers comportements en réponse aux changements dans les champs de contrainte (Guiraud et Bellion, 1995; Guiraud et Bosworth, 1999; Coward et Ries, 2003).

2.2.2.2 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Cambrien

Sur le Craton de l'Afrique de l'Ouest, le Cambrien inférieur correspond à une série sédimentaire peu épaisse discordante, qui recouvre les sédiments du Protérozoïque ou les roches métamorphiques. Ces séries se composent de dépôts glaciaires recouverts de couches carbonatées marines, puis d'unités terrigènes, incluant souvent des lits de cendres (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1995).

Sur le socle érodé panafricain, des séries molassiques ont été déposées, principalement conservées dans des bassins de rifting (Figure 2.7). Ces bassins sont bien documentés dans le massif du Hoggar de l'Ouest, où leur développement est clairement associé à la reprise des failles Nord-Sud.

Des bassins molassiques épais et synchrones semblables sont reconnus dans plusieurs bassins : dans le Haut Atlas marocain et l'Anti-Atlas (Piqué, 2001) ; dans le bassin de Dor el Goussa du centre de la Libye (la Formation de Mourizidie, Bellini et Massa, 1980) ; dans le nord du Niger (Greigert et Pognet, 1967) ; dans le bassin de Cyrenaica (Wennekers *et al.*, 1996) (Figure 2.8) ; dans le bassin d'Al Kufrah (Lüning *et al.*, 2000) ; dans le sud-est de l'Égypte (Hammamat Group, Geological Survey of Egypt, 1981) et dans le bassin de Jafr du sud de la Jordanie (Keegan *et al.*, 1990).

Les bassins de rifting de la province de Hoggar ont subi de fortes déformations en compression durant le Cambrien inférieur, autour de 518-520 Ma (Caby, 2003). L'intensité des déformations était au maximum près de la suture panafricaine Belt-Cratine de l'Afrique de l'Ouest. Cette intensité diminue vers le nord et vers l'est, mais les plis et les failles affectent également les formations du Proche Ténéré et du Hammamat au Niger et en Égypte.

Pour la même période, la tectonique compressive des bassins s'est produite le long de la marge sud-ouest du Craton ouest-africain (Villeneuve et Cornée, 1994), donnant naissance à la ceinture Rokelide.

Du point de vue géodynamique, le rifting et le magmatisme du Cambrien inférieur sont reliés à l'amincissement de la croûte orogénique et à l'activité tectonique (Burke *et al.*, 2003), tandis que l'événement de compression apparaît comme le dernier événement panafricain.

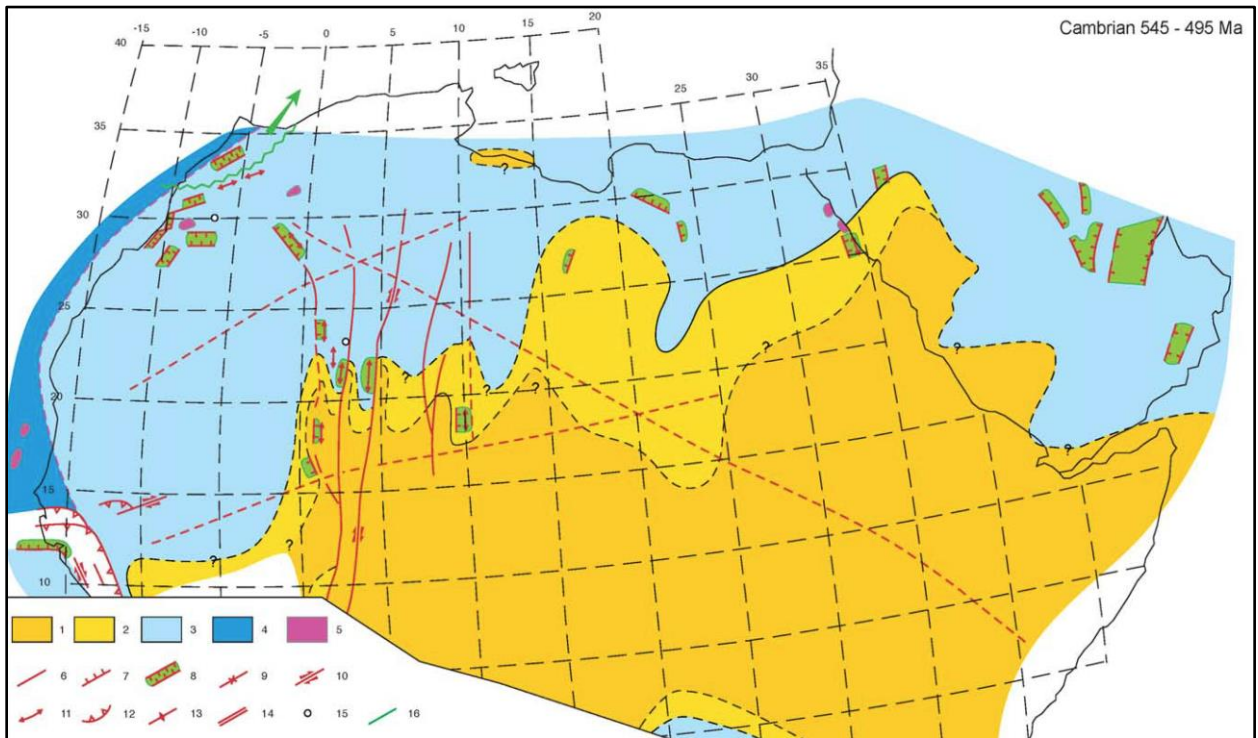


Figure 2.7 : Carte paléogéographique du Cambrien (545-495 Ma). (1) Terres continentales exposées; (2) bassin continental; (3) plate-forme; (4) pente et milieu marin profond; (5) magmatisme effusif; (6) failles; (7) faille normale; (8) bassins en extension; (9) axe de subsidence; (10) failles coulissantes; (11) axe d'antichlinal; (12) chevauchement; (13) uplift actif; (14); Ride océanique (15) complexe alcalin annulaire; (16) dyke (Guiraud et al., 2005).

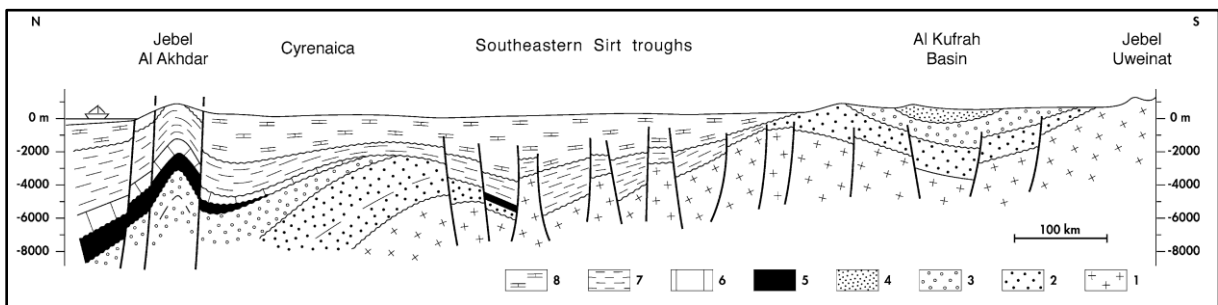


Figure 2.8 : Coupe géologique schématique à l'est de la Libye. Exagération verticale X 20. (1) socle panafricain; (2) Paléozoïque inférieur; (3) Paléozoïque terminal; (4) Mésozoïque indifférencié; (5) Trias; (6) Jurassique; (7) Crétacé; (8) Cénozoïque (Guiraud et al., 2005).

La grande plate-forme qui a débuté durant le Cambrien inférieur, localement déformée avant le Cambrien moyen, s'est développée sur l'Afrique du Nord et de l'Ouest, allant de la marge atlantique actuelle à l'Arabie.

Les tendances générales dans les paléoenvironnements peuvent être reconnues de l'Afrique centrale vers les marges ouest, nord et nord-est (Figure 2.7). Les dépôts varient de marin littoral à de marins profonds (Guiraud *et al.*, 2001; Carr, 2002).

Cette vaste région de l'époque cambrienne a montré des sédimentations marines diachrones en relation avec une transgression progressive. Des séries gréseuses fluviales ou d'estuaire ont été déposées dans de larges bassins, à l'image de la Formation d'Hassaoua en Libye, passant latéralement à des argiles vers le Maroc. Les épaisseurs sont généralement d'environ plusieurs centaines de mètres, sauf le long de certains hauts structuraux d'orientation Nord-Sud à Nord Est-Sud Ouest qui persistent dans l'histoire du Paléozoïque.

À la fin du Cambrien, une brève baisse du niveau de la mer a été enregistrée le long de la marge nord-africaine, ce qui reflète probablement, en partie, le soulèvement régional provoqué par une légère déformation tectonique (Fabre, 1988).

L'événement tectonique de la transition Cambrien-Ordovicien a été responsable de hiatus systématiques dans les séquences sédimentaires le long de la plate-forme nord-africaine (Figure 2.9) ainsi que dans le bassin de Tindouf (Boote *et al.*, 1998).

2.2.2.3 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant l'Ordovicien

Pendant l'Ordovicien, le nord de l'Égypte et le Soudan (Figure 2.10) ont enregistré l'intrusion de nombreux corps magmatiques qui ont entraîné le soulèvement de grandes zones (Guiraud et Bosworth, 1999). À l'ouest, des grès fluviaux et marins peu profonds ont été déposés, passant à des argiles vers le Maroc (Figure 2.9).

Les dépôts montrent des transgressions marines, initiées depuis le début du Trémadocien, qui alternent avec des séries de régressions mineures jusqu'au début de l'Ashgill (Carr, 2002). L'épaisseur de la série peut atteindre 1 200 m dans le bassin d'Al Kufrah, le long de la marge nord de Cyrenaica - Sirt et dans le bassin nord de Ghadamès (Wennekers *et al.*, 1996), alors qu'elles sont réduites le long des structures hautes d'orientation Nord-Sud.

Une rupture très fréquente dans la série, soulignée par des discordances angulaires avec la formation sous-jacente, indique l'influence d'un événement tectonique tel que le pré-Caradoc mineur (Ordovicien moyen) (Fabre, 1976, 1988; Guiraud et Bosworth, 1999).

L'Ordovicien terminal et, plus particulièrement, l'Ashgill supérieur ont enregistré une forte glaciation mondiale (glaciation Hirnantienne) responsable d'une baisse généralisée du niveau marin. L'Afrique du Nord-Ouest était située dans la zone paléo-Pôle Sud (Figure 2.5A). Les dépôts glaciaires sont fréquents, dans les domaines continentaux et marins (Guiraud *et al.*, 2005). Les lignes de rivage avancent vers le nord (Figure 2.10). Des sédiments marins peu profonds et marins d'origine glaciogène (principalement des argiles ou microconglomérats argileux) ont été déposés le long de la plate-forme nord-saharienne (Carr, 2002).

Ce bref événement climatique a été immédiatement suivi par une tectonique de faible ampleur mais largement enregistré. Ainsi, l'événement Taconien souligne la transition Ordovicien-Silurien. Les formations siluriennes discordantes recouvrent fréquemment des blocs surélevés ou inclinés et des collines d'origine glaciaire (Stump *et al.*, 1995; Crossley et McDougall, 1998; Guiraud et Bosworth, 1999; Klitzsch, 2000).

2.2.2.4 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Silurien

Le Silurien inférieur a d'abord été caractérisé par une déglaciation, impliquant une transgression majeure sur la plate-forme nord-africaine (Figure 2.11). Les domaines marins peu profonds se sont développés vers l'ouest et vers l'est avec une tendance N-S du Soudan au sud de l'Égypte (Schandelmeier et Reynolds, 1997; Guiraud *et al.*, 2001). Des argiles à graptolites ont été déposées en même temps que des systèmes gréseux fluviatiles sur les rivages et dans les bassins en domaine continental (Guiraud *et al.*, 2001).

Pendant le Silurien supérieur, les dépôts de grès ont dominé les séries sédimentaires, à l'image des grès d'Akakus, d'environnement marin peu profond du bassin d'Al Kufrah et de Murzuq (Sud-est et sud-ouest de la Libye respectivement). La sédimentation a été interrompue pendant la transition Silurien-Dévonien, en raison de l'instabilité tectonique et d'une baisse du niveau global de la mer. La présence fréquente des lacunes sédimentaires (Figure 2.9) et des discordances dans la série sédimentaire du Dévonien inférieur témoigne de l'influence de l'événement tectonique majeur calédonien.

Une étude synthétique des déformations qui se sont produites dans le nord et l'ouest de l'Afrique reste à faire. La connaissance du cadre tectonique des plaques, a permis, en particulier, d'analyser la collision acadienne qui s'est produite entre le Gondwana et la Laurasia (Torsvik, 1988) (Figures 2.5B and 2.12).

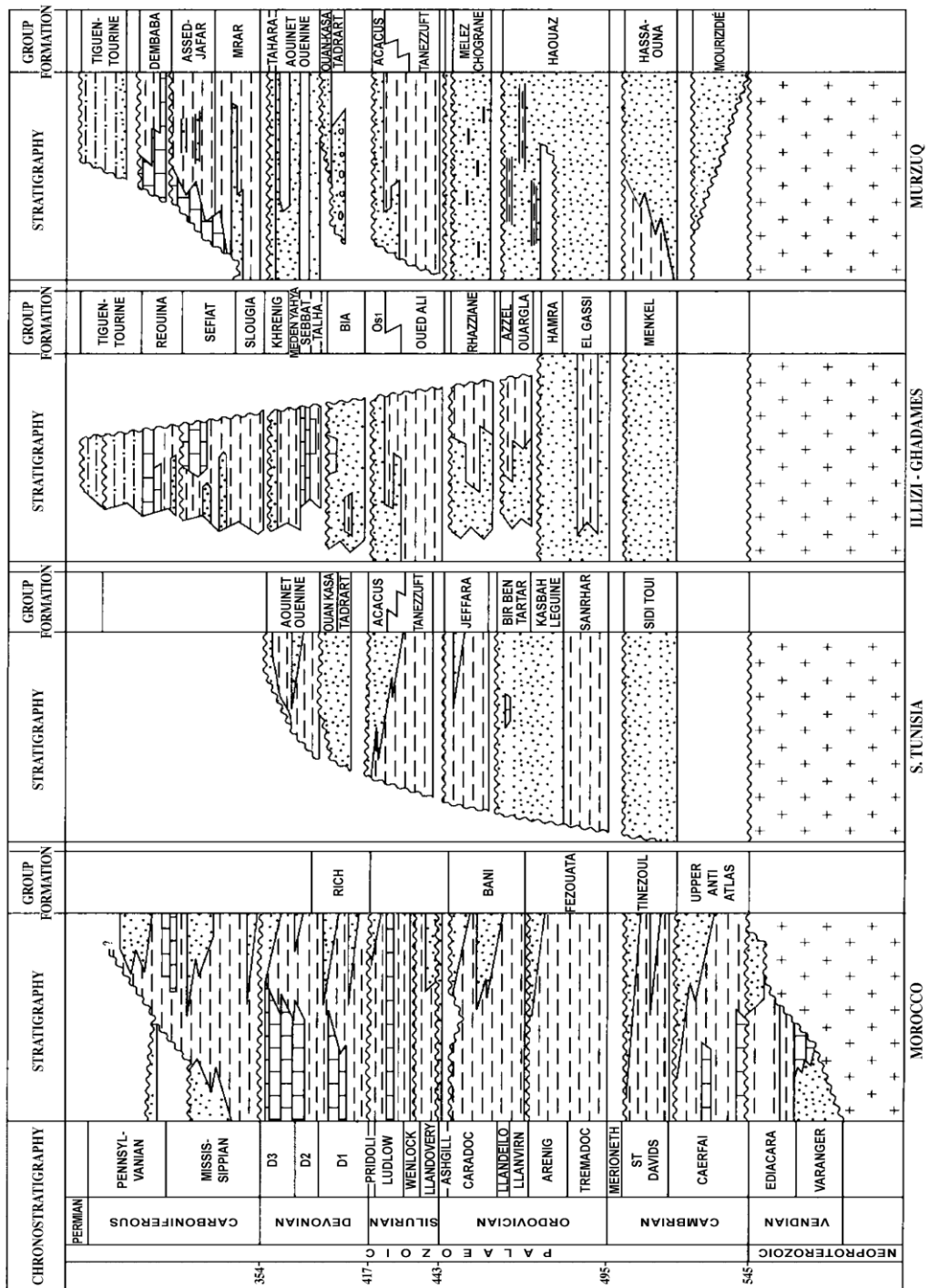


Figure 2.9 : La lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur simplifiée pour certaines zones du nord-ouest africain (Guiraud et al., 2005).

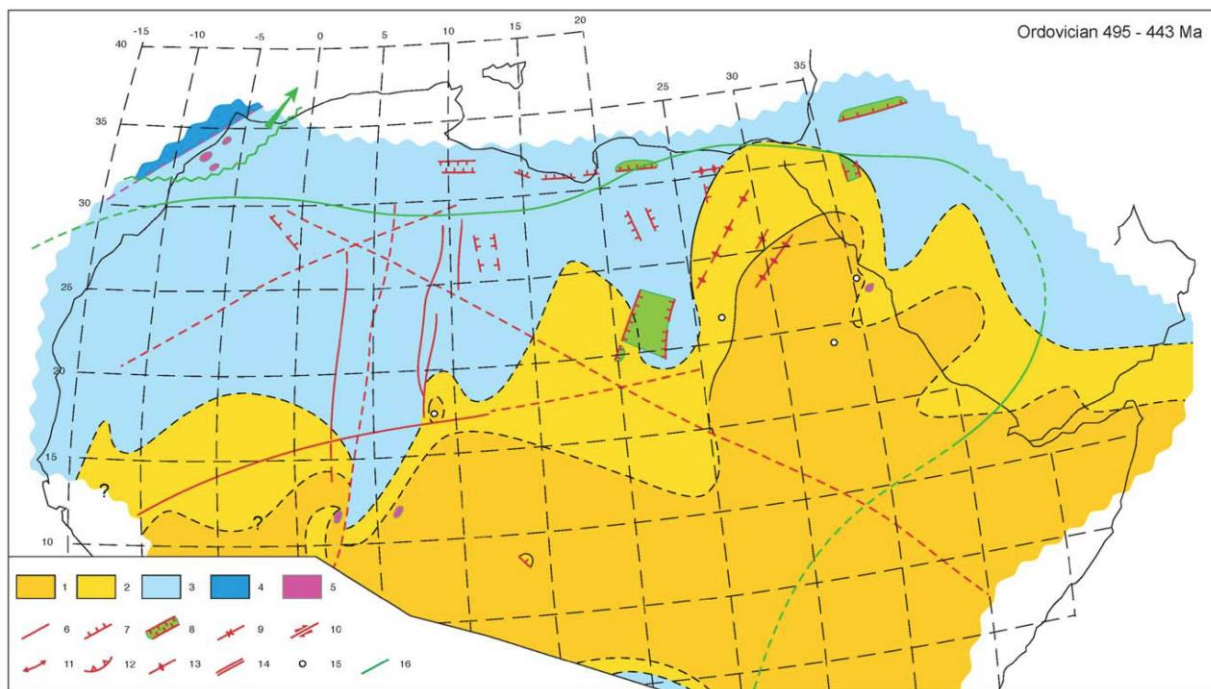


Figure 2.10 : Carte paléogéographique durant l'Ordovicien (495-443 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. La ligne verte montre l'étendue maximale de la dernière couche de glace d'Ordovicien (Guiraud et al., 2005).

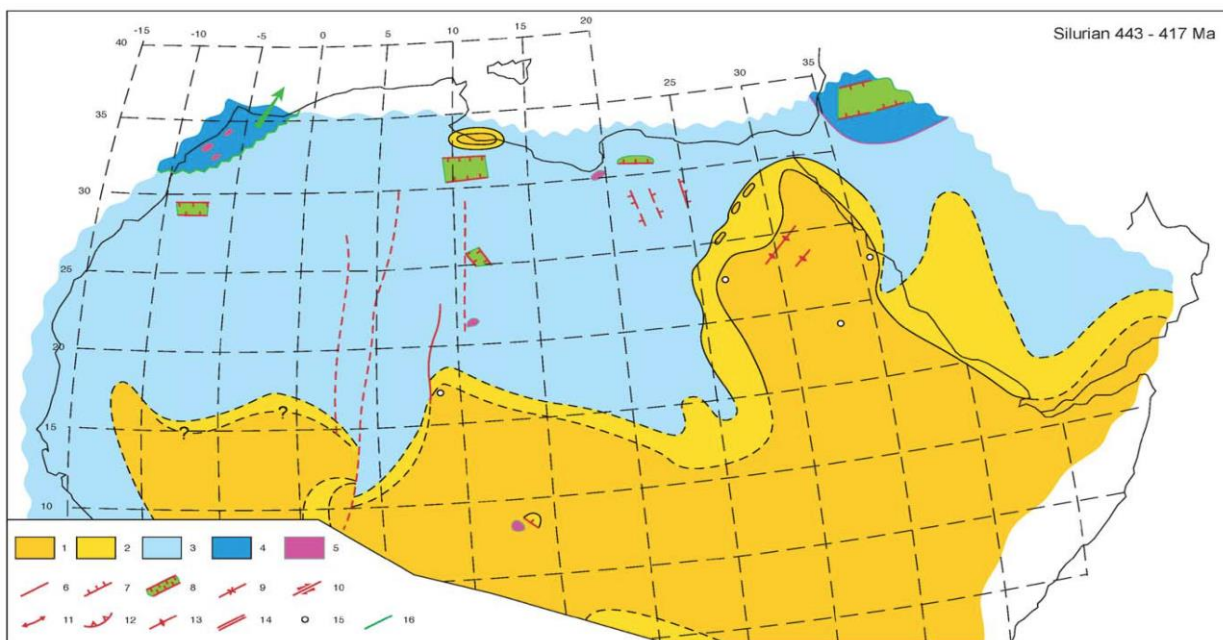


Figure 2.11 : Carte paléogéographique du Silurien (443-417 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud et al., 2005).

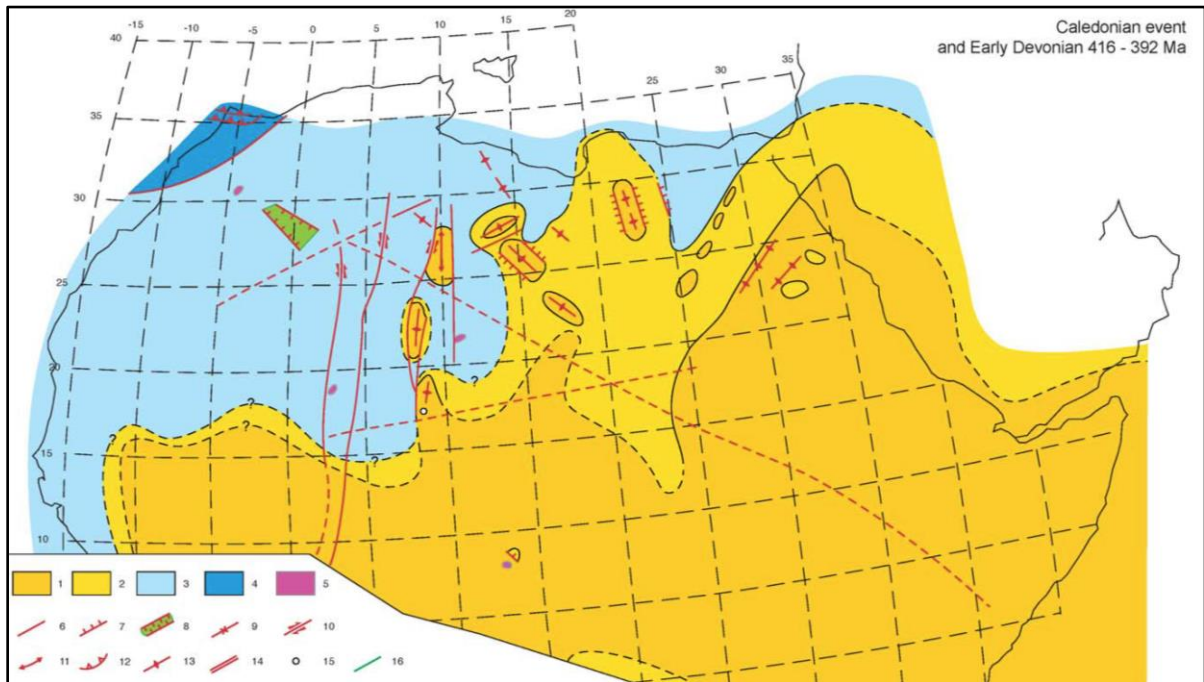


Figure 2.12 : Événement calédonien et carte paléogéographique du Dévonien (416-392 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud et al., 2005).

2.2.2.4 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Dévonien

La tectonique calédonienne a été accompagnée par une régression marine régionale, soulignée par la progradation, au début du Dévonien, des séries sédimentaires continentales de plaines d'inondation associées à un réseau en tresse dans les bassins du sud de l'Algérie et de la Libye et des séries de grès continentaux à l'image de la Formation de Tadrart dans les bassins d'Al Kufrah et de Murzuq (Figure 2.12). Au Nord, des dépôts de marée et des grès marins peu profonds occupent l'Afrique du Nord et évoluent en argiles marines peu profondes au Maroc (Carr, 2002).

La fin du Dévonien inférieur a enregistré une brève transgression marine au cours de l'Emsien, avec l'apparition de grès marins peu profonds de la plate-forme nord-africaine (Carr, 2002) et certaines séries carbonatées au Maroc et au nord-ouest de l'Égypte.

La transition entre le Dévonien supérieur et le Dévonien moyen a été marquée par un important événement tectonique régional : **l'évènement tectonique acadien** qui entraîne la réactivation des structures liées à l'ancien événement calédonien. Cet événement acadien a entraîné une érosion prononcée des structures calédoniennes et très souvent un amincissement significatif des formations du Dévonien.

Le Dévonien moyen et terminal a débuté par des séries sédimentaires transgressives qui correspondent généralement dans les bassins algériens et libyens aux argiles riches en matière organique radioactive.

Pendant cette période, les dépôts sédimentaires continentaux et marins ont une polarité générale du SSE au NNO (Figure 2.13). Ces séries sédimentaires sont perturbées par le soulèvement de quelques structures telles que l'Ougarta, l'Al Qarqaf (Carr, 2002), les structures de Tihemboka et de Tiririne High (Echikh et Sola, 2000). Les sédiments varient de conglomérats fluviatiles à des grès et des calcaires marins peu profonds.

Le grand développement sur la plate-forme algérienne et marocaine de faciès calcaire, y compris les faciès de récif, suggère un réchauffement climatique.

Des séries épaisses terrigènes ont été déposées le long de la marge cyrénaïque et du bassin de Ghadamès (Wennekers *et al.*, 1996), et de manière similaire le long du bord sud de l'Anti-Atlas (Soulaïmani *et al.*, 1997) (Figure 2.14) et dans la partie Nord et Centrale du Maroc (Coward et Ries, 2003).

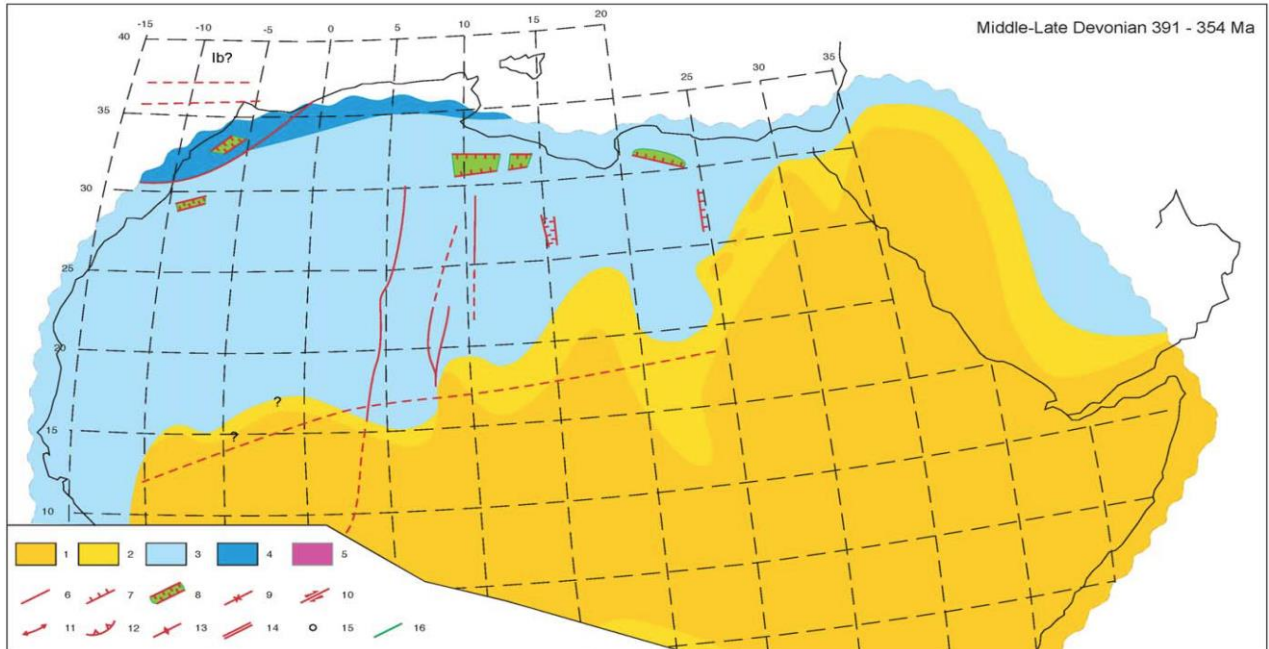


Figure 2.13 : Carte paléogéographique du Dévonien moyen à terminal (391-354 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. Ib, Ibérie (Guiraud *et al.*, 2005).

2.2.2.5 Les bassins sédimentaires et la tectonique durant le Carbonifère et le Permien, les évènements hercyniens

Les lacunes sédimentaires et les discordances angulaires observées dans les séries sédimentaires (Figure 2.9) du Carbonifère témoignent d'un événement tectonique qui a été enregistré autour de la transition Dévonien-Carbonifère le long de la plate-forme nord et ouest africaine, ainsi que sur la plaque arabe (Guiraud et Bosworth, 1999).

Les déformations correspondent à l'inclinaison des blocs, aux soulèvements et aux plis locaux associés au mouvement des failles majeures Nord-Sud.

Le long de la plate-forme nord-africaine, cet événement a entraîné des changements paléogéographiques mineurs, principalement à proximité de certains hauts structuraux élevés (Figure 2.14).

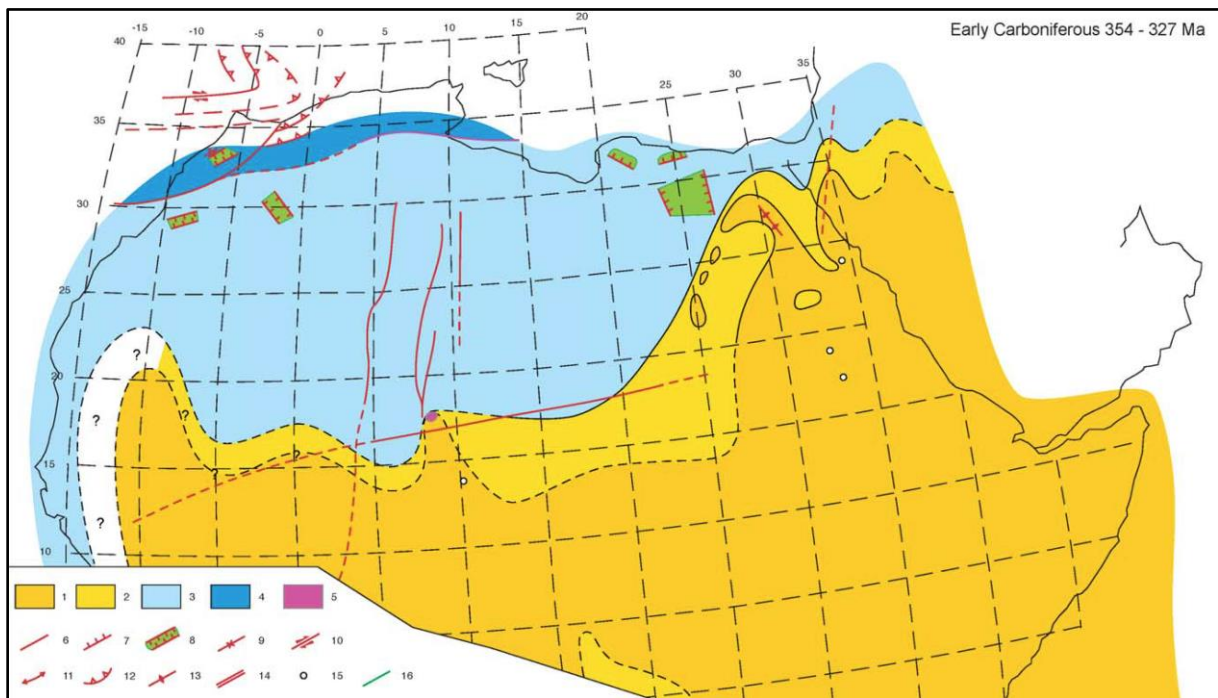


Figure 2.14 : Carte paléogéographique du Carbonifère inférieur (354-327 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud et al., 2005).

Le niveau de la mer a augmenté pendant le Carbonifère inférieur. Les séries sédimentaires sont orientées SE-NO en Libye, avec des transitions d'environnement de grès continentaux-marins, à des grès argileux et, puis, à des argiles d'environnement offshore (Carr, 2002).

Une plate-forme mixte carbonatée et silicoclastique se développe au cours du Viséen le long de la marge la plus septentrionale, comme dans certaines régions telle que la plateforme algéro-tunisienne et le Maroc (Figure 2.9).

L'instabilité tectonique au cours de la fin du Carbonifère inférieure (Viséen tardif-Serpoukhovien inférieur), est à l'origine des discordances locales dans les bassins algériens (Boudjema, 1987; Fabre, 1988) comme en Libye et en Égypte (Guiraud et Bosworth, 1999; Echikh et Sola, 2000).

Le bassin d'Al Kufrah a été largement soulevé et est devenu une terre soumise à l'érosion. Une déformation le long de faille coulissante dextre se produit le long des zones de failles N-S dans le sud de l'Algérie, en réponse au raccourcissement NE-SO (Boudjema, 1987).

Un raccourcissement plus fort, associé au métamorphisme, a été enregistré dans certains massifs maintenant localisés dans le centre du Maroc (Piqué, 2001).

Cet événement a entraîné une régression accentuée par un bref refroidissement du climat qui s'est produit au début du Bashkirien. Comme témoin de ce refroidissement, on retrouve le développement de dépôts glaciaires continentaux dans le nord du Zaïre, en Érythrée et dans le sud de l'Arabie (Schandelmeier et Reynolds, 1997).

Une transgression a suivi sur la plate-forme nord-africaine. Elle a atteint son maximum durant le Moscovien avec le développement d'évaporite puis d'une plate-forme carbonatée. Cette plate-forme s'étend vers le sud jusqu'au bassin de Tim Mersoï (Nord du Niger) et au nord jusqu'au bassin de Taoudenni (Mauritanie) (Figure 2.15), et fournit des preuves du climat chaud de l'époque.

Pendant cette période, une certaine instabilité tectonique a été enregistrée dans le bassin de Murzuq et le long de la plate-forme arabe au nord-ouest, avec de nombreux arcs et des bassins locaux actifs.

Cette instabilité a augmenté au cours du Carbonifère terminal. Ceci a entraîné un soulèvement général de la plate-forme saharienne et une sédimentation continentale terrigène dans les bassins restants, à l'image de la Formation de Tiguentourine dans les bassins d'Ilizi et de Murzuq (Figures 2.9, 2.16 et 2.17).

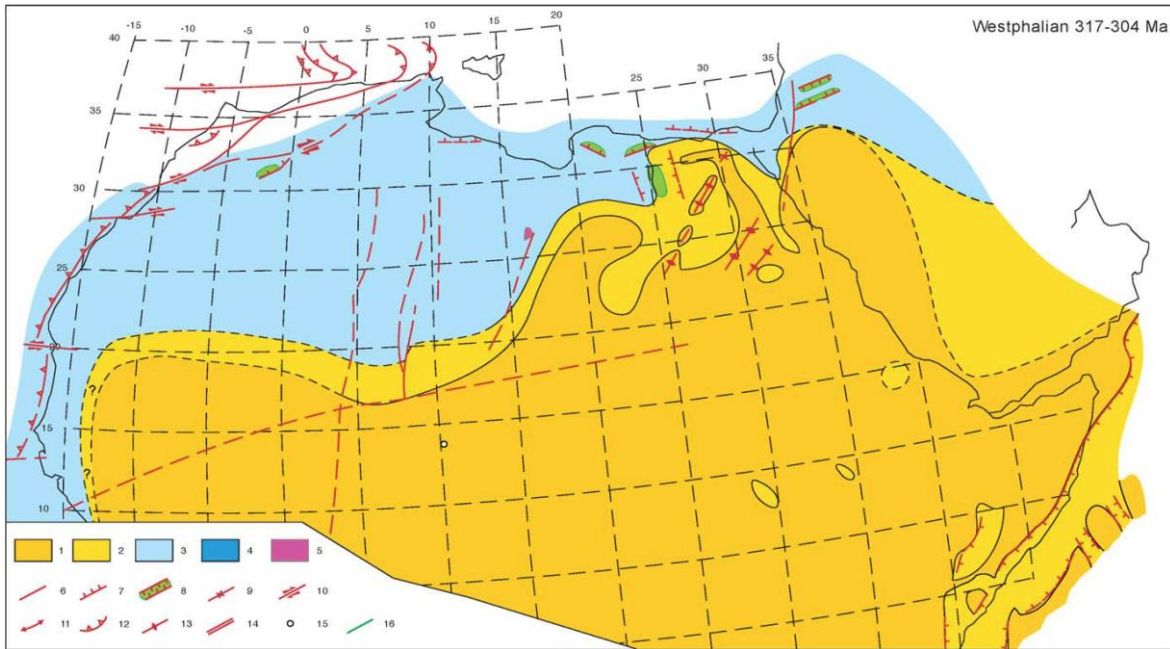


Figure 2.15 : Carte paléogéographique du Westphalien (317-304 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7 (Guiraud et al., 2005).

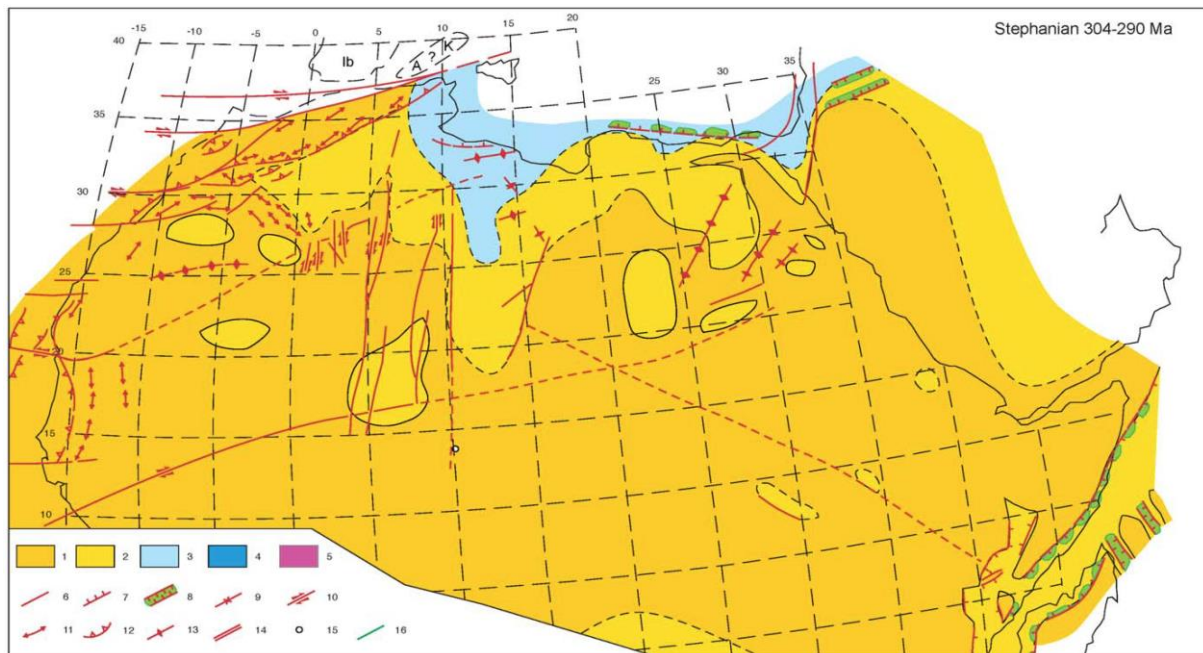


Figure 2.16 : Carte paléogéographique du Stéphanien (304-290 Ma), modifiée de Guiraud (2001). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. A, Alboran; Ib, Ibérie; K, Kabylie (Guiraud et al., 2005).

Le long de la plate-forme sud-saharienne, les environnements continentaux persistent jusqu'au Cénomanién terminal comme en témoignent les dépôts de la célèbre série « continentale intercalaire » (Kilian, 1931 ; Lefranc et Guiraud, 1990).

Les déformations tectoniques ont atteint leur paroxysme durant le Carbonifère supérieur - Permien inférieur, enregistrant en Afrique du Nord et en Afrique occidentale le principal stade de l'orogénèse hercynienne (Figure 2.17).

Durant le Carbonifère prédomine un raccourcissement NO-SE caractérisant le nord-ouest de l'Afrique (le Maroc, le nord de l'Algérie), alors que durant le Permien prédomine un raccourcissement E-W à ENE-OSO caractérisant la ceinture de Mauritanie et le sud de l'Algérie (Haddoum *et al.*, 2001).

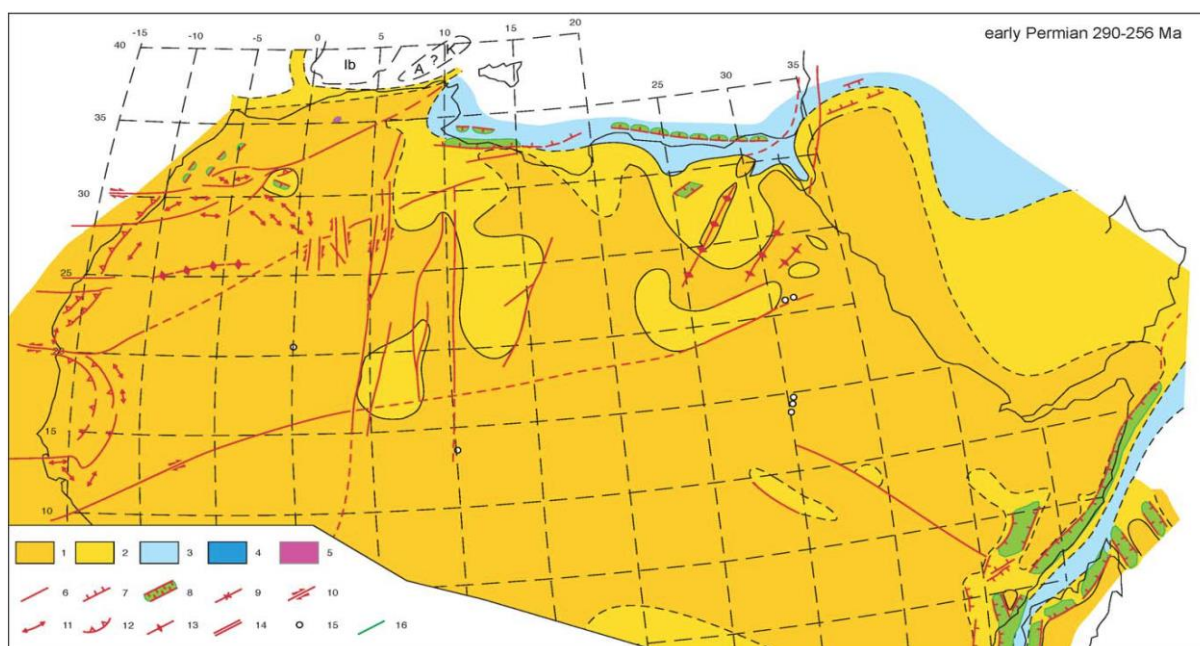


Figure 2.17 : Carte paléogéographique du Permien inférieur (290-256 Ma), modifiée de Guiraud (2001). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. A, Alboran; Ib, Ibérie; K, Kabylie. (Guiraud *et al.*, 2005).

Cette évolution apparaît à la suite de la fermeture progressive de l'océan Paléo-Téthys, du nord vers le sud (Ziegler, 1989 ; Matte, 2001) et de la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de la plaque africaine au cours du Carbonifère jusqu'au début du Permien (Merabet *et al.*, 1990).

Les bassins du Permien inférieur se sont formés de manière similaire et diachronique le long de la marge nord-africaine, du Maroc à l'Egypte (Figure 2.17).

Ceux-ci ont été remplis par des séries épaisses de sédiments continentaux (Maroc-Algérie), mixtes (en Egypte) ou marins (Sud du Tunisie, Nord-Ouest de la Libye) (Figure 2.18), alors que seules des séries continentales minces et locales ont été déposées le long de la plate-forme du Sud de Sahara, à l'image du bassin de Tim Mersoi, au nord du Niger.

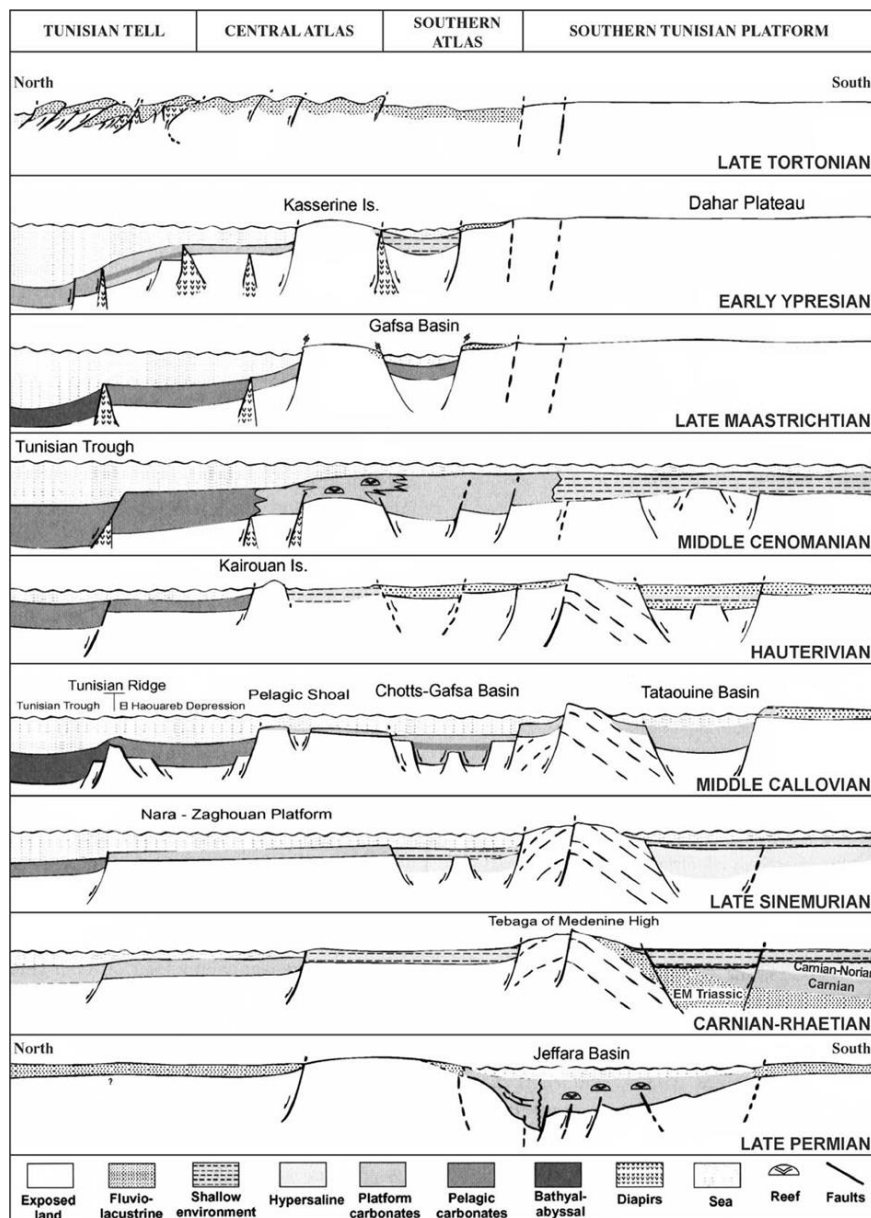


Figure 2.18 : Sections N-S d'interprétation des relations entre la sédimentation et la tectonique en Tunisie du Permien Supérieur au Tortonien (Guiraud et al., 2005).

L'érosion a augmenté dans l'ensemble du Permien, tandis que l'affaissement a affecté la marge de la Méditerranée orientale (Figure 2.19) en même temps que l'ouverture de la Néotéthys (Stampfli et Borel, 2002).

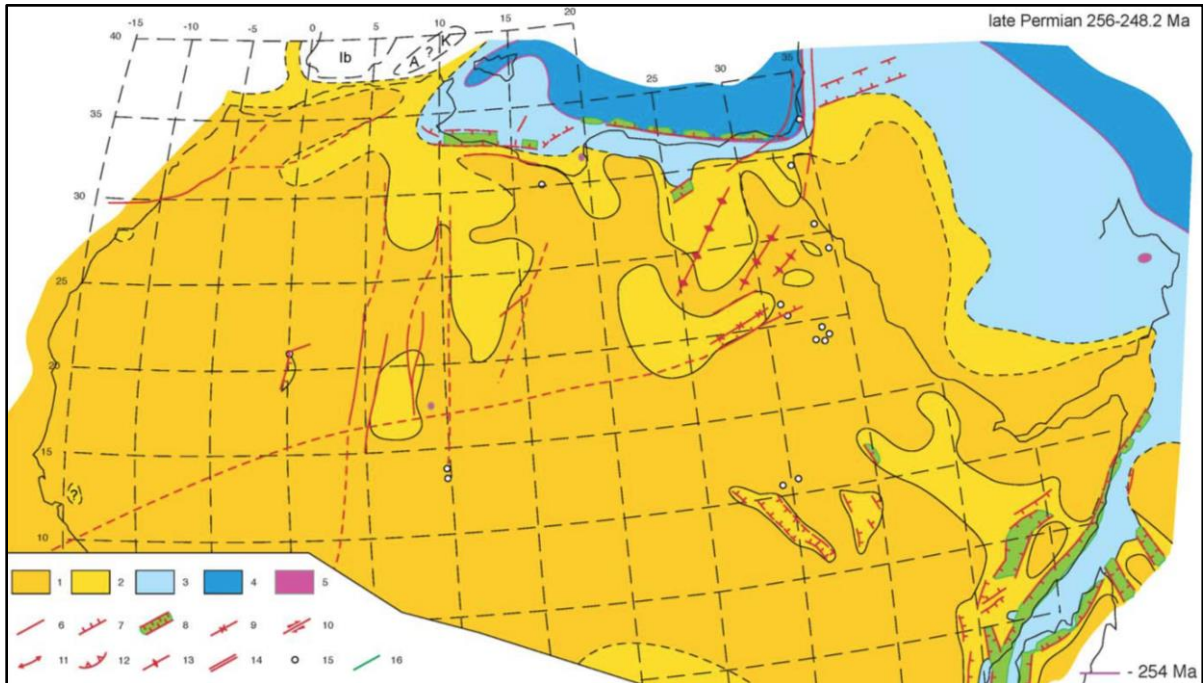


Figure 2.19 : Carte paléogéographique du Permien terminal (256-248,2 Ma). La légende est la même que celle utilisée dans la Figure 2.7. A, Alboran; Ib, Ibérie; K, Kabylie. (Guiraud et al., 2005).

Un régime général de contrainte a prévalu pendant la fin du Permien inférieur et le Permien supérieur, qui a favorisé le magmatisme, en particulier, dans le nord-ouest africain (Wilson et Guiraud, 1998; Guiraud et Bosworth, 1999). Une activité tectonique mineure a été enregistrée pendant la transition Permo-Trias le long de l'Afrique du Nord, entraînant des soulèvements (Echikh et Sola, 2000).

2.2.3. A l'échelle des bassins

2.2.3.1 Bassin sédimentaire de Ghadamès

L'histoire paléozoïque précoce du bassin a été contrôlée par la tectonique panafricaine d'orientation NW-SE, bien que peu d'évidences existent en raison de l'épaisseur des sédiments sus-jacents. Le bassin se rétrécit vers le sud, confiné entre les structures de Tripoli-Tibisti et de Tihemboka, dans le bassin de Murzuq (Figure 2.20).

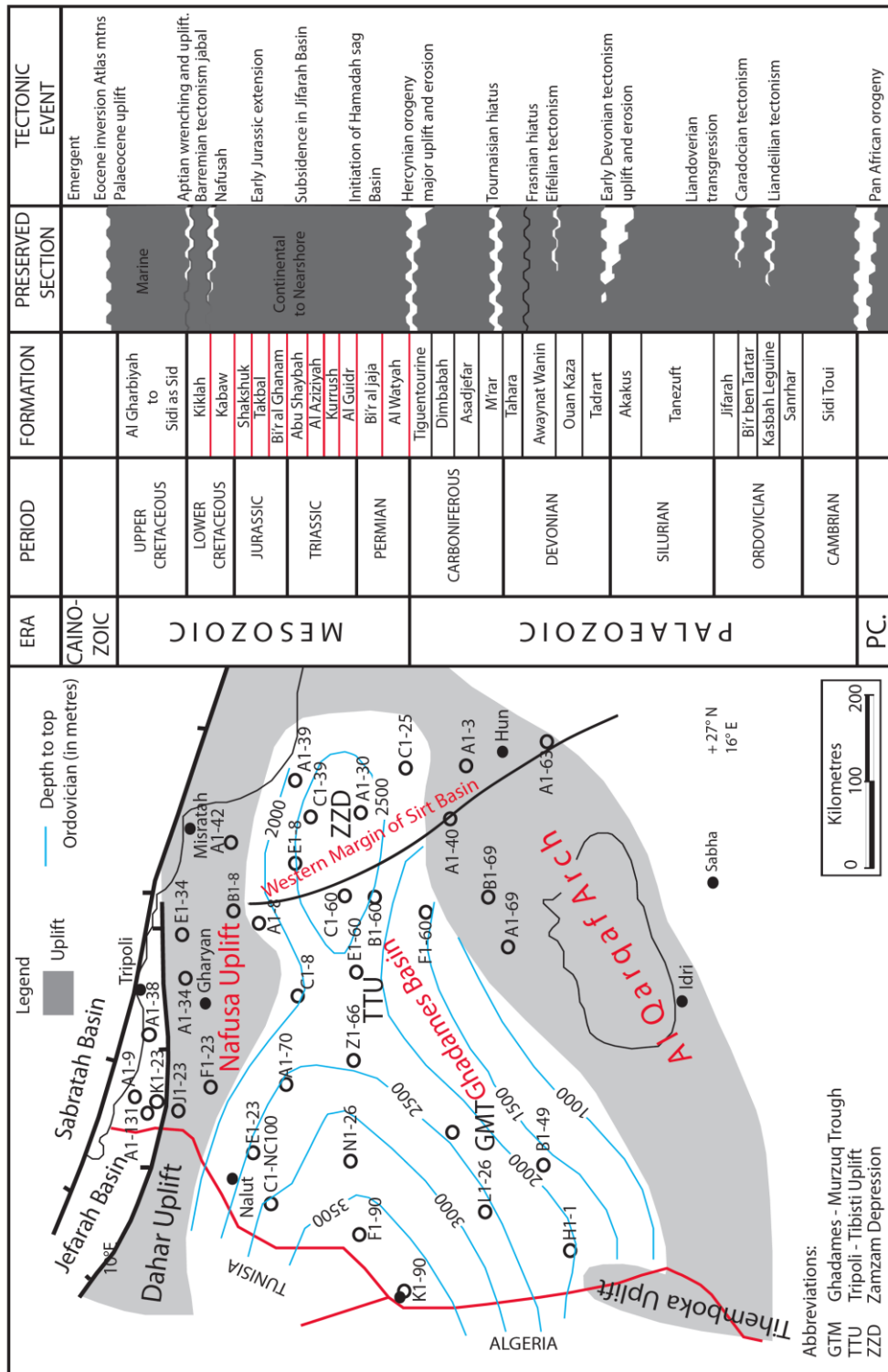


Figure 2.20 : Différents éléments structuraux liés aux bassins de Ghadamès et de Jefarah : l'histoire des événements tectoniques (d'après Hallett, 2002).

À l'est, la série paléozoïque du bassin s'amincit contre la structure Tripoli-Tibisti. Mais à l'ouest, le soulèvement de Tihemboka ne s'est pas étendu au-delà du champ d'Edjeleh (Au sud-

est du bassin de Ghadames). Ainsi, le bassin s'est élargi en une vaste cuvette s'étendant en Tunisie et en Algérie à l'ouest de la structure de Tihemboka. Les dernières pulsations de la tectonique panafricaine se font sentir jusqu'à l'Ordovicien.

Pendant les périodes Llandeilo, les soulèvements et l'érosion se sont produits sur les structures hautes de Tihemboka et d'Ahara en Algérie. Pendant le Caradoc, des plissements, des failles, des soulèvements et l'érosion se sont produits permettant l'érosion d'une grande partie de la série de l'Ordovicien inférieur à moyen et la mise en relief de la structure de Dahar en Tunisie.

C'est sur cette surface irrégulière que se dépose à la fin de l'Ordovicien des dépôts glaciaires. Durant cette période l'extrusion de plusieurs roches volcaniques accompagnent cette dernière phase tectonique identifiée dans plusieurs puits dans la partie orientale du bassin d'Illizi.

Dès le début du Silurien, des argiles de la série de Tanezuft sont déposées dans tout le bassin, mais les argiles radioactives « hot shales » du Rhuddanien sont déposées dans les environnements plus profonds en conditions d'oxydo-réduction. L'activité tectonique du Dévonien inférieur a entraîné le soulèvement et l'érosion des structures hautes autour et initiée la mise en place de la Formation d'Akakus dans le bassin.

La discontinuité de l'Eifélien à la base de la Formation d'Awaynat Wanin identifiée dans le bassin de Murzuq, est également présente dans le sud du bassin de Ghadamès. Une autre discontinuité a été enregistrée à la base du Frasnien associée à l'unité d'argiles radioactives « hot shale » connue localement par le terme de « Cues Calcaire ». Il s'agit de la deuxième roche mère identifiée dans la partie nord du bassin de Ghadamès.

La plupart des séries sédimentaires d'âge Tournaisien du bassin du Ghadamès sont absentes. Par contre, dans le bassin d'Illizi, ces mêmes séries présentent des variations d'épaisseur et une érosion différentielle sur le flanc nord-ouest de la structure de Tihemboka Ceci indique une activité tectonique continue pendant le Carbonifère inférieur.

L'orogénèse hercynienne atteint son paroxysme pendant le Carbonifère terminal et de nouvelles structures tectoniques majeures se sont formées, comme les structures d'Al Qarqaf et de Nafusah en Libye, de Dahar en Tunisie, de Talemzane et d'El Biod en Algérie.

Une érosion intense a affecté durant le Permien toutes les structures hautes entourant le bassin, telles que les structures de Nafusah et d'Al Qarqaf, jusqu'à leur racine cambro-ordovicienne.

Dans la partie libyenne du bassin, des tendances structurelles avec un alignement NE-SO ont été identifiées lors de l'orogénèse hercynienne (Figure 2.20).

2.2.3.2 Bassin sédimentaire de Jefarah

Le bassin de Jefarah a subi l'essentiel des déformations pendant l'orogénèse panafricaine (900-600 Ma) (Craig *et al.*, 2008). Cette orogénèse est interprétée par Bertrand et Caby (1978) comme étant le résultat d'une collision continentale entre les cratons d'Afrique de l'Ouest et l'Est.

La structuration du bassin a commencé avec l'orogénèse taconienne en régime tectonique compressive (Ordovicien moyen), qui a généré des soulèvements significatifs suivi de l'érosion, marqués par des lacunes et des discordances sédimentaires (Beuf *et al.*, 1971).

Cette orogénèse a entraîné la création de la structure de Nafusah (Telemzane) d'orientation structurale E-O, située au nord du bassin de Ghadamès et où les sédiments du Trias supérieur (notamment de la formation d'Azizia) recouvrent les séries du Paléozoïque (de l'Ordovicien et du Cambrien). Cela a été suivi par l'orogénèse calédonienne, qui s'est produite durant la période Silurien-Dévonien supérieur (Echikh, 1998).

Ensuite, l'orogénèse hercynienne (durant le Carbonifère terminal) s'est poursuivie par une structuration polyphasée compressive avec les premières signes apparus au Dévonien supérieur (Bouaziz, 1995).

Cette orogénèse, bien exprimée dans la partie nord du bassin de Ghadamès, a provoqué la réactivation de structures préexistantes telle que la structure de Nafusah (Telemzane), la réactivation des failles NNO-SSE (Bouaziz, 1995) et la déformation des séries du Paléozoïque suivie d'une érosion intense (Echikh, 1998).

Dans le bassin de Ghadamès, les sédiments du Trias supérieur s'étalent progressivement en discordance angulaire du sud vers le nord sur les séries sédimentaires du Paléozoïque.

Au cours du Permo-Trias, l'extension NW-SE a provoqué des variations d'épaisseur et des variations de faciès importantes de part et d'autre des blocs inclinés délimités par des failles normales (Boudjema, 1987).

La configuration du bassin a ensuite été restructurée avec la phase tectonique autrichienne du début du Crétacé (Bouaziz *et al.*, 2002).

Elle s'est poursuivie par l'orogénèse pyrénéenne, du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur, qui a conduit à la mise en relief et au remodelage des structures autrichiennes (Boudjema, 1987).

La phase compressive de l'Atlas a eu lieu au milieu du Tortonien et a été responsable de l'inversion des jeux de failles hercyniennes profondément enracinées, puisque plusieurs failles normales hercyniennes ont été localement inversées au cours de cette dernière phase orogénique (Echikh, 1998).

2.3. Contexte structural des bassins de Ghadamès et de Jefarah

Les événements tectoniques dans la zone d'étude, pour la plupart mineurs, sont enregistrés par des discordances reflétant l'inclinaison, le soulèvement et l'érosion des axes structuraux intracratoniques à différentes périodes du Phanérozoïque.

Les événements tectoniques affectant les bassins en Afrique du Nord correspondent étroitement aux événements majeurs liés à la fragmentation du Gondwana et de la Pangea et aux mouvements des plaques africaine, laurentienne et eurasienne (Craig *et al.*, 2008).

Le développement structural durant le Paléozoïque au Nord de l'Afrique peut être divisé en six phases tectoniques majeures :

2.3.1 L'orogénèse panafricaine

Le Gondwana représente l'assemblage des continents de l'Afrique, de l'Antarctique, de l'Amérique du Sud, de l'Australie et de l'Inde, qui faisaient, jadis, partie d'un seul supercontinent (Ben Rahuma, 2010) (Figure 2.6). La dislocation du supercontinent de Gondwana a été accompagnée par une intense déformation, appelée l'orogénèse panafricaine.

La dislocation du Gondwana a été complète autour de 540 Ma et a été suivie par le magmatisme post-orogénique qui a persisté jusqu'à 440 Ma pendant lequel les granites et les syénites ont été installés dans les ceintures mobiles séparant les principaux blocs cratoniques du Gondwana occidental. L'épaississement de la croûte a eu lieu, accompagné de soulèvement, de rifting et d'érosion. Le Nord de l'Afrique faisait partie de la marge passive du Gondwana occidental au début du Paléozoïque (Hallett, 2002).

En conséquence, la plate-forme Nord Africaine montre une succession de sous-bassins séparés par des structures hautes (Figure 2.21) situées au-dessus des principaux accidents

panafricains. De l'est à l'ouest, nous pouvons reconnaître la structure haute de Brak bin Ghanimah marquant la terminaison Est des bassins de Murzuq et de Ghadamès en Libye (Massa, 1988). La structure haute de Tihemboka sépare le bassin d'Illizi du bassin de Murzuq.

La structure de d'Amguid-El Biod constitue une crête d'orientation principale N-S séparant les bassins d'Illizi-Berkine des bassins de Mouydir - Oued-Mya à l'ouest. La structure haute d'Arak - Foum-Belrem constitue également une crête et formant ainsi le flanc oriental du bassin d'Ahnet. Enfin, la structure haute de Bled-el-Mass - Azzel-Matti constitue une crête limitant le bassin d'Ahnet du bassin de Reggane et est reliée vers le nord à la chaîne d'Ougarta. Certains sommets ont également une orientation E-O ou NE-SO, comme la structure haute d'Al-Qarqaf séparant le bassin de Ghadamès du bassin de Murzuq en Libye. De même, le haut structural d'Ahara a séparé les bassins d'Illizi et de Berkine, ce dernier étant lui-même délimité vers le nord par la structure haute de Talemzane-Dahar.

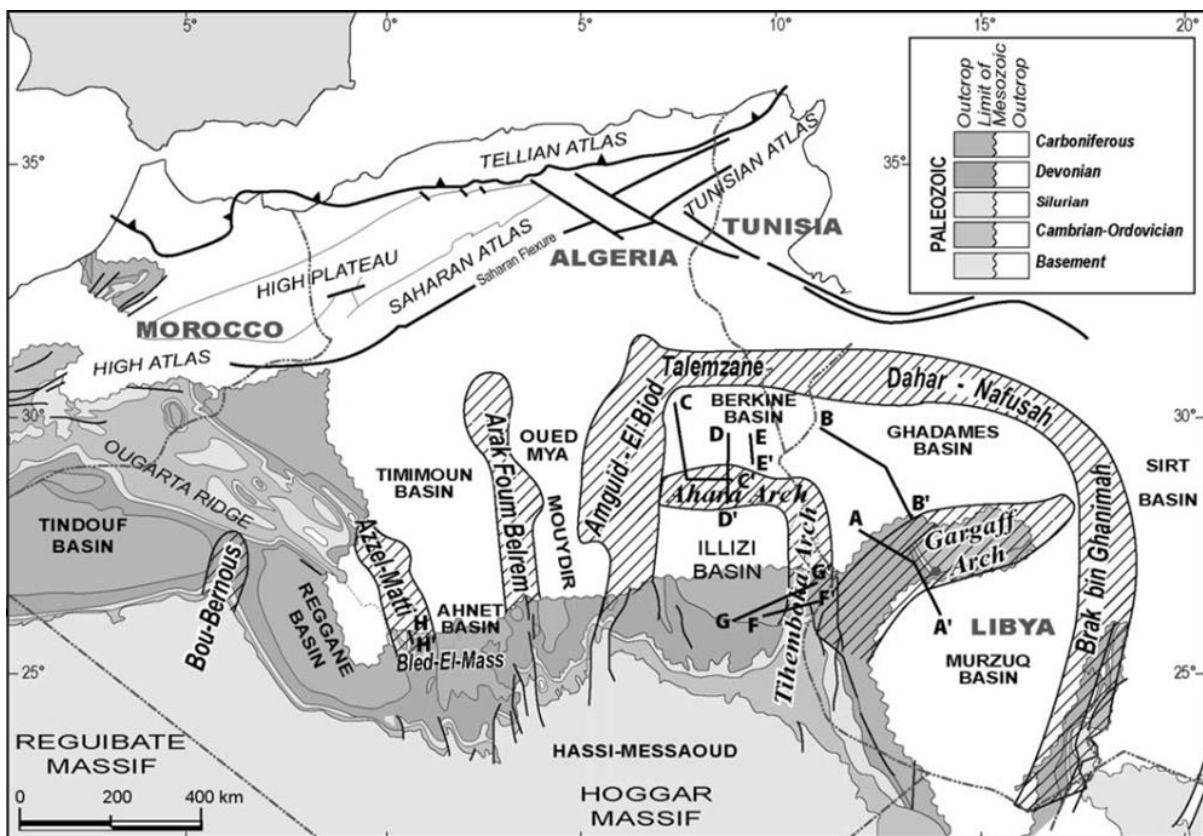


Figure 2.21 : Carte structurale montrant la localisation des structures hautes et les principaux bassins dans la plateforme saharienne (Eschard et al., 2010).

2.3.2 Phase d'extension infracambrienne

Pendant l'Infracambrien un mouvement tectonique en extension s'est produit. Les structures de cette période sont le résultat d'un cisaillement le long du linéament trans-panafricain (Schandelmeier *et al.*, 1987), et/ou de la création de demi-graben en corrélation avec l'effondrement en extension durant l'orogénèse panafricaine (Greiling *et al.*, 1994). Les dépôts infracambriens dans le bassin de Murzuq ont été définis en tant qu'une série intermédiaire, qui s'intercale entre les argiles légèrement métamorphisées, et la Formation de Hasawnah qui les recouvre, composée d'une série sédimentaire alternant les grès conglomératiques, les argiles et les silts (Jacqué, 1962; Bellini et Massa, 1980; Hallett, 2002; Burollet et Byramjee, 1969).

2.3.3 Phases tectoniques durant l'Ordovicien

Pendant l'Ordovicien, les terres soumises à l'érosion ont prédominé au nord de l'Égypte et au Soudan et ont enregistré l'intrusion de nombreux corps magmatiques. Ils ont entraîné le soulèvement de vastes zones (Guiraud et Bosworth, 1999).

A l'ouest du bassin de Ghadamès, des grès fluviatiles ont été déposés, passant latéralement à des argiles vers le Maroc. Les dépôts montrent des transgressions marines, initiant dès le début la discontinuité du Tremadoc. Intercalées des régressions mineures sont enregistrées jusqu'au début de l'Ashgill (Carr, 2002).

Les arrêts de sédimentation très fréquents dans la série sédimentaire, soulignée par les faibles discordances angulaires avec la formation sous-jacente, définissent un autre événement tectonique de l'Ordovicien celui du pré-Caradoc (Ordovicien moyen) (Fabre, 1976, 1988; Guiraud et Bosworth, 1999).

Cet événement tectonique était responsable de la déformation transpressive, accompagnée des plis le long des failles N-S s'étendant autour du Massif de Hoggar (Beuf *et al.*, 1971; Boudjema, 1987).

Durant l'Ordovicien terminal, les dernières séries sédimentaires de l'Ashgill ont enregistré une forte glaciation (la glaciation de Hirnantien) responsable d'une baisse globale du niveau de la mer.

Le nord-ouest de l'Afrique était situé dans la zone du paléo-pôle sud et des dépôts glaciaires sont très fréquents dans cette zone, tant dans le domaine continental que dans le domaine marin (Figure 2.22).

Ainsi, des dépôts marins peu profonds et des sédiments marins offshore d'origine glaciogénique (principalement de boue ou d'argiles micro-conglomératiques) ont été déposés dans le nord saharien (Carr, 2002).

Ce bref événement climatique fut immédiatement suivi d'un événement tectonique largement enregistré, le Taconien qui est un événement soulignant la transition Ordovicien-Silurien.

2.3.4 Phases tectoniques du Silurien

Le Silurien inférieur, a été caractérisé par une période de déglaciation, entraînant une transgression majeure dans la plate-forme nord-africaine. Cette transgression est caractérisée par des dépôts d'argiles et de graptolites riches en matières organiques, par exemple, dans la Formation de Tanezuft dans le bassin de Ghadamès.

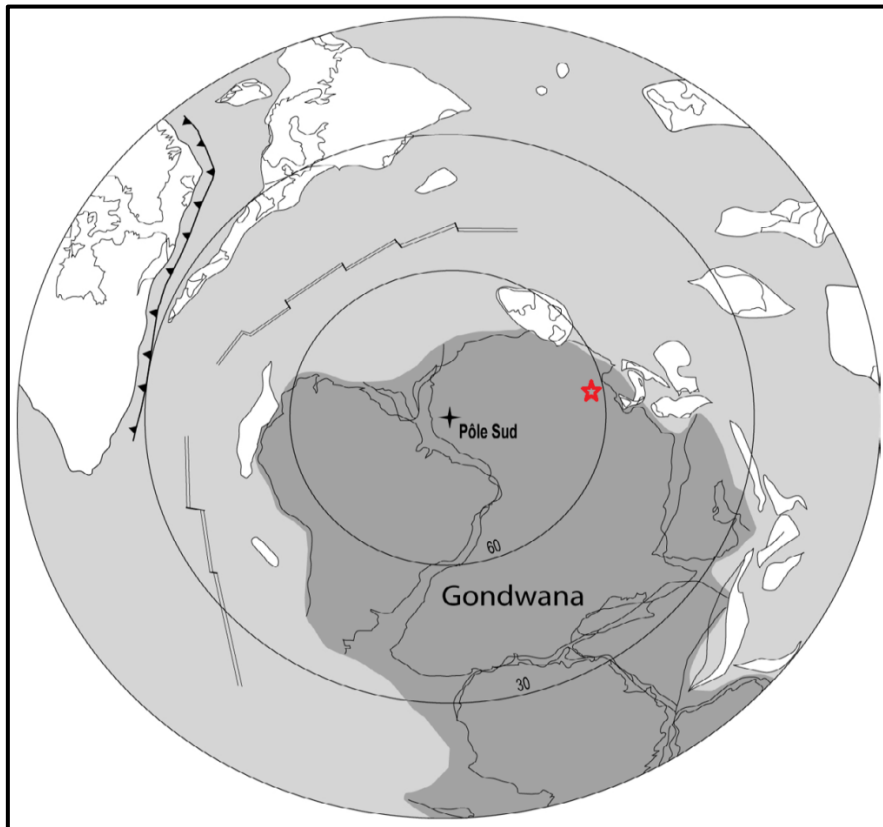


Figure 2.22 : Carte paléogéographique présentant la position polaire du super-continent Gondwana à l'Ordovicien supérieur (modifié d'après Cocks et Torsvik, 2002). La zone d'étude est présentée par une étoile.

Pendant cette période, le taux de subsidence diminue par rapport au taux de subsidence enregistré durant l'Ordovicien. Des exceptions ont eu lieu et des taux élevés de sédimentation ont été enregistrés pendant le Paléozoïque (Wennekers *et al.*, 1996) dans d'autres bassins : i) dans le bassin de Tinduf – Anti-Atlas localisé au Sud du Maroc (Destombes *et al.*, 1985) ; ii) dans le bassin de Ghadamès (Wennekers *et al.*, 1996) ; iii) dans le bassin du Murzuq (Wennekers *et al.*, 1996) ; iv) sur la marge libyenne dans le bassin Cyrenaica.

Pendant le Silurien supérieur, les dépôts ont été interrompus par la discordance calédonienne étendue à l'échelle régionale, reflétant un événement tectonique de rifting et de séparation crustale le long de la marge du Gondwana (Harland *et al.*, 1990).

Enfin, une compression dans l'ouest de la Libye et dans l'est de l'Algérie se produit et se traduit par un soulèvement important des hauts structuraux de Tihemboka et d'Al Qarqaf (Figure 2.20).

2.3.5 Phases tectoniques du Dévonien

Elles sont en nombre de trois :

- **Phase tectonique de l'Eifélien** (Dévonien moyen) : La première phase tectonique du Dévonien est celle de l'Eifélien et elle est reliée à l'Orogenèse hercynienne traduisant la collision entre Gondwana et Laurasia. Cette déformation le long du continent nord-africain s'est produite à la même période où un important soulèvement des bassins de Ghadames et d'Ilizi a eu lieu. Elle a également affecté les hauts structuraux de Tihemboka, d'Ahara, d'Al Qarqaf et de Brak-Bin Ghanimah pendant l'Eifélien supérieur (Boudjema et Tremolliers, 1987).
- **Phase tectonique du Frasnien** (Dévonien supérieur) : Cette phase tectonique majeure du Dévonien supérieur est au début du Frasnien (Echikh et Sola, 2000). Galeazzi *et al.*, (2009) ont interprété cette discordance du Frasnien comme étant le reflet d'une érosion locale d'une grande surface transgressive précoce frasnienne. Cependant dans nos travaux, nous n'interprétons pas cette surface comme une surface de discontinuité majeure.

L'élévation majeure eustatique du niveau de la mer durant le Dévonien supérieur est enregistrée par des dépôts d'argiles, de calcaires et des marnes au Nord de l'Afrique. Pendant la fin de la période frasnienne et au début de la période Famennien, un niveau d'argiles et de calcaires riches en matières organiques ont été déposés dans les bassins

algériens et libyens. Il s'agit d'un niveau remarquable constituant une excellente roche mère dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.

- **Phase tectonique du Strunien** (Dévonien terminal) : L'événement mi-acadien est un événement tectonique régional important qui entraîne souvent la réactivation des structures liées à l'ancien événement calédonien.

Pendant le Strunien, une nouvelle chute du niveau de la mer est à l'origine de la mise en place d'une série sédimentaire régressive constituée de dépôts fluviaux et deltaïques.

2.3.6 Phases tectoniques du Carbonifère –Permien

Un autre événement tectonique a été enregistré lors de la transition au début du le Carbonifère le long de l'Afrique du Nord. Ce dernier est marqué par les interruptions fréquentes des cycles sédimentaires ainsi que par le développement de discordances angulaires (Guiraud et Bosworth, 1999).

Les déformations associées à cet événement correspondent à un mouvement de failles majeures orientées N-S qui sont associées à des plis et des soulèvements locaux. Cet événement tectonique correspond au premier stade de l'orogénèse hercynienne (la discordance acadienne) (Guiraud *et al.*, 2005).

Dans les bassins de Murzuq et d'Al Kufrah (au sud de la Libye), des déformations intra-carbonifères ont été identifiées, alors que des caractéristiques de déformation équivalentes sont manquantes à l'ouest (dans les bassins algériens). Echikh (1998) a indiqué que les dépôts du Tournaisien sont absents dans les bassins de Ghadamès et d'Illizi.

Durant le Carbonifère inférieur, des dépôts marins à deltaïques peu profonds se sont produits dans la plupart des régions de l'Afrique du Nord et reflètent une élévation du niveau marin, tandis que le Carbonifère supérieur est dominé par des dépôts silicoclastiques marins.

Durant le Carbonifère supérieur en raison de l'orogénèse hercynienne, des plis et des soulèvements associés à cette orogénèse s'installent et des zones de dépôts continentaux sont prédominantes dans la plupart des régions de l'Afrique du Nord-Ouest (sauf dans le Nord-Ouest de la Libye et de la Tunisie).

Durant cette phase majeure de l'orogénèse hercynienne, les sédiments du Carbonifère et du Permien ont été exposés à une érosion intensive.

Les structures hautes de l'Afrique centrale et septentrionale ont été réactivées au début du Carbonifère et durant le Permien (Jassim *et al.*, 2002).

2.3.7 Les structures hautes régionales et les bassins sédimentaires

La zone d'étude est délimitée régionalement par quatre structures hautes et deux bassins sédimentaires issus des différentes phases tectoniques durant le Paléozoïque expliquées précédemment. Ces structures et ces bassins sont expliqués ci-dessous.

Pendant le Paléozoïque inférieur, la structure d'Ahara (datée du Cambrien-Dévonien) sépare les bassins de Berkine et d'Illizi (Figure 2.21). En outre, le bassin d'Illizi a été délimité, au sud, par une autre structure, celle du Hoggar.

La structure de Tihemboka est développée pendant le Paléozoïque moyen séparant les bassins de Murzuq et d'Illizi. Les cartes d'isopaque et les schémas stratigraphiques suggèrent que cette structure se poursuit au nord-ouest avec la structure haute d'Ahara, en Algérie, et la structure haute d'Al Qarqaf en Libye (Galeazzi *et al.*, 2009).

Les failles dans la région de Tihemboka témoignent de l'activité tectonique durant le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur.

Durant le Paléozoïque inférieur, une structure haute existe à l'ouest du bassin d'Illizi mais elle est fortement masquée par la discontinuité hercynienne et la tectonique ultérieure développée sous forme de failles dans la structure d'Amguid-El Biod (Figure 2.21) (Beuf *et al.*, 1971).

La tectonique peu intense du Paléozoïque moyen de la plateforme saharienne a été corrélée à la déformation maximale de l'orogénèse calédonienne pendant la période fin du Silurien au Dévonien inférieur (Beuf *et al.*, 1971, Fabre, 1976).

Toutes les structures hautes du Paléozoïque et celles formées pendant le pré-Trias définissent clairement les contours des bassins identifiés au Paléozoïque. Elles sont liées, donc, au soulèvement régional et aux différentes déformations associées à l'orogénèse hercynienne.

À l'ouest des bassins de Berkine et de Ghadamès, la cartographie de la discordance hercynienne montre une tendance transgressive associée à la réactivation des accidents du

Paléozoïque terminal avec une orientation vers le nord c'est-à-dire vers la zone du Hoggar. Il s'agit d'une tendance structurale en accord avec l'orientation de la faille d'Amguid-El Biod. Au nord, la structure de Dahar révèle au sommet des séries du Paléozoïque inférieur.

2.3.7.1 Structure haute d'Al Qarqaf

La structure haute d'Al Qarqaf localisée au Sud du bassin de Ghadamès présente une orientation structurale OSO-ESE et sépare le bassin de Murzuq du bassin de Ghadamès en Libye (Figure 2.23).

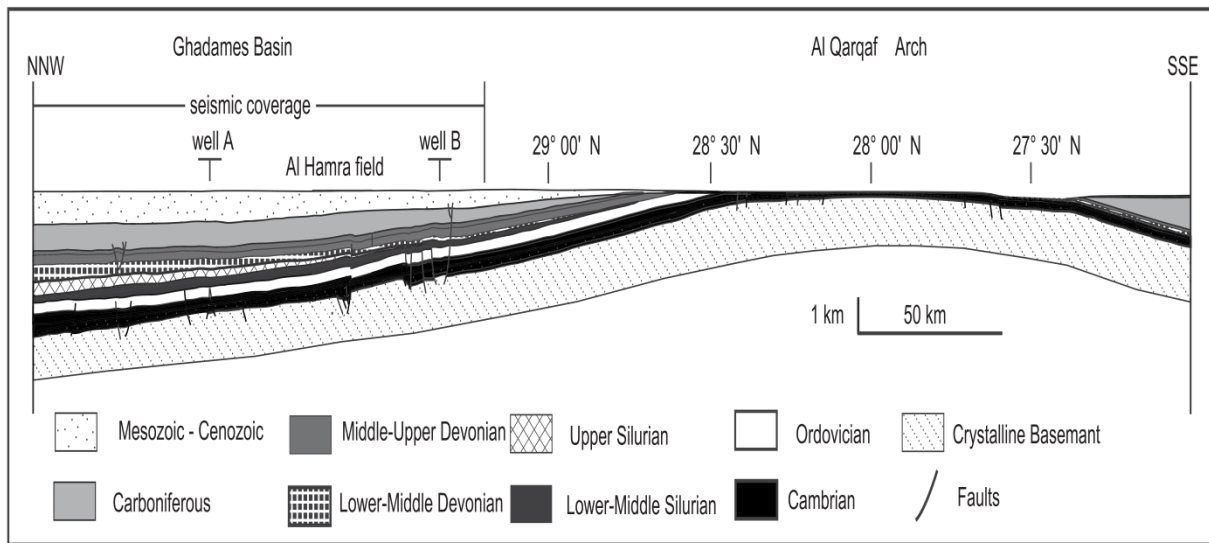


Figure 2.23 : Coupe d'orientation NNW-SSE d'une longueur totale d'environ 406 km montrant la structuration de la partie sud du bassin de Ghadamès et de la partie nord du bassin de Murzuq (D'après Carruba et al., 2014).

Elle couvre une superficie de 25 000 km² à l'affleurement et sa partie centrale est formée par le Jabal Hasawnah, s'élevant à une altitude de 800 m. La structure actuelle de ce haut structural montre un relief qui expose les séries paléozoïques et précambriennes à une altitude de +800 m, comparée à la profondeur de -5180 m des mêmes séries sédimentaires dans le bassin de Ghadamès (Hallett, 2002).

La structure d'Al Qarqaf est surmontée par les séries ordoviciennes plongeant à l'ouest de la structure et par les séries du Dévonien supérieur localisées sur son flanc sud. Le flanc nord de la structure est caché sous la couverture sédimentaire du Crétacé. Les observations à l'affleurement et par la télédétection montrent un modèle de fractures et de failles avec une orientation générale dominante OSO-ESE.

Plusieurs roches granitiques et métamorphiques imprègnent le socle précambrien dans la zone de Jabal Hasawnah. Elles sont datées de la période panafricaine (551 à 476 Ma). Les granites et les roches métamorphiques conservent des preuves de l'âge des reliques du Protérozoïque.

Ces séries sédimentaires font partie de la ceinture remobilisée panafricaine qui affleure dans les montagnes occidentales de Tibisti. Il est probable que la tendance panafricaine NO-SE a déterminé les schémas de dépôts au début du Paléozoïque.

Les sédiments du Dévonien supérieur et du Carbonifère ont été déposés dans un large bassin peu profond qui s'étend probablement sur la structure d'Al Qarqaf et peut-être à l'Est. Cette phase se termine par l'orogénèse hercynienne qui est à l'origine de la structure d'Al Qarqaf. Presque toute la série sédimentaire du Paléozoïque a été érodée depuis. Cette structure haute a continué à influencer la sédimentation jusqu'à nos jours (Hallett, 2002).

Le soulèvement progressif de la zone d'Al Qarqaf s'est produit principalement pendant trois stades tectoniques mis en évidence par les discordances intra-silurienne, siluro-dévonienne et hercynienne (Figure 2.24).

Les failles normales actives pendant la période Cambrien - Ordovicien, ont été réactivées sous forme de plis en contexte compressif à la fin du Carbonifère, probablement lors de l'orogénèse hercynienne qui a affecté la bordure nord de la plaque africaine (Carruba *et al.*, 2014).

2.3.7.2 Structure haute de Nafusah

La structure haute de Nafusah se présente comme une crête d'orientation principale est-ouest séparant le bassin de Ghadamès du bassin de Jefarah (Figure 2.20).

Elle s'étend sur 400 km de Misratha, à la frontière tunisienne, et, est prolongée en Tunisie par la structure haute de Dahar et en Algérie par la structure haute de Talemzane. Elle est délimitée au nord par la faille de Jefarah et le bassin de Jefarah et au sud par le bassin de Ghadamès. La marge sud est également partiellement faillée (Hallett, 2002).

Au début du Paléozoïque, la zone de Nafusah faisait partie du bassin de Ghadamès et une épaisse série sédimentaire du Paléozoïque était déposée. L'orogénèse hercynienne a transformé la partie Nord du bassin de Ghadamès en une structure haute d'orientation E - O qui a subi une érosion intense pendant le Permien. Les séries cambro-ordoviciennes recourent le mésozoïque sur une grande partie du reste de la structure de Nafusah.

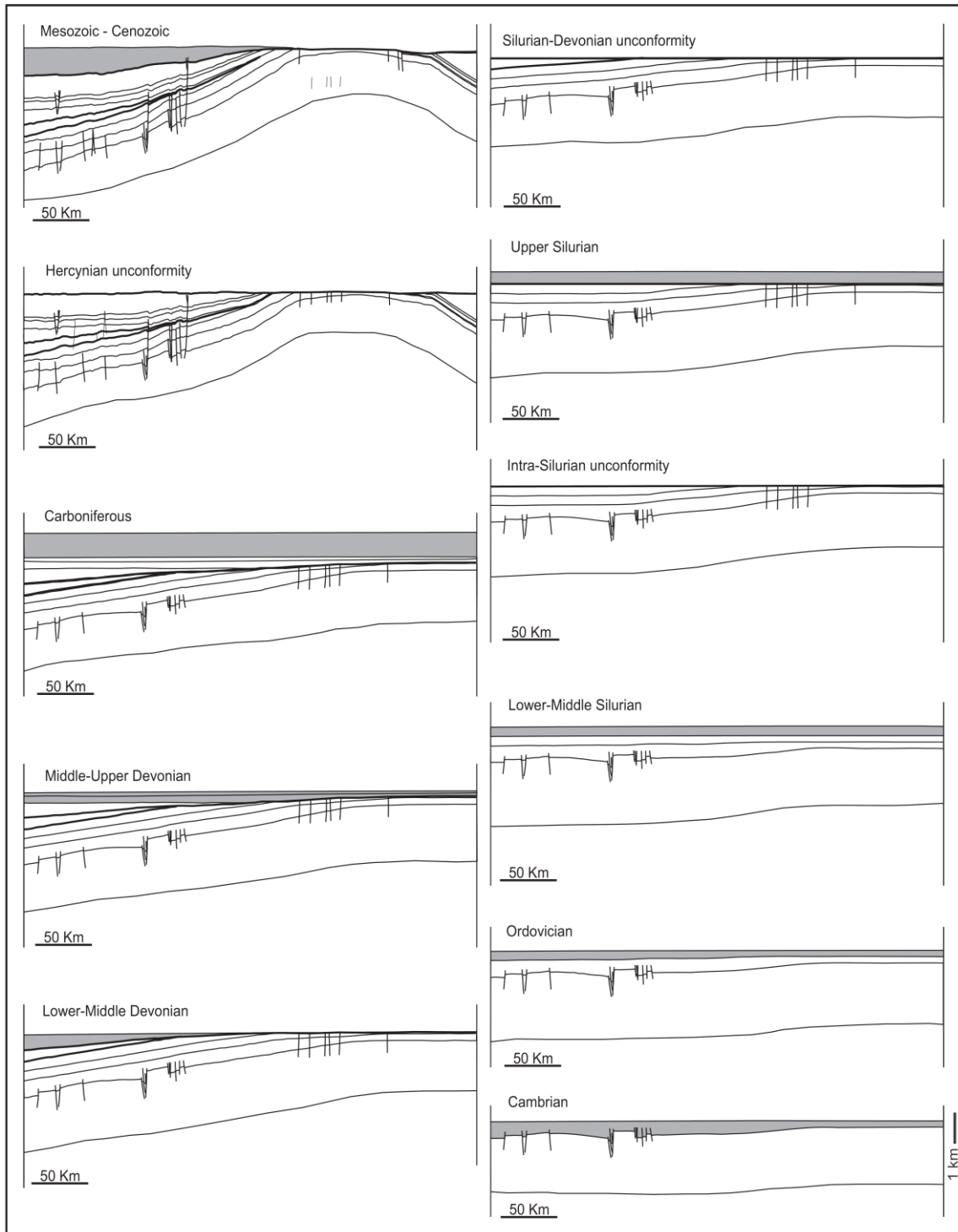


Figure 2.24 : Évolution du bassin du Ghadamès en relation avec la structure d'Al Qarqaf en 11 étapes du Cambrien au Méso-Cénozoïque (Carruba et al., 2014).

Pendant le Permien, le soulèvement de la structure de Nafusah a créé une barrière entre les séquences marines de la Téthys au nord et les séries continentales post-tassiliennes au sud. Au Trias, la structure avait été considérablement réduite en hauteur et des sédiments du Trias, du

Jurassique et du Crétacé se sont déposés à la fois sur la structure de Nafusah et dans le bassin mésozoïque au sud. La structure de Nafusah a été réactivée au milieu du Tertiaire en réponse à la fermeture de la Téthys. Elle a été soumise à un soulèvement accompagné d'une réactivation de la faille de Jefarah (Hallett, 2002).

2.4. Contexte sédimentaire des bassins de Ghadamès et de Jefarah

Les bassins de Ghadamès et de Jefarah remplis par des sédiments principalement paléozoïques sont recouverts par une série sédimentaire du Mésozoïque et du Tertiaire. La plupart des sédiments paléozoïques sont constitués de grès d'environnements continentaux, et de transition avec le marin. Les sédiments paléozoïques sont plus épais au centre du bassin et s'amincissent progressivement vers les structures d'Al Qarqaf et de Nafusa (Hammuda 1980), (Figure 2.25).

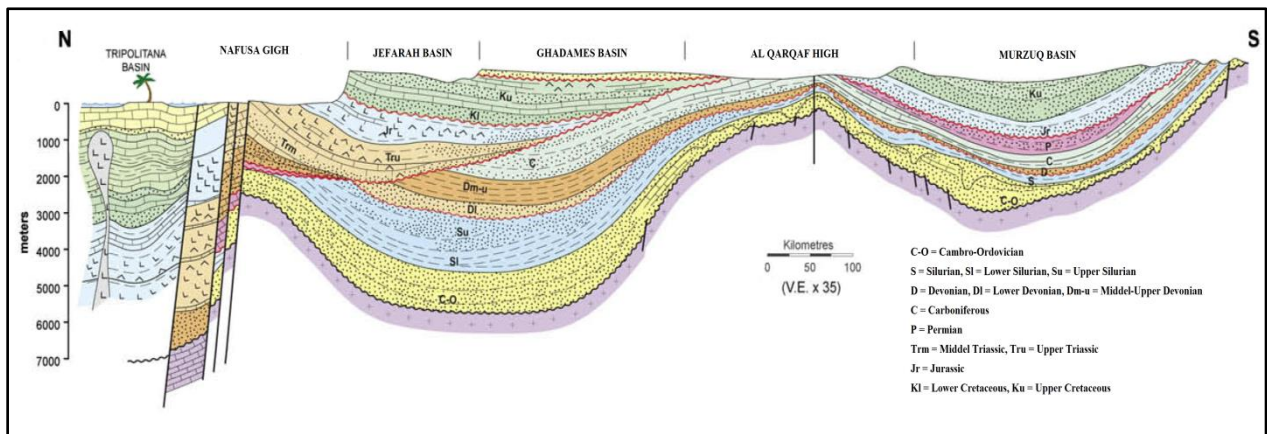


Figure 2.25: Profil N-S depuis le Bassin de Ghadamès au Nord jusqu'au Bassin de Murzuq au Sud (d'après Galeazzi et al., 2009).

2.4.1. Contexte sédimentaire durant le Cambrien

Le Cambrien correspond à la Formation d'Hasawnah introduite par Massa et Collomb (1960). Dans le bassin de Ghadamès, elle est composée de grès quartzeux grossier jusqu'à 1 000 m d'épaisseur. Elle est considérée comme l'équivalent à la Formation de Sidi Toui dans le bassin de Jefarah (Figure 2.26). La Formation d'Hasawnah contient des spores d'âge Cambrien. Aucune évidence de palynomorphes du Cambrien n'a été constatée dans les puits au nord-est de la structure d'Al Qarqaf.

2.4.2. Contexte sédimentaire durant l'Ordovicien

Il est constitué autour de quatre formations sédimentaires (Figure 2.26) :

- **La Formation d'Ash Shabiyat (Tremadoc)**

Il représente un intervalle sédimentaire correspondant à une inondation maximale et est essentiellement constituée de grès marins silteux contenant des tigillites abondantes, ainsi que des traces de fossiles de Cruziana et d'Harlania.

Dans la partie nord du Bassin de Ghadamès, Deunff et Massa (1975) ont défini la formation de Sanrhar constitué de grès argileux de plus 100 m d'épaisseur qui recouvre la Formation de Sidi Toui. Sur la base de l'analyse des brachiopodes et des microplanctons, elle appartient au Tremadoc.

- **La Formation d'Hawaz (Ordovicien moyen, Llanvirn-Llandeilo)**

La formation d'Hawaz a été définie par Massa et Collomb (1960) pour la partie sud du bassin de Ghadamès. Elle est composée de grès quartzitiques à grains fins, avec de fines intercalations d'argilites et d'abondants tigillites et stromatolites, avec éventuellement des ooïdes ferrugineux à sa base (Bellini et Massa, 1980).

La Formation d'Hawaz a été décrite à partir d'une section de 120 m d'épaisseur dans la structure d'Al Qarqaf, et a été interprétée comme un système fan-delta (Vos, 1981a). La formation varie en épaisseur de 50 m (à Dor al Qussah) à 280 m (dans la structure d'Al Qarqaf), alors qu'en subsurface dans le bassin, elle varie de 30 à 170 m d'épaisseur (Pierobon, 1991).

Dans le bassin de Jefarah, Deunff et Massa (1975) ont défini une autre unité de grès à grains fins contenant des oolites ferrugineuses nommée la Formation de Kasbah Leguine (Figure 2.26).

La Formation d'Hawaz est probablement d'âge Ordovicien moyen (Llanvirn-Llandeilo) (Klitzsch, 1981).

NOMENCLATURE OF FORMATIONS		STRATIGRAPHIC ATTRIBUTIONS	
		S AL QARQAF AREA N	TRIPOLITANIA
PERMIAN	SAKMARIAN - UFLMIAN	AL WATYAH	
CARBONIFEROUS	STEPHANO - PERMIAN	TIGUENTOURINE FACIES	
	MOSCOVIAN	UPPER	DEMBABA
	BASHKIRIAN	LOWER	
	SERPUKHOVIAN	ASADJEFAR	ASADJEFAR
	WISEAN	M'RAR	M'RAR
UPPER TOURNAISIAN			
DEVONIAN	STRUNIAN	TAHARA	TAHARA
	FAMENNIAN	AWAYNAT WANIN IV	AOUINAT OUENINE IV
	FRASNIAN	AWAYNAT WANIN III	AOUINAT OUENINE III
	GIVETIAN	AWAYNAT WANIN II	AOUINAT OUENINE II
	EIFELIAN	AWAYNAT WANIN I	AOUINAT OUENINE I
	EMSIAN	OUAN KAZA	OUAN KAZA
	PRAGIAN	TADRART	TADRART
	LOCHKOVIAN		
SILURIAN	PRIDOLI		
	LUDLOW		
	WENLOCK		
	M - UPPER LLANDOVERY		
	LOWER LLANDOVERY		
ORDOVICIAN	ASHGILL	MAMOUNIYAT	JEFARAH
	CARADOC	MELAZ SHUQRAN	
	LLANDEILO	HAWAZ	BIR BEN TARTAR
	LLANVIRN		KASBAH-LEGUINE
	ARENIG		
TREMADOC	ASH SHABIYAT	SANRHAR	
CAMBRIAN	UPPER ?	CAMBRIAN	HASAWNAH
	MIDDLE		
	LOWER		
INFRACAMBRIAN			
PRECAMBRIAN	SOCLE		

Figure 2.26 : Nomenclature stratigraphique et datation des séries sédimentaires du Paléozoïque définies au Nord du bassin de Ghadamès (Région tripolitaine et sud de la Tunisie) et au Sud du bassin de Ghadamès (Section géologique de la zone d'Al Qarqaf) d'après Massa (1988).

- **La Formation de Melàz Shuqràn (Caradoc)**

La Formation de Melàz Shuqràn a été introduite par Massa et Collomb (1960) à partir d'une section de 60 m d'épaisseur dans la partie sud du bassin de Ghadamès. Elle se caractérise par une faune abondante de trilobites, de cystoïdes, de bryozoaires et de brachiopodes (Bellini et Massa, 1980). Cette formation représente des environnements transgressifs marins, et est d'âge Caradoc dont la datation est basée sur le premier cycle glacio-marin (Bellini et Massa, 1980).

Au nord des Ghadamès (Région tripolitaine) et du bassin de Jefarah (Figure 2.26), cette formation s'appelle Bir Ben Tartar, qui comprend environ 100 m de grès fins, avec des intervalles d'argiles rouges (Deunff et Massa, 1975).

- **La Formation de Mamouniyat (Ashgill)**

La Formation de Mamouniyat a été introduite par Massa et Colomb (1960) sur la base d'une section type de 150 m d'épaisseur localisée dans la partie sud du bassin de Ghadamès. Il se compose principalement de grès fins et de grès conglomératiques, avec une faune rare, contenant des brachiopodes ashgilliens (*Hirnantia* et *Plectothyrella*). Elle représente le deuxième cycle glacio-marin, et est recouverte par l'argile de Tanezuft du Silurien (Klitzsch, 1981).

La Formation de Mamouniyat est probablement corrélée à la Formation de Jefarah dans le bassin de Jefarah (Figure 2.26). La Formation de Jefarah comprend 80 à 150 m de microconglomérats et d'argiles stratifiées d'origine glacio-marine contenant des brachiopodes, des ostracodes et des acritarches, qui indiquent un âge Caradoc. Sur cette unité se trouve une séquence carbonatée de biostromes et de bryozoaires qui contient des conodontes d'âge Ashgill. La série carbonatée est bien développée dans le puits CI-NC 143 où elle atteint une épaisseur de 140 m.

El-ghali (2005) propose dans la Figure 2.27 les modèles sédimentaires des dépôts durant l'Ordovicien supérieur. La Figure 2.27A donne la première avancée glaciaire accompagnée d'une élévation relative du niveau marin, ce qui a entraîné la formation d'une surface d'érosion sous-glaciaire (SB) dans les zones proximales et peu profondes et la mise en place d'une surface transgressive (TS) dans les zones distales caractérisées par des sédiments argileux d'offshore–shoreface (FA2). La Figure 2.27B explique le modèle sédimentaire durant la

période de retrait glaciaire. Le système a commencé à prograder en raison d'un flux élevé de sédiments entraînant la mise en place des dépôts deltaïques (FA3) à influence des marées.

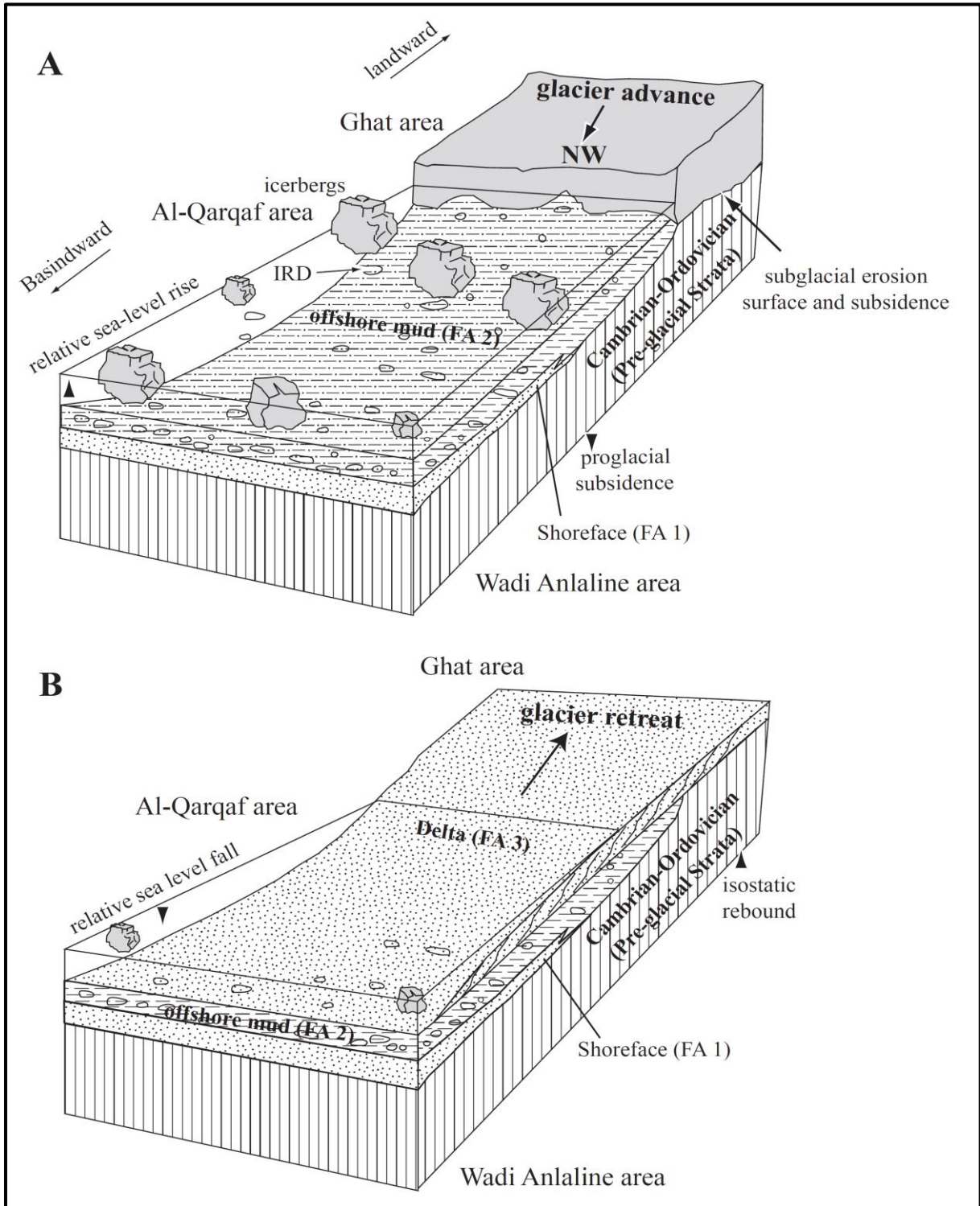


Figure 2.27 : Modèle sédimentaire durant l'Ordovicien Supérieur (El-ghali, 2005).

2.4.3. Contexte sédimentaire durant le Silurien

La retraite de la calotte glaciaire à la fin de l'Ordovicien, fut suivie d'une grande transgression marine, due en partie à la fonte des glaces, et qui s'étend sur une grande partie de l'Afrique du Nord et de l'Arabie. Deux formations sédimentaires traduisent le contexte sédimentaire et les séries du Silurien :

- La Formation de Tanezuft (Llandovery)

La Formation de Tanezuft (présentant jusqu'à 700 m d'épaisseur) est constituée par des argiles marines profondes, définies à sa base par des argiles à graptolites et des argiles intercalées avec des grès à stratification entrecroisée et ondulée (Bellini et Massa, 1980 ; Klitzsch, 1981).

Elle comprend toute la séquence des argiles qui se dépose sur les sables de Mamouniyat d'âge Ordovicien supérieur et sous-jacente à la Formation d'Akakus d'âge Silurien moyen-supérieur (Figure 2.26).

Les séries sédimentaires les plus profondes de cette formation ont tendance à être des argiles riches en matières organiques, probablement déposées sous une colonne d'eau stratifiée avec des eaux de fond anoxiques (Klitzsch, 1968).

Massa et Collomb (1960), Collomb (1962) et Massa (1988) ont rapporté la présence de graptolites dans la Formation de Tanezuft appartenant aux biozones 18 à 22 du Llandovery (Figure 2.28).

D'autres auteurs, tel que Hoffmeister (1959) ont signalé que les *Ambitisporites* étaient les plus anciennes spores connues dans la Formation de Tanezuft dans le bassin de Murzuq. Gray et Boucot, (1971) ont attribué ces spores au Llandovery sur la base des graptolites identifiés. Richardson et Ioannides (1973) ont rapporté un assemblage diversifié de miospores, d'acritarches et de chitinozoaires associés aux graptolites du Silurien du nord-ouest de la Libye. Ils ont conclu que leurs assemblages étaient de l'âge Wenlock-Ludlow terminal. Les données ci-dessus suggèrent que la Formation de Tanezuft s'étend de l'âge de Llandovery dans le bassin de Murzuq et dans la partie méridionale du bassin de Ghadamès, à Wenlock ou Ludlow inférieur dans le bassin de Ghadamès, qui reflète une régression dans le nord du bassin pendant le Silurien.

DEVONNIEN	LOCHKOV (= GEDINNIEN)	ZONES
		SUBZONES & INTERZONES
SILURIEN	PRIDOLI	<ul style="list-style-type: none"> - <i>M. hercynicus</i> - <i>M. praehercynicus</i> - <i>M. uniformis</i>
	LUDLOW	<ul style="list-style-type: none"> . <i>M. transgrediens</i> Interz. - <i>M. perneri</i> - <i>M. boučeki</i> - <i>M. lochkovens</i> . <i>M. pridoliensis</i> Subz. - <i>M. ultimus</i> - <i>M. parultimus</i>
	WENLOCK	<ul style="list-style-type: none"> - <i>M. fragmentalis</i> - (Zone non encore établie) 36 - <i>M. fritschi linearis</i> & <i>M. leintwardinensis</i> 35/34 - <i>M. chimaera</i> (<i>M. scanicus</i>) 33 - <i>M. colonus</i> (<i>M. nilssonii</i>)
		<ul style="list-style-type: none"> 32 - <i>M. vulgaris</i> - <i>M. deubeli</i> - <i>M. praedeubeli</i> . <i>M. dubius</i> & <i>Gothogr. nassa</i> Interz. - <i>M. dubius parvus</i>
	LLANDOVERY	<ul style="list-style-type: none"> 31 - <i>Cyrtogr. lundgreni</i> . <i>M. testis</i> Subz. . <i>Cyrtogr. radians</i> Subz. 30 - <i>Cyrtogr. ellesae</i> - <i>Cyrtogr. perneri</i> - <i>Cyrtogr. ramosus</i> } Bohême 29 - <i>M. belophorus</i> (= <i>flexilis</i>) 28 - <i>Cyrtogr. rigidus</i> 27 - <i>M. riccartonensis</i> 26 - <i>Cyrtogr. murchisoni</i> - <i>Cyrtogr. centrifugus</i>
LLANDOVERY	<ul style="list-style-type: none"> 25 - <i>M. spiralis</i> 24 - <i>M. griestoniensis</i> 23 - <i>M. crispus</i> 22 - <i>M. turriculatus</i> . <i>Rastrites linnaei</i> Subz. 	
LLANDOVERY	<ul style="list-style-type: none"> 21 - <i>M. sedgwickii</i> 20 - <i>M. convolutus</i> 19 - <i>M. gregarius</i> . <i>M. pribyli</i> . <i>M. pectinatus</i> } Subz. . <i>M. argenteus</i> . <i>M. triangulatus</i> } BOHEME . <i>Dipl. magnus</i> } Subz. . <i>M. triangulatus</i> } ANGL. . <i>M. triangulatus</i> 	
LLANDOVERY	<ul style="list-style-type: none"> 18 - <i>M. cyphus</i> 17 - <i>Cystogr. vesiculosus</i> 16 - <i>Akidogr. acuminatus</i> - <i>Akidogr. ascensus</i> 	
ORDOV.	ASHGILL	<ul style="list-style-type: none"> - <i>Glyptogr. persculptus</i> - <i>Diplogr. bohemicus</i>

Figure 2.28: Définition des biozones à graptolites du Silurien en Libye (Massa, 1988).

Gambacorta *et al.*, (2016) propose dans la Figure 2.29 le modèle sédimentaire de la mise en place durant le Silurien inférieure de la Formation de Tanezuft déposée dans des conditions periglaciaires marines sur la marge nord de Gondwana. La partie basale de cette séquence

sédimentaire se caractérise par des faciès riches en matières organiques. Le modèle proposé simule les conditions des eaux profondes fortement anoxiques et des paramètres mésotrophes lors du dépôt de la Formation Tanezuft.

Le maximum de la transgression a été atteint lors du Llandovery moyen (Legrand, 1985), et est enregistrée par le dépôt des argiles « hot shales » du Silurien, ou argiles à graptolites de la Formation de Tanezuft. Cette transgression a été associée à une élévation globale et rapide du niveau de la mer au début du Silurien.

Ceci est bien documenté, outre sur la marge du Gondwana, dans le craton nord-américain et en Chine (Ross et Ross, 1988). Les « hot shales » du Silurien présentent jusqu'à 17% de TOC et un kérogène principalement de type I-II prédominant. Elles constituent la roche mère la plus prolifique de la plateforme saharienne (Boote *et al.*, 1998; Lüning *et al.*, 2000).

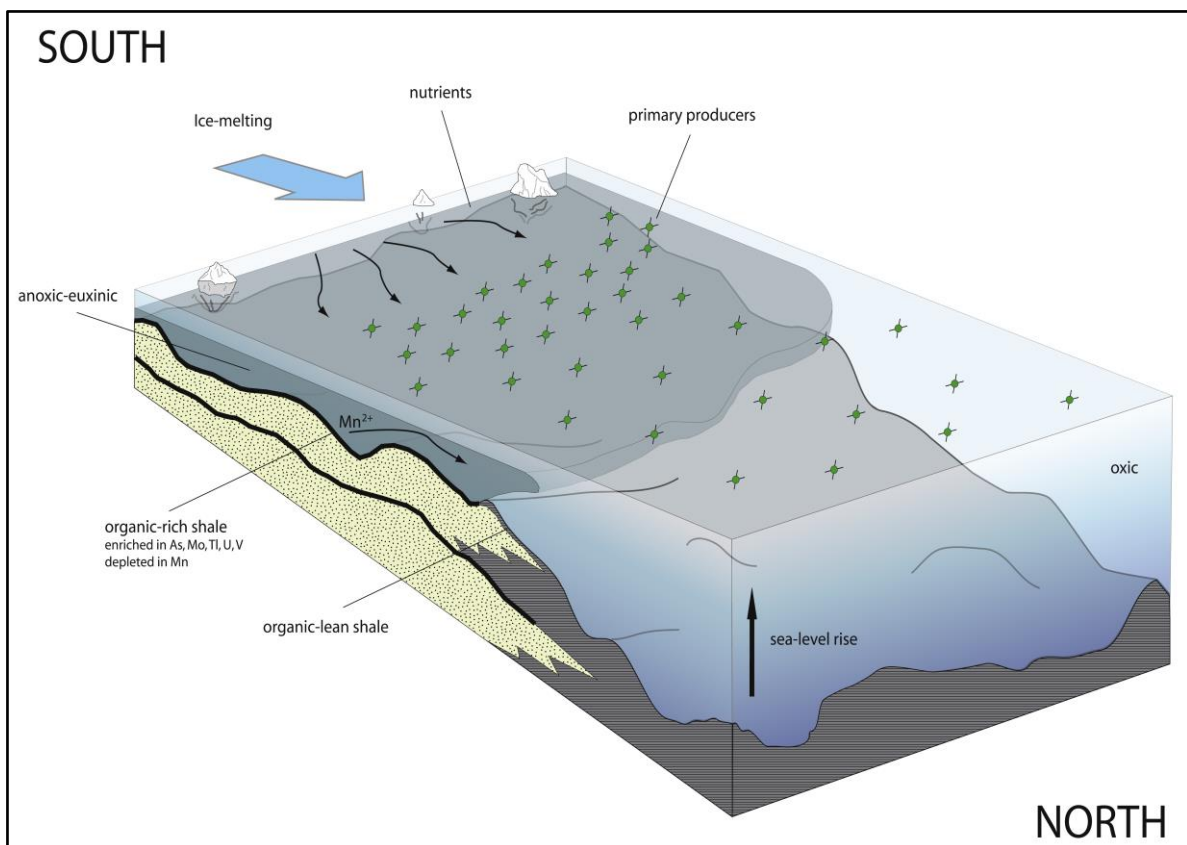


Figure 2.29 : Modèle sédimentaire représentant les principaux processus de dépôt impliqués lors de la sédimentation des faciès riches en matière organique de la Formation de Tanezuft (Gambacorta *et al.*, 2016).

- **La Formation d'Akakus (Llandovery – Pridoli)**

Les grès d'Akakus se composent de grès ferrugineux, fin à grossier, avec des structures ondulées, et des grès grossiers à structures ondulées et entrecroisées, intercalés avec des lits mineurs d'argiles grises et vertes.

Les lithofaciès informent sur une tendance régressive passant d'un milieu peu profond marin littoral à continental au top caractérisé par la présence de restes de végétaux. Bellini et Massa (1980) ont souligné que la distinction entre cette formation et la formation sous-jacente de Tanezuft n'est pas claire en raison du contact progressif entre les deux formations.

Klitzsch (1969) a comparé les parties basales riches en graptolites de la Formation d'Akakus avec les biozones 19-20 du Silurien britannique et les a classées comme étant du Llandovery (Figure 2.26).

2.4.4. Contexte sédimentaire durant le Dévonien

Les séries sédimentaires du Dévonien sont exposées le long de la bordure du bassin de Ghadamès. Dans la partie centrale du bassin, on peut trouver une séquence presque complète de séries sédimentaires dévoniennes. La limite inférieure de cette séquence est une discordance régionale majeure, la discordance ardennaise qui est présente dans la plupart des bassins du Paléozoïque en Afrique du Nord (Belhaj, 1996). Dans le bassin de Ghadamès, les faciès changent progressivement de dépôts détritiques côtiers à deltaïques au sud pour s'ouvrir à des faciès marins au nord, constitués principalement d'argiles, de grès fin et de quelques minces couches carbonatées constituées d'ammonites, et d'ostracodes (Weyant et Massa, 1991).

Près de la limite Frasnien-Famennien, des argiles radioactives noires sont présentes. Les formations dévoniennes de la Libye ne sont pas particulièrement adaptées à la recherche de conodontes et à la définition des biozones. Seules quelques couches carbonatées donnent un petit nombre de faunes isolées (Figure 2.30). Quatre formations sédimentaires traduisent le contexte sédimentaires et les séries du Dévonien:

- **La Formation de Tadrart (Lochkovien – Praguien)**

Cette Formation sédimentaire appartient au Dévonien inférieur et est constituée de grès d'épaisseur variable (environ 400 m) appartenant à des environnements continentaux et marins.

Elle est composée de grès massif à structures entrecroisées avec des passages argileux ferrugineux. La partie supérieure est caractérisée par de minces stratifications de grès fins, riche en débris de plantes fossiles (Mamgain, 1990).

Dans le bassin de Ghadamès, la Formation de Tadrart conserve des miospores et des débris végétaux. Sur la base de la position stratigraphique et de l'analyse palynologique, on considère que l'âge de cette formation sédimentaire va du Lochkovien à l'Emsien inférieur (Figure 2.26). (Massa et Moreau-Benoit, 1976).

- La Formation d'Ouan Kaza (Emsien)

La Formation sédimentaire d'Ouan Kaza (d'épaisseur de 10 à 120 m) se caractérise par une succession de silts intercalés, de grès argileux et de grès fins qui reposent de manière conforme sur la Formation de Tadrart (Figure 2.26). La Formation d'Ouan Kaza s'est déposée lors d'une modeste transgression des premières mers dévoniennes dans les bassins de Murzuq et de Ghadamès. La présence d'oolites ferrugineuses et de structures ondulées à différents niveaux de la séquence suggèrent une agitation du milieu. Une faune marine complète est préservée, avec de nombreux horizons oolitiques. La bioturbation est fréquente. La Formation d'Ouan Kaza est d'âge Emsien (Mergl & Massa, 1992).

- La Formation d'Awaynat Wanin (Eifélien – Famennien)

La Formation sédimentaire d'Awaynat Wanin a été définie à l'ouest de Jabal Al Qarqaf. La Formation d'Awaynat Wanin est subdivisée en quatre formations (de I à IV) constituées d'alternances d'argiles, silts et de grès (Figure 2.26). Elle contient à la fois des éléments radioactifs et du calcaire, et est datée de l'Eifélien au Famennien définie sur la base de la microfaune, de la macrofaune et de la microflore (Bellini et Massa, 1980; Banerjee, 1980; Belhaj, 1996).

S P E C I E S	WELL	D1-8			MG 1			B1 - 26			D1 - 26			SM249-76
	CORE No	5	28	28	15	4	4	4	7	7	6			
	SAMPLE	TL551	TL552	LB210		TL553	LB218	LB224	LB217	LB239	LB219			
	FAUNA	1			2	3			4	5	6			
<i>Ieriodus angustoides</i> s.l.		13	2											
<i>Ieriodus</i> sp.	10		13											
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> s.l.	5	1												
<i>Pelekysgnathus</i> sp.			2											
<i>Aoodina aragonica</i>			5											
<i>Aoodina</i> sp.sp.	4	1	2											
<i>Hindeodella subtilis</i>			1											
<i>Polygnathus linguiformis</i>				10										
<i>Ancyrodella curvata</i>					4	8	4							
<i>Ancyrognathus sine lamina</i>					3									
<i>Polygnathus brevilamina</i>					3	1	5	3	5					
<i>Polygnathus</i> aff. <i>xylus</i>					4	4	1	2	19					
<i>Ieriodus alternatus</i>					24	55			312					
<i>Palmatolepis subperlobata</i>					57	79	31		91					
<i>Palmatolepis triangularis</i>					50	134								
<i>Polygnathellus</i> sp.					1	6			2					
<i>Arcugnathus?</i> sp.					1	3								
<i>Enantiognathus lipperti</i>					2	16			20					
<i>Neoprioniodus alatus</i>					4	20	3		9					
<i>Neoprioniodus alternatus</i>					1				2					
<i>Ozarkodina</i> sp.1					3	47	3		6					
<i>Ozarkodina</i> sp.sp.					2	8			2					
<i>Spathognathodus</i> sp.sp.					3			5				3		
<i>Hibbardella</i> sp.3					2									
<i>Ligonodina</i> sp.sp.					1	10	1		2					
<i>Hindeodella brevis</i>					2	3	2	2	13	3				
<i>Aoodina inoptinata</i>					3	1								
<i>Ieriodus</i> aff. <i>alternatus</i>					2	37	5		12					
<i>Palmatolepis</i> aff. <i>quadrantinodosalobata</i>							4	14						
<i>Palmatolepis termini</i>									48					
<i>Neoprioniodus pronus</i>									1					
<i>Ozarkodina lacera</i>						1	1					6		
<i>Ozarkodina</i> sp.2						1			15					
<i>Spathognathodus</i> sp.2						13	1		2					
<i>Hibbardella</i> sp.sp.						4			26					
<i>Prioniodina? smithi</i>									5			2		
<i>Ozarkodina</i> cf. <i>homoarcuata</i>						3								
<i>Spathognathodus</i> sp.1						17								
<i>Hibbardella</i> sp.2						12								
<i>Hibbardella</i> sp.4						7								
<i>Hindeodella similis</i>						3								
<i>Scutula venusta</i>						7								
<i>Scutula</i> sp.						1								
<i>Angulodus</i> sp.						3								
<i>Falcodus</i> sp.						1								
<i>Ieriodus</i> sp.										1				
<i>Ieriodus</i> aff. <i>cornutus</i>												9		
<i>Pelekysgnathus</i> cf. <i>nodosus</i>												4		
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>												9		
<i>Spathognathodus strigosus</i>												8		
<i>Hibbardella</i> sp.1												1		

Figure 2.30 : Distribution et composition des faunes à conodontes dévoniennes dans le bassin de Ghadamès (Massa, 1988).

La Formation sédimentaire d'Awynat Wanin (d'épaisseur allant jusqu'à 300 m) est caractérisée par des cycles sédimentaires de 20 à 50 m d'épaisseur, comprenant des silts et des argiles intercalées et bioturbées, qui sont surmontées par des grès à structures entrecroisées.

- La Formation de Tahara (Strunien)

Les études palynologiques attribuent la Formation de Tahara au Strunien (Figure 2.26), (transition Dévonien-Carbonifère; Bellini et Massa, 1980) en raison de la présence de (*Spelaetriteles lepidophytus* (Kedo)) et (*Hymenozonotriteles lepidophytus*). La Formation de Tahara peut marquer la fin du Dévonien (Braccaccia *et al.*, 1991).

Dans le bassin de Ghadamès, le Dévonien supérieur est représenté par des grès et des argiles dans lesquels les grès sont généralement fins à très fins, feldspathiques et communément ferrugineux et hématiques (Bellini et Massa, 1980). Selon Bellini et Massa (1980), le dépôt de cette unité a eu lieu dans un environnement deltaïque, sous une influence continentale, comme l'indique la présence de débris de lycophytic. El-Rwemi (1991) a signalé la présence de quantités mineures de pyrite et de glauconite comme indicateurs d'une sédimentation très lente.

Ben Rahuma (2010) propose dans les Figures 2.31 à 2.35 des modèles sédimentaires relatifs au Dévonien dans le bassin de Ghadamès. Il distingue trois unités sédimentaires : l'unité inférieure, l'unité moyenne et l'unité supérieure.

Les Figures 2.31 et 2.32 expliquent le modèle sédimentaire de l'unité inférieure Lochkovien à Praguien supérieure. La partie inférieure de cette unité (Tadrart Inférieure, Lochkovien à Praguien inférieure) est caractérisée par des grès grossiers et conglomératiques interprétés comme un environnement de dépôt de type fluvial en tresse (Figure 2.31). La partie moyenne de cette unité (Tadrart Supérieure, Praguien supérieure) est caractérisée par des grès bien triés et des argiles. Ces sédiments sont interprétés comme des dépôts d'estuaire dominés par la marée (Figure 2.32).

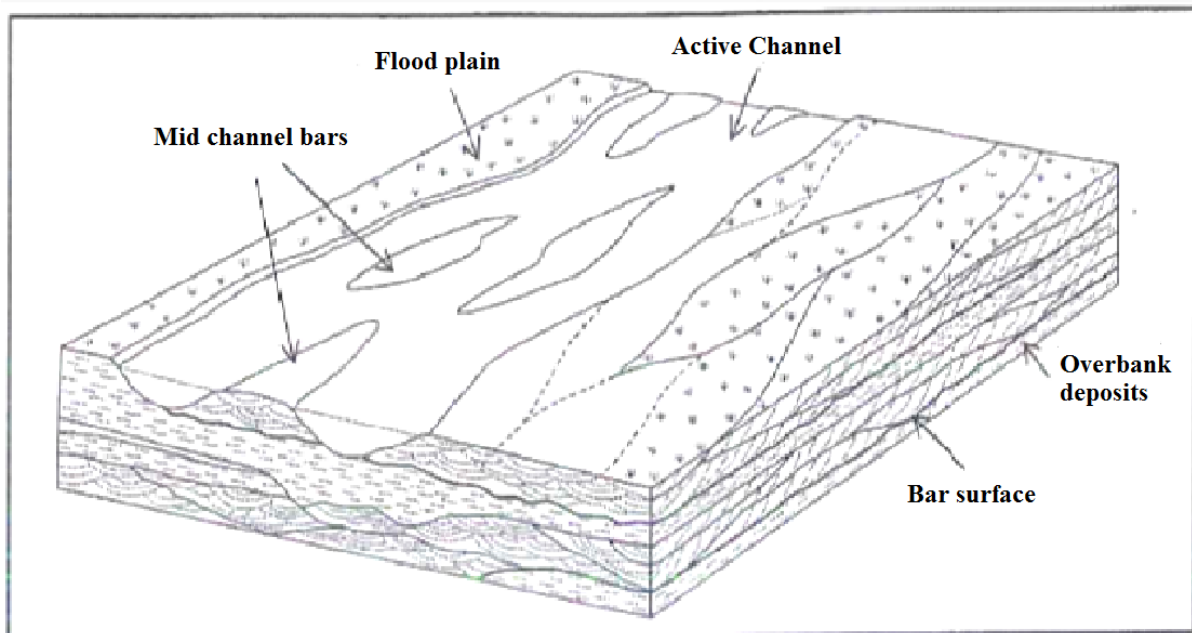


Figure 2.31 : Modèle sédimentaire de dépôt de rivière en tresse de la Formation de Tadrart inférieure (Lochkovien à Praguien inférieure) (Ben Rahuma, 2010).

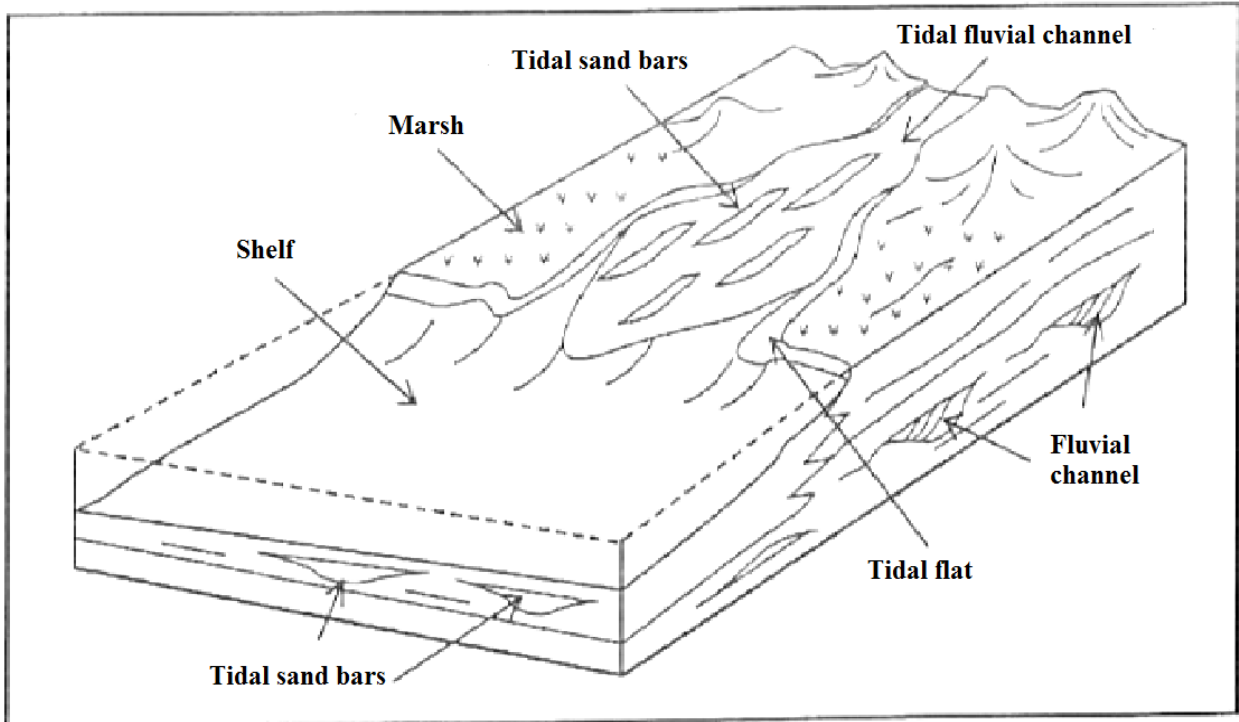


Figure 2.32 : Modèle sédimentaire de dépôt estuarien proposé pour la Formation de Tadrart supérieure (Praguien supérieure) (Ben Rahuma, 2010).

Les sédiments de la partie supérieure de cette unité (Ouan Kaza inférieure) sont interprétés comme étant de milieux peu profonds, des lobes deltaïques sous influence des marées dans un environnement shoreface.

Les Figures 2.33 et 2.34 donnent les modèles sédimentaires de l'unité moyenne proposée par Ben Rahuma, (2010) elle est délimitée au top par des argiles d'Awaynat Wanin et à la base par le Frasnien Inférieur.

Enfin, **la Figure 2.35 montre le modèle sédimentaire de l'unité supérieure** proposée par Ben Rahuma, 2010. Elle est délimitée au top par la discordance du Frasnien inférieur et à la base par la discordance Strunienne - Tournaisienne. L'unité supérieure est caractérisée par une alternance d'argiles, de silts et de grès. Ces sédiments sont interprétés comme étant d'offshore inférieure et d'offshore supérieure.

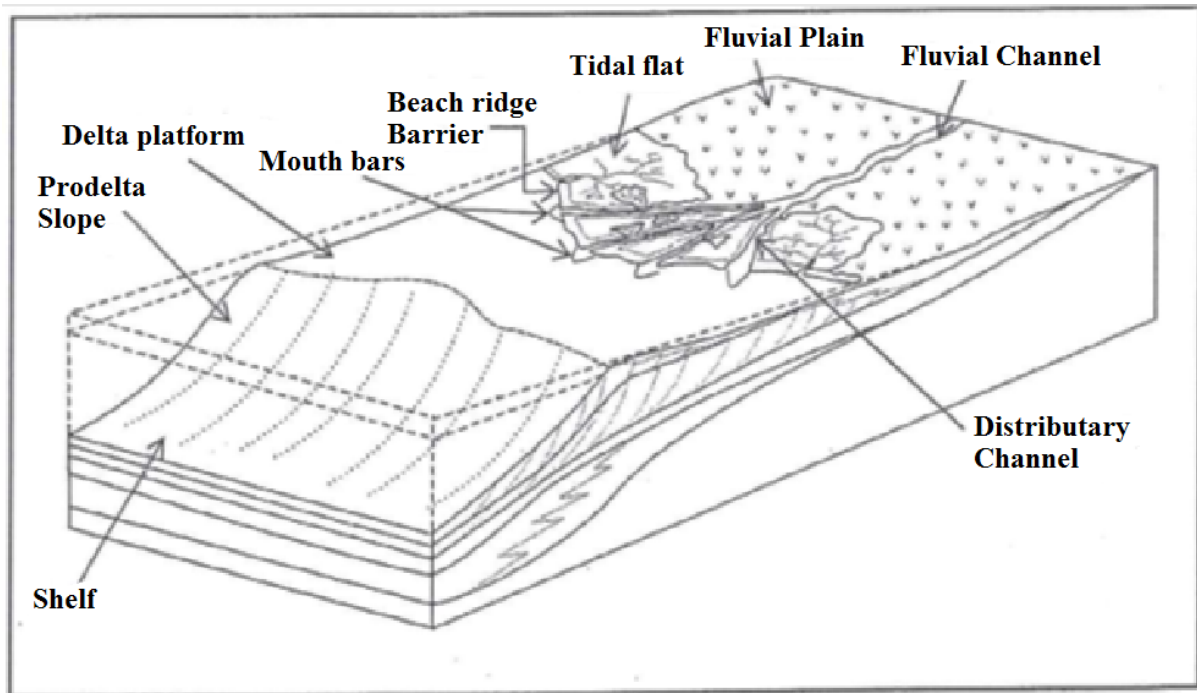


Figure 2.33 : Modèle de dépôt proposé pour l'unité moyenne du Dévonien, les Formations d'Ouan Kaza et d'Awaynat Wanin I (Emsien à Eifélien) (Ben Rahuma, 2010).

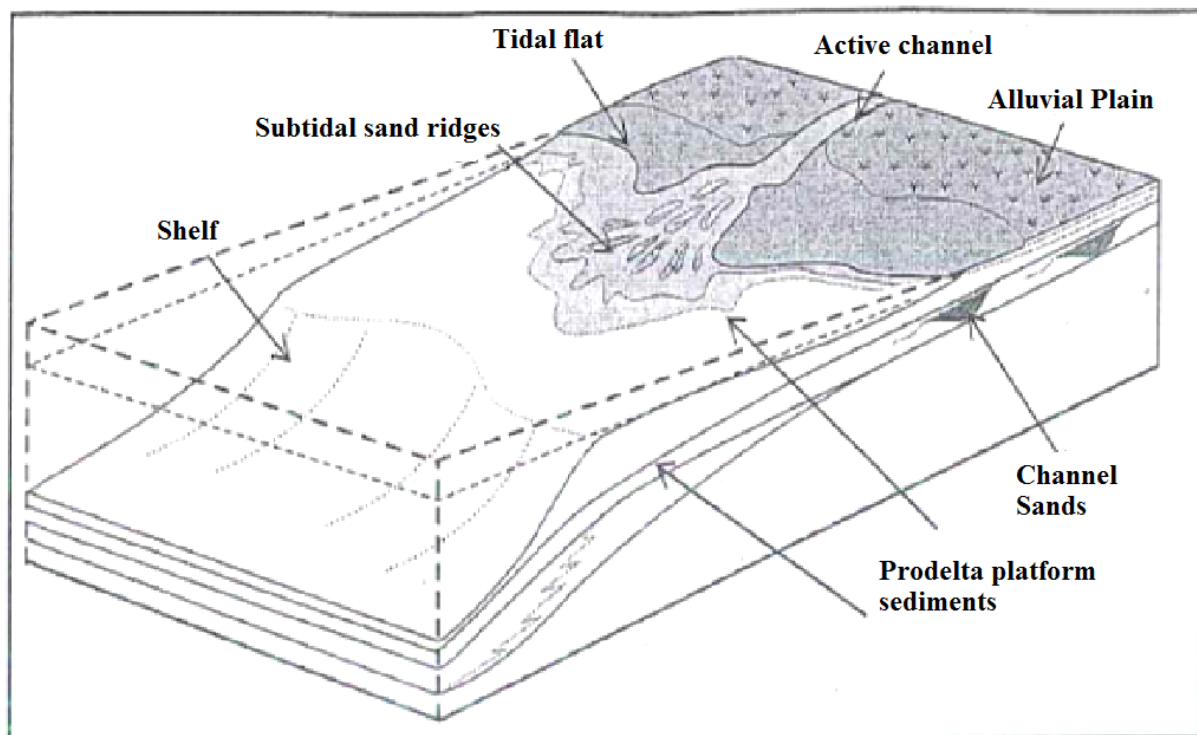


Figure 2.34 : Modèle de dépôt de l'unité moyenne de type delta dominé par la marée pour la Formation Awaynat Wanin II (Givetian) (Ben Rahuma, 2010).

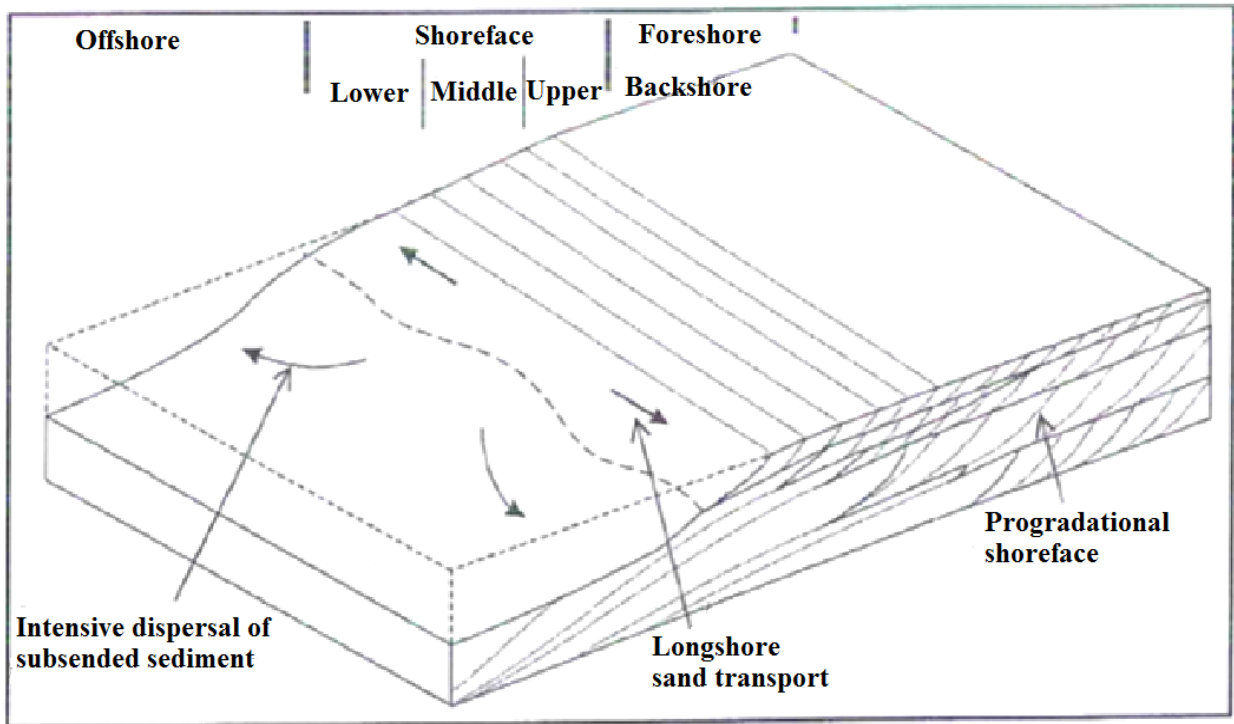


Figure 2.35: Le modèle de dépôt de l'unité supérieure proposé pour la Formation d'Awaynat Wanin II (Givétien supérieure) (Ben Rahuma, 2010).

2.4.5. Contexte sédimentaire durant le Carbonifère

Les séries sédimentaires du Carbonifère atteignent une épaisseur de plus de 1500 m dans les parties les plus profondes du bassin de Ghadamès. Ils sont séparés des séries dévoniennes sous-jacentes par une discordance régionale reflétant les événements tectoniques hercyniens précoces. Elles sont également séparées des séries du Mésozoïque sus-jacente par la discordance hercynienne régionale majeure. Les séries sédimentaires du Carbonifère comprennent généralement des lithologies mixtes d'argiles, de silts, de grès et de calcaires. Les principales unités lithostratigraphiques représentées sont les formations de M'rar, d'Asadjefar, de Dembaba et de Tiguentourine. Massa *et al.*, (1980) dans leur étude des séquences du Carbonifère de la Libye occidentale ont identifié de nombreuses palynozones comme expliquer dans la Figure 2.36.

- La Formation de M'rar (Tournaisien – Viséen)

La Formation de M'rar (Figure 2.26), est décrite par Awaynat Wanin - Dembaba (1980) dans les puits B1-49 et A1-49 (Billini et Massa, 1980). L'épaisseur des séries de cette Formation de M'rar atteint plus de 1066 m dans la partie ouest du bassin de Ghadamès. La Formation de M'rar est composée d'argiles silteuses intercalées de grès et de silts. Les grès au sein de cette

formation, sont décrits à partir de puits situés dans l'ouest de la Libye. Ils sont bien triés, fins à très fins, avec des grains subangulaires à subarrondis et légèrement calcaire. Ils contiennent des traces de mica et présentent une excellente porosité (Machinsky *et al.*, 1987).

En terme d'environnements de dépôt, cette formation représente des dépôts deltaïques développés sur des zones cratoniques relativement stables et contenant 15 cycles stratigraphiques (Whitbread et Kelling, 1982).

La Formation de M'rar a été datée du Tournaisien à fin Serpukhovien, basée sur des marqueurs palynologiques tels que: *Dictyotriletes fimbriatus*, *Umbonatisporites baculatus*, *Verruciretusispora famenensis*, *Waltzispora lanzonii*, *Spelaeotriletes pretiosus*, *Diatomozonotriletes fragilis*, *Aratrisporites saharensis*, *Exochoderma JL / 24*, *Radiizonates genuins*, *Vallatisporites agadesi*, *Densosporites variomarginatus*, *Schultzospora campyloptera*, *Schopfipollenites ellipsoïdes*, *Camptozonotriletes cyrenaicus* et *Spelaeotriletes giganteus*.

Les effets du soulèvement hercynien sont montrés par l'absence des séries du Serpukhovien et des séries du Viséen à l'ouest de la structure d'Al Qarqaf et au nord du bassin de Ghadamès. L'environnement de dépôts va du néritique interne au marin marginal, comme le suggère la présence en abondance de miospores, de microplancton, mais une présence plus faible d'acritarches (Belhaj, 2000).

- **La Formation d'Asadjefar (Serpukhovien)**

Cette série sédimentaire est également décrite dans la section par Awaynat Wanin-Dembaba et plus précisément dans les puits B1-49 et A1-49 (Bellini et Massa, 1980). La partie inférieure de la série est composée de grès épais et de Lycophytes abondants, tandis que la partie supérieure est constituée d'argiles et de calcaire (Bellini et Massa, 1980). L'épaisseur de cette série atteint plus de 135 m dans le bassin de Ghadamès. L'environnement de dépôt de ces séries est deltaïque à marin peu profond. Sur la base de marqueurs palynologiques, la Formation d'Asadjefar est datée de Serpukhovien (Belhaj, 2000). La partie supérieure de la Formation d'Asadjefar est en conformité avec la Formation sus-jacente de Dembaba (Figure 2.26).

SYSTEMES	CHARBONS	AMMONOÏDES	SÉRIES MARINES (ETAGES)	NIVEAUX	BIOZONES LIBYENNES		
SILÉSIE	WEST-PHALIEN C	A	MOSCOVIEN (pars)	POST-KACHIRIEN	⑬ Zone à <i>Glomospirella</i>		
				KACHIRIEN	⑫ Zone à <i>Profusulinella cf pseudolibrovichi</i>		
				VÈREÏEN	⑪ Zone à <i>Aljutovella ex gr tikhonovichi</i>		
	WEST-PHALIEN A+B	G2	BACHKIRIEN	BACHKIRIEN SUPÉRIEUR	MÈLÈKESSIEN	⑩ Zone à <i>Profusulinella cf primitiva</i> et <i>Schubertella obscura</i>	
					TCHEREM-CHANIEN		
	NAMURIEN C	G1	BACHKIRIEN INFÉRIEUR		PRÉKAMIEN	⑨ Zone à <i>Pseudostaffella antiqua</i>	
				SEVÉROKELT-MÉNIEN			
	NAMURIEN B	R2 R1			KRASNOPO-LIANIEN	⑧ Zone à <i>Eostaffella cf kanmerai</i> et <i>Eostaffella chomatifera</i>	
	NAMURIEN A	H E2 E E1	SERPOUKHOVIEN	SERPOUKHOVIEN SUPÉRIEUR	"VERKHNE-PROTVIEN"	⑦ non caractérisée paléontologiquement	
					PROTVIEN	⑥ Zone à <i>Eostaffellina</i> et <i>Eosigmoidina</i>	
				SERPOUKHOVIEN INFÉRIEUR	STÉCHEVIEN	⑤ Zone à <i>Calcifolium punctatum</i> et <i>Cravenoceras</i>	
					TAROOUSSIEN		
	DINANTIEN		P2 P1 B	V I S É E N	V3c supérieur	④ Zone à <i>Goniatites striatus</i> et "Collenia"	
V3c inférieur							
VISÉEN SUPÉRIEUR					V3b γ	③ Zone à <i>Beyrichoceras hodderense</i> et <i>Fluctuaria undata</i>	
					V3b β		
					V3b α		
					V3a β		
					V3a α		
VISÉEN MOYEN					V2b	② non caractérisée paléontologiquement	
					V2a		
VISÉEN INFÉRIEUR					V1b		
					V1a		
TOURNAISIEN SUPÉRIEUR						Tn 3c	① Zone à <i>Fusella</i> et <i>Muensteroceras</i>

Figure 2.36 : Biozones du Carbonifère libyen (Massa et al., 1980).

- **La Formation de Dembaba (Bashkirien-Moscovien)**

Les séries sédimentaires de Dembaba représentent une séquence marine avec une transition constituée de carbonates (calcaire et marnes dolomitiques), localement intercalée par des grès fins à grossier. En se basant sur la présence de brachiopodes et des foraminifères dans la série, Bellini et Massa (1980) ont suggéré que la partie inférieure de la Formation de Dembaba appartient au Bashkirien tandis que la partie supérieure appartient au Moscovien inférieur.

Burollet (1960) a divisé cette formation en trois membres : i) le premier membre est constitué de calcaire riche en faune à gastéropodes; ii) le membre moyen est constitué d'argiles avec des lits dolomitiques et des gypses intercalés; iii) le membre inférieur est constitué de calcaires et de marnes intercalées avec des dolomites et des argiles vertes. La Formation de Dembaba passe graduellement vers le haut dans la Formation Tiguentourine sus-jacente (Figure 2.26).

- **La Formation de Tiguentourine (Stéphanien)**

La Formation de Tiguentourine est reconnue à partir des affleurements situés au sud du bassin de Ghadamès et à partir des données de subsurface; les puits A1-49 et B1-49 localisés dans la partie sud du bassin de Ghadamès. Son épaisseur atteint 300 m. Elle est composée d'argiles dolomitiques, de dolomites argileuses et d'anhydrites. Bellini et Massa (1980) ont suggéré que cette formation est d'âge Stéphanien (Figure 2.26). Elle représente une série régressive par rapport à l'orogénèse hercynienne.

2.4.6. Contexte sédimentaire durant le Permien

Pendant le Permien, les dépôts paléozoïques et précambriens exposés ont été soumis à une érosion importante et des dépôts épais de sédiments alluviaux, fluviaux et lacustres continentaux ont été accumulés dans les bassins intérieurs nouvellement formés. Au cours du Permien terminal, le littoral a été défini par la structure de Nafusah, au nord duquel des sédiments marins du Permien supérieur sont présents dans des puits localisés dans le bassin de Jefarah.

Aucun affleurement de sédiments marins permien n'est reconnu en Libye. Le seul affleurement où ces séries marines du Permien sont à l'affleurement est à Jabal Tebaga, à 25 km au NO de Medenine en Tunisie.

La série représente plus de 1700 m d'épaisseur de sédiments. Plus de 2700 m de sédiments supplémentaires sont observés dans le puits de Tebaga (Figure 2.1).

Ghazzay *et al.* (2015) ont révisé la lithostratigraphie et la biostratigraphie de la série de Tebaga. La Figure 2.37 montre les biozones du Carbonifère-Permien en Tunisie et leur datation respective. Les détails de la section du Permo-Carbonifère dans les puits du permis de Kirchaou dans le sud de la Tunisie ont été fournis par Benzarti, (1993). Dans le puits KLF-1, il est identifié plus de 1540 m d'épaisseur de carbonates du Permien.

- **La Formation d'Al Watyah (Guadalupien- Lopingien)**

Bellini et Massa (1980) n'ont fourni aucune preuve de l'existence de séries permienne dans le bassin de Ghadamès. Faute de quoi, il est probable que les seules roches permienne du nord - ouest de la Libye (au sud de la structure de Nafusah) sont celles qui constituent l'unité la plus haute de la Formation de Tiguentourine (Figure 2.26). Les dépôts du Permien existant (dont l'épaisseur atteint plus de 3918,60 m dans le puits TB-1 dans le bassin nord de Jefarah (Hallett, 2002)) constituent une formation non fossilifère et sont attribuable au Permien inférieur. Les environnements de dépôt de la formation sont très variables, dans le temps et dans l'espace, et ont été interprétés comme étant du marin à fluvatile, du front-delta et du tidal.

2.4. Contexte stratigraphique des bassins de Ghadamès et de Jefarah

2.5.1 Contexte stratigraphique de la zone d'étude

L'étude stratigraphique et la définition des séquences stratigraphiques du premier et du second ordre du Paléozoïque en Afrique du Nord ont fait l'objet de publications de plusieurs auteurs. Ainsi, Bracaccia *et al.* (1991) ont étudié les séries sédimentaires de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien dans le bassin de Ghadamès, tandis que Belhaj (1996) a étudié les séries sédimentaires de l'Ordovicien au Carbonifère dans le bassin de Ghadamès. Crossley et McDougal (1998) ont défini les Supercycles de Gondwana de premier ordre et décrit les surfaces limitant les cycles du second ordre.

Fekirine et Abdallah (1998) ont décrit les séquences du second ordre dans la plateforme saharienne algérienne et définit six séquences de 1^{er} ordre: i) du Cambrien à l'Ordovicien inférieur; ii) de l'Ordovicien inférieur à l'Ordovicien supérieur; iii) de l'Ashgill au Llandovery inférieur; iv) du Silurien; v) du Dévonien au Namurien (Serpukhovien) Carbonifère ; vi)

Carbonifère supérieur. Sharland *et al.* (2001) ont étudié le Paléozoïque de la Plaque Arabique et ont défini six séquences aussi de 1^{er} ordre.

Studied geological objects	Chronostratigraphy	Tunisian biozones		
Cheguimi sandstone	Lopingian	No foraminifers		
Tebaga outcrops	CAPITANIAN "Ensemble supérieur"	Late late Capitanian	Highest zone with <i>Dunbarula mathieui</i> and smaller foraminifers Highest zone of <i>Yabeina syrtalis</i>	
		Middle late Capitanian	Middle zone of <i>Dunbarula mathieui</i> and smaller foraminifers Highest zone with <i>Codonofusiella</i> and <i>Reichelina</i>	
			Middle zone of <i>Yabeina syrtalis</i>	
		Early late Capitanian	Lowest zone with <i>Dunbarula mathieui</i> and smaller foraminifers Lowest zone with <i>Codonofusiella</i> and <i>Reichelina</i>	
			Lowest zone of <i>Yabeina syrtalis</i>	
		AN "Ensemble moyen"	Late early Capitanian	<i>Rausarella</i> , <i>Kahlerina</i> and <i>Neoschwagerina</i> interval zone
	AN	Early early Capitanian	Gap? of <i>Yabeina archaica</i> zone	
	Tebaga borehole	WORDIAN "Ensemble inférieur"	Latest Wordian	<i>Afghanella robbinsae</i> (= ? <i>Afghanella sumatrinaeformis</i>), <i>Sumatrina</i> , <i>Dunbarula</i> and <i>Kahlerina</i> lowest zone
			Late Wordian	<i>Afghanella schencki</i> zone
Early Wordian			<i>Eopolydiexodina ex gr. persica</i> zone	
ROADIAN		Roadian	<i>Parafusulina</i> spp. zone	
Other Tunisian boreholes	PERMIAN	Early Permian	Gap? (or only staffellids)	
	PENNSYLVANIAN	Late Pennsylvanian	<i>Triticites</i> , <i>Likharevites</i> , <i>Darvasoschwagerina</i> zone	
		Pennsylvanian Mississippian	Ghazzay et al., (Submitted)	

Figure 2.37 : Tableau récapitulatif montrant les biozones du Carbonifère-Permien en Tunisie et leur datation (Ghazzay *et al.*, 2015).

Par ailleurs, trois études stratigraphiques menées par Carr (2002), Dardour *et al.* (2004) et Galeazzi *et al.* (2009) ont défini les séquences stratigraphiques de premier et de second ordre du Paléozoïque en Afrique du Nord.

Carr (2002) a divisé le Paléozoïque de l'Afrique du Nord en cinq séquences de second ordre: i) du Cambrien à l'Ordovicien Supérieur; ii) de l'Ordovicien supérieur au Silurien; iii) du Dévonien; iv) du Carbonifère et v) du Permien. Carr (2002) décrit ces cycles comme suit : (Figure 2.38).

- **Séquence NA 1: Cambrien inférieur à Ordovicien supérieur**

Cette séquence est limitée à la base par la limite de séquence, SB 1, qui sépare le socle précambrien, ainsi que les séries de l'Infracambrien, des séries sédimentaires du Cambrien. Cette séquence est limitée au-dessus par une deuxième limite de séquence, SB 2, qui prend la forme d'une discordance angulaire dans la plateforme saharienne occidentale (Fekirine et Abdallah, 1998), et ailleurs elle représente une surface de régression maximale dans la séquence. Trois «System Tracts» ont été identifiés dans cette séquence :

- **LST 1 (Lowstand System Track 1) est d'âge Cambrien**, et se caractérise par des dépôts proximaux et peu profonds marins. Dans le LST 1, une tendance générale d'orientation des séries sédimentaires de l'ESE à l'ONO peut être reconnue dans toute la région nord-africaine caractérisée par des dépôts continentaux évoluant vers des sédiments offshores (Figures 2.38 et 2.39).

- **TST 1 (Transgressive System Track 1) est d'âge Tremadoc à Llanvirn inférieur**, et est caractérisé par des environnements marins peu profonds sur la majeure partie de la région nord-africaine avec des dépôts continentaux couvrant le SE de la Libye et l'Egypte. Les dépôts montrent une transgression globale continue intercalée avec des régressions mineures. Au-dessus de TST 1, les sédiments marins peu profonds ont commencé à prograder vers le bassin.

TST 1 est délimité à la base par une surface transgressive régionale, marquée le long d'un profil ESE à ONO par un changement majeur des faciès (Figure 2.40). TST 1 est délimité à la base par une surface transgressive régionale, marquée le long d'un profil ESE à ONO par un décalage majeur vers l'intérieur des faciès. TST 1 est délimité au top par une MFS 1 (Llanvirn inférieur).

- **HST 1 (Highstand System Track 1) est d'âge Llanvirn terminal au Caradoc terminal** (Figure 2.38). Il est caractérisé par des dépôts marins peu profonds. Il est délimité au top par une surface de régression maximale caractérisée par une discordance angulaire reconnue dans toute la plateforme saharienne (Legrand, 1985), suivie d'une transgression majeure. HST 1 est limitée à la base par une MFS 1 et au top par la limite SB 2.

MFS 1 montre une progradation des sédiments marins peu profonds vers le bassin jusqu'au Caradoc. A partir de là, une séquence régressive s'installe. Cependant, selon un profil de SSO à NNE, cette progradation a été moins longue.

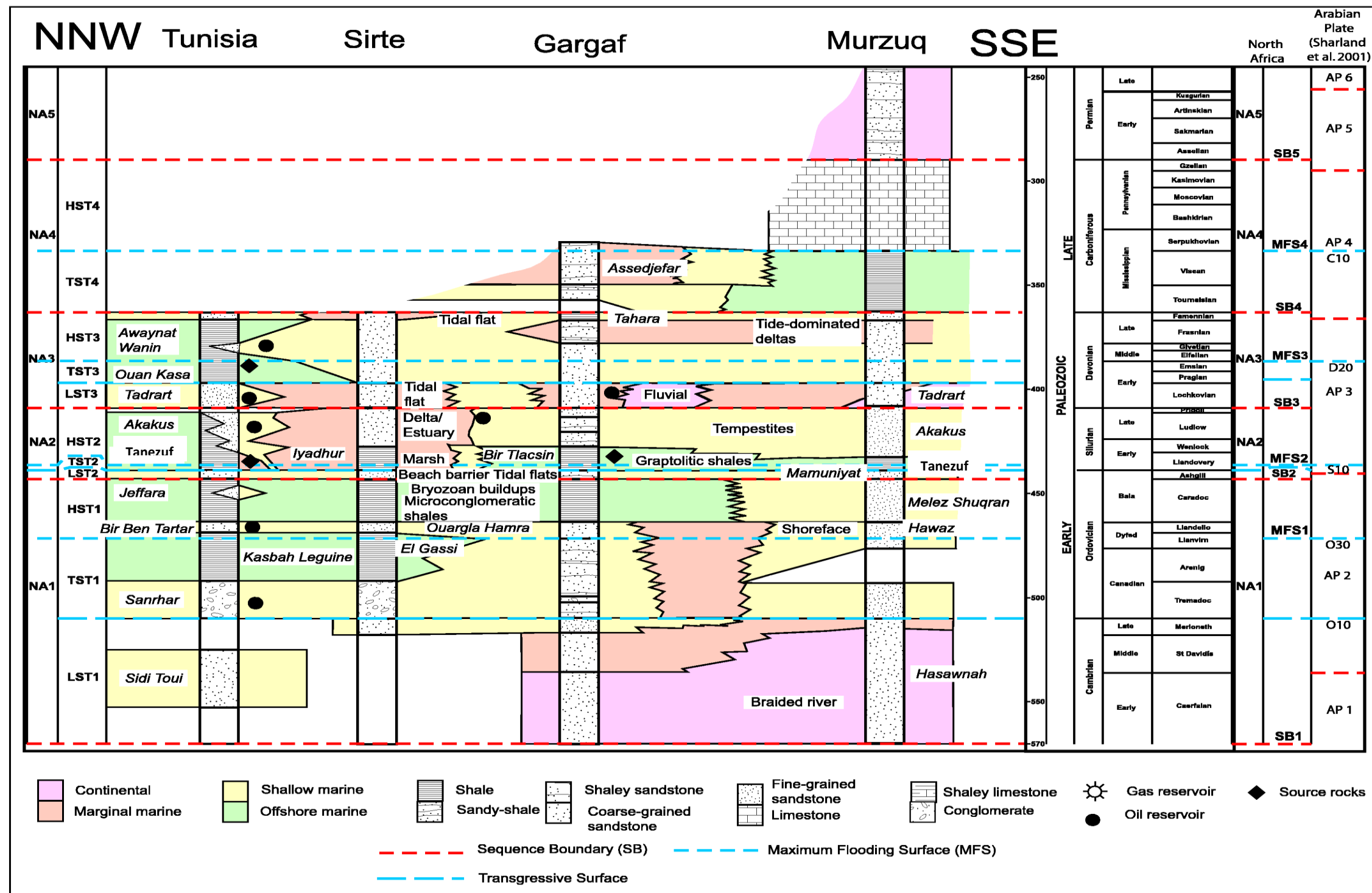


Figure 2.38 : Profil NNO-SSE en Afrique du Nord montrant les séquences de second ordre et la répartition des faciès sédimentaires au sein de chaque séquence pendant le Paléozoïque. Les noms de formation, l'interprétation sédimentologique des faciès et le potentiel hydrocarboné des unités sont indiqués dans ce schéma. Les séquences de dépôt sur la plaque arabe sont représentées à droite (Carr, 2002).

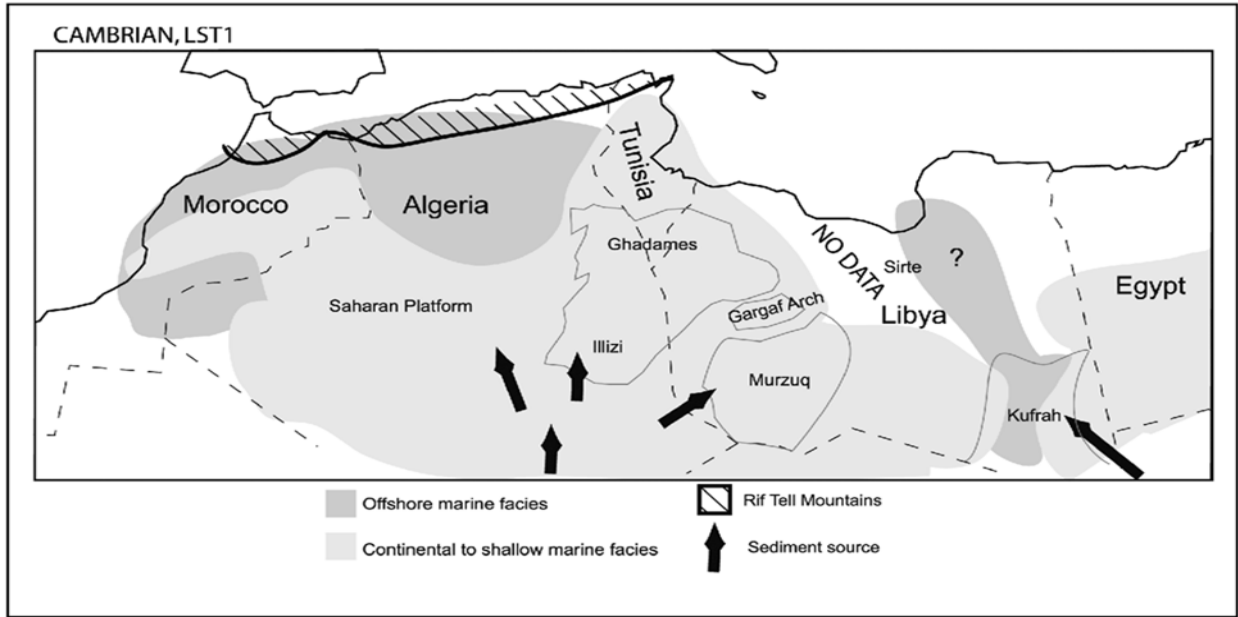


Figure 2.39: Reconstruction paléogéographique de la région nord-africaine pendant le Cambrien (LST1). Il existe une tendance générale proximale à distale de l'ESE à l'ONO (Carr, 2002).

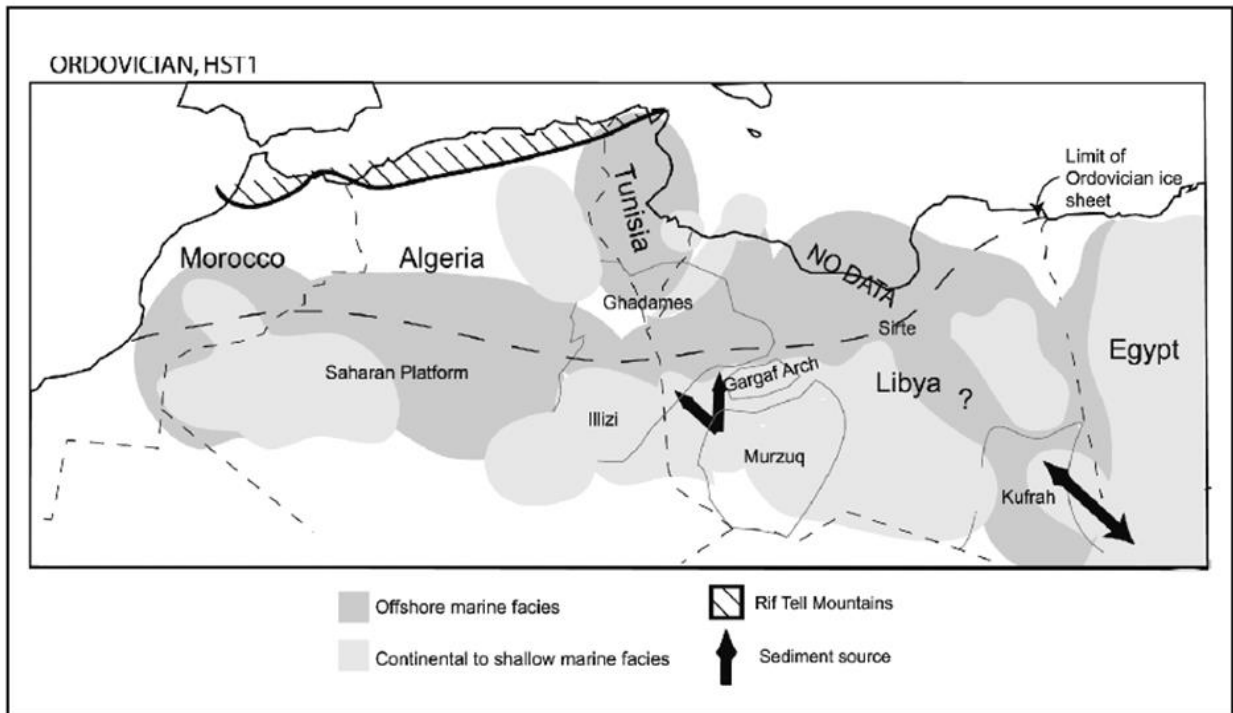


Figure 2.40 : Reconstruction paléogéographique de la région nord-africaine pendant l'Ordovicien (HST 1). Comparé au Cambrien (Figure 2.39), une plus grande surface est recouverte par les faciès marins (Carr, 2002).

Les sources des sédiments diminuent à la fin du Llandovery, suivies d'un important déplacement vers le sud des faciès et de l'aggradation des dépôts marins peu profonds dans le bassin de Murzuq. Du côté du bassin de Ghadamès des sédiments marins peu profonds ont été déposés (Bellini et Massa, 1980; Belhaj, 1996).

- **Séquence NA 2: de l'Ordovicien supérieur au Silurien**

Cette séquence est limitée au top par une surface limite de séquence SB 3 et à la base par une surface limite de séquence SB2. Trois « system tracts » ont été identifiés dans cette séquence (Figure 2.38) :

- **LST 2 est daté de l'Ashgill.** Il est caractérisé par des dépôts peu profonds, des dépôts glaciaires marins, et représente une séquence sédimentaire de bas niveau marin en raison de la glaciation durant l'Ordovicien Supérieur. LST 2 est limité au top par la limite de séquence SB 2, qui est une discordance angulaire dans la plateforme saharienne occidentale (Fekirine et Abdallah, 1998). Immédiatement au-dessus de SB 2, il y a une séquence transgressive régionale, la plus perceptible le long d'un profil ESE à ONO. Des dépôts littoraux marins peu profonds caractérisent le bassin de Ghadamès (Bracaccia *et al.*, 1991). Dans la structure d'Al Qarqaf des séries continentales et de tempêtes ont influencé les séries marines et offshore (Vos, 1980 a). La tendance proximale à distale semblent être confirmée dans toute la plate-forme saharienne centrale, de l'est à l'ouest. Une migration vers le nord du littoral dans la plateforme saharienne pendant Ashgill semble également être confirmée (Fekirine et Abdallah, 1998).

- **TST 2 est daté du Llandovery (Rhuddanien),** et est caractérisé par des séries sédimentaires de plate-forme marine dans la plupart des régions nord-africaines avec des exceptions au Maroc et autour de la structure d'Al Qarqaf.

TST 2 est délimité à la base par une surface transgressive, marquant la fin de la glaciation. Les dépôts sont représentés par un conglomérat sur la plate-forme du Sahara occidental et un mince calcaire transgressif sur la plate-forme du Sahara oriental (Fekirine et Abdallah, 1998). TST 2 est délimitée au top par la surface MFS 2 correspondant à un haut niveau marin.

Au cours du Rhuddanien, une transgression régionale majeure se produit marquée par la mise en place d'argiles à graptolites déposées sur toute la zone d'étude, à l'exception de la partie orientale du bassin de Ghadamès (Bracaccia *et al.*, 1991). Des dépôts

d'argiles riches en matières organiques «hot shales» accompagnent cette transgression, en remplissant les cuvettes topographiques glaciaires (Lüning *et al.*, 2000a, c).

Des argiles d'environnement marin se mettent en place dans la partie sud du bassin de Ghadamès, suggérant que la structure d'Al Qarqaf avait une certaine expression topographique à cette époque. Le profil de dépôt a une polarité sud-nord, du plus proximale au plus distale.

- **HST 2 est daté de l'Aéronien (Llandovery moyen à Pridoli)**, et est caractérisé par des dépôts marins progradant dans la zone d'étude. HST 2 se termine par une régression maximale marquée par une discordance angulaire. HST 2 est limité à la base par une surface MFS 2 et au top par une limite de séquence SB 3 (Figure 2.38).

Durant HST 2, les séries sédimentaires marines peu profondes progradent progressivement vers le nord durant le Silurien dans le bassin (Figures 2.38 et 2.41). Des formations deltaïques et fluviales caractérisent les dépôts dans le Ghadamès, dans le Murzuq (Bellini et Massa, 1980 ; Pierobon 1991) et dans la structure d'Al Qarqaf (Carniero de Castro *et al.*, 1991; Clark-Lowes et Ward, 1991; Bracaccia *et al.*, 1991 ; Echikh et Sola, 2000 ; Davidson *et al.*, 2000 ; Aziz, 2000).

D'importantes sources de sédiments sont localisées au nord et au sud dans le bassin de Ghadamès (Carniero de Castro *et al.*, 1991) (Figure 2.41).

Dans la partie sud du bassin de Ghadamès, les grès de marais et les argiles de la Formation de Tanezuft s'intercalent avec les sédiments marins et de transition au nord (Bracaccia *et al.*, 1991) et passent verticalement à des grès deltaïques et d'estuaires.

Les grès d'Akakus se biseautent en contact avec la structure d'Al Qarqaf et passent latéralement au NE en dépôts d'argiles. La source des sédiments est localisée au nord dans les sables de Sirte et de Ghadamès en Libye pendant la HST 2. Un profil de dépôt SSE-NNW du plus proximale au plus distale se dessine. Ce même profil est orienté NNE - SSO dans le bassin de Murzuq.

- **Séquence NA 3: du Silurien supérieur au Dévonien supérieur.**

La séquence NA3 est limitée à la base par la limite de séquence SB 3 et au top par la limite de séquence SB 4 qui représente la surface de régression maximale. La surface

maximum de transgression MFS 3 est placée entre l'Emsien et l'Eifélien. Trois «system tracts » ont été identifiés dans cette séquence NA 3 (Figure 2.38).

- **LST 3 est daté du Lochkovien à Praguien** et est caractérisé par des dépôts marins peu profonds de zones relativement distales. Ces dépôts enregistrent une transgression globale coiffée d'une surface transgressive majeure corrélable sur toute la région nord-africaine, entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen.

LST 3 est délimité à la base par la limite de séquence SB 3 qui représente la discordance calédonienne et qui est une discordance angulaire. LST 3 est délimité au top par une surface transgressive régionale.

Des faciès continentaux ont été déposés dans le bassin de Ghadamès (Belhaj, 1996, 2000). Les dépôts de plaines alluviales de Braid se sont déplacés vers l'O-NO dans le bassin d'Al Kufrah, et s'intercalent avec les dépôts deltaïques dans les bassins d'Al Kufrah, de Murzuq et dans la structure d'Al Qarqaf.

Dans le bassin de Ghadamès, la polarité des sédiments, du plus proximale au plus distale, est orientée sud vers le nord, avec des sédiments provenant de la structure d'Al Qarqaf. Dans les bassins de Murzuq et de Ghadamès, les séries sédimentaires de la Formation de Tadrart progradent vers le nord et le NO.

- **TST 3 est daté de l'Emsien** et est limité à la base par une surface transgressive majeure et au top par MFS 3. TST 3 est caractérisée par des dépôts marins littoraux dans le bassin de Ghadamès (Bellini et Massa, 1980 ; Bracaccia *et al.*, 1991 ; Belhaj, 2000) et des argiles marines offshores dans la région de la structure d'Al Qarqaf (Vos, 1981b).

Les séries sédimentaires présentent une évolution du plus proximale au plus distale suivant la direction ESE - ONO (du bassin d'Al Kufrah au bassin de Murzuq) et une orientation de la polarité des sédiments du plus proximal au plus distal suivant la direction SSO à NNE en Libye et en Tunisie.

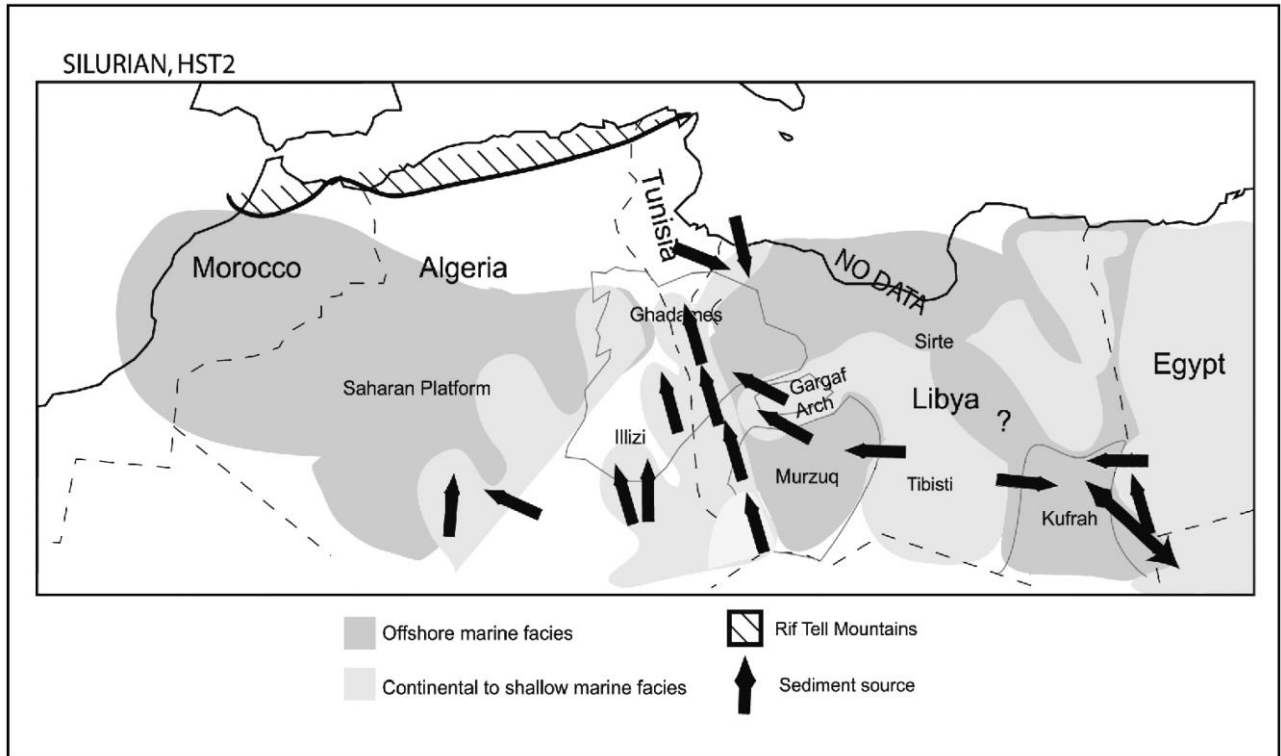


Figure 2.41 : Reconstruction paléogéographique du nord de l'Afrique au cours de la période Aéronien-Pridoli (HST 2). Une importante source de sédiments est située dans la partie sud-est du bassin d'Al Kufrah, et des sédiments ont également été arrachés de la marge ouest de ce bassin. Le bassin de Murzuq a reçu des apports de sédiments clastiques de l'est et une autre source détritique majeure est localisée dans le sud. Une progradation deltaïque vers la plateforme saharienne est identifiée. Des sédiments ont également été transportés et déposés vers le nord-ouest du bassin depuis la structure d'Al Qarqaf. (Carr, 2002).

- **HST 3 est daté de l'Eifélien au Famennien.** HST 3 est limité à la base par la surface MFS 3 et au top par la limite de séquence SB 4. Cinq cycles sédimentaires de troisième ordre ont été reconnus dans le Dévonien moyen à supérieur. Quatre cycles représentent la Formation d'Awynat Wanin et le cinquième est identifié comme appartenant à la Formation de Tahara (Belhaj, 1996).

Les sédiments marins caractérisent les dépôts dans le bassin de Ghadamès (Bellini et Massa, 1980, El Rweimi, 1991) et les argiles marines offshore sont caractéristiques dans la structure d'Al Qarqaf (Vos, 1981b). Les séries deltaïques de la Formation d'Awynat Wanin dérivées de la structure d'Al Qarqaf se sont déplacées vers le NO et l'O (Figures 2.38 et 2.42).

Des argiles et des calcaires peu profonds ont été déposés dans le nord de la Libye et passent verticalement dans des dépôts de marée.

L'orientation des séries sédimentaires des plus proximales aux plus distales se fait suivant la direction ESE à ONO (du bassin d'Al Kufrah au bassin de Murzuq), et suivant la direction ESE et ONO loin de la structure d'Al Qarqaf (Figure 2.42).

- **Séquence NA 4 du Carbonifère**

Cette séquence de NA 4 est délimitée à la base par la limite de séquence SB 4 et au top par la limite de séquence SB 5 confondue avec la discordance hercynienne 1. MFS 4 est placée entre le Viséen et le Serpukhovien. Deux « system tracts » ont été identifiés dans cette séquence du NA 4 (Figure 2.38).

- **TST 4 est daté du Tournaisien au Viséen** (Figures 2.38 et 2.43). Sa base est marquée par la limite de séquence SB 4 qui représente le maximum de régression de la Séquence NA 3 (Figure 2.38). La surface SB 4 est immédiatement recouverte par une surface transgressive régionale. TST 4 est reconnu en raison du « backstepping » général des unités deltaïques vers l'ESE durant le Tournaisien et le Viséen. Plusieurs cycles deltaïques de progradation / aggradation sont reconnaissables en relation avec les rythmes d'oscillation du niveau marin.

Cependant, les dépôts deltaïques ont été progressivement remplacés par des dépôts de plateforme carbonatée, et les sources clastiques ont cessé de fournir des sédiments à la fin du TST 4. Dans l'ouest de la Libye, les successions sédimentaires initialement fluviales passent verticalement à des successions de séries sédimentaires caractérisant le plus bas niveau marin (Whitbread et Kelling, 1982).

Les sédiments proviennent du sud du bassin de Ghadamès. Les argiles marines se déposent dans le bassin de Ghadamès et de Murzuq suivant des cycles de type «coarsening» avec une influence de tempêtes (Bellini et Massa, 1980; Carneiro de Castro, 1991; Pierobon et al., 1991; Belhaj, 1996, 2000). Plusieurs tendances proximales - distales sont notables, indiquant plusieurs sources de sédiments actifs (Figure 2.43).

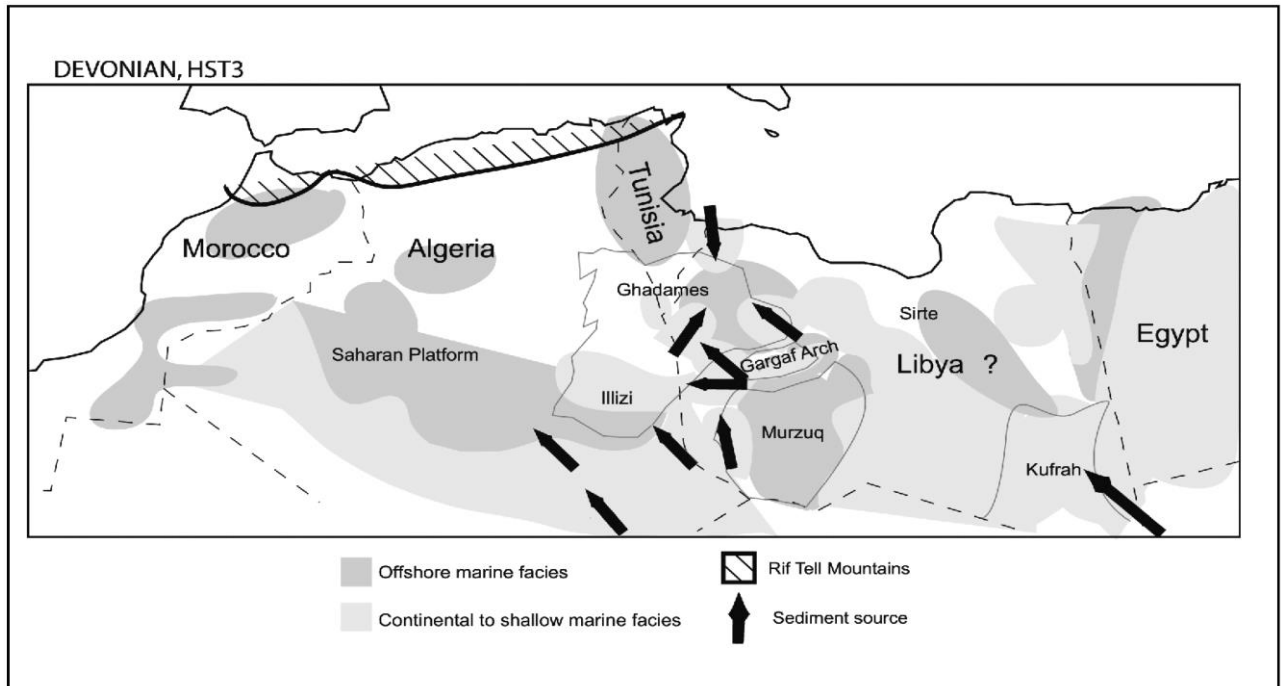


Figure 2.42 : Reconstruction paléogéographique du Nord de l'Afrique pendant l'Eifélien-Famennien (séquence HST 3). Une importante source de sédiments est localisée à l'est du bassin d'Al Kufrah et des sédiments ont été étalés vers le nord dans le bassin de Murzuq. Des sédiments ont été également déposés à l'O et au NO de la structure d'Al Qarqaf. Les sources des clastiques qui remplissent le bassin de Ghadamès sont localisées au SE, au SO et au N (Carr, 2002).

Les profils de dépôts d'orientation ESE à ONO, du plus proximale au plus distale, sont reconnaissables dans la structure d'Al-Qarqaf du bassin de Murzuq et à la plate-forme saharienne.

Lors du dépôt de la séquence TST 4, des apports de sédiments du nord de la Libye ont augmenté avec le temps. Des séries sédimentaires des plus proximales au plus distales s'installent depuis le Nord de la Libye jusqu'au bassin de Murzuq.

Toutefois, dans le bassin de Ghadamès, il existe une tendance locale de polarité des sédiments du sud vers le nord (du plus proximale au plus distale) (Belhaj, 1996).

- **HST 4 est daté du Serpukhovien au Stéphanien (Gzhélien).** Il est délimité au top par la limite de séquence SB 5 étant la discontinuité hercynienne 2.

Tout au long du Carbonifère, des faciès marins peu profonds ont été progressivement déposés dans le bassin. Les séries sédimentaires sont orientées du plus proximale au

plus distale suivant une direction ESE à ONO (du bassin d'Al Kufrah au bassin de Murzuq) (Figure 2.43).

Contrairement aux travaux de Carr (2002), les travaux de Dardour *et al.* (2004) dans la zone d'étude ont permis de diviser le Silurien en trois séquences de 2^{ème} ordre et le Dévonien en cinq séquences de 2^{ème} ordre.

- **1^{ère} séquence de 2^{ème} ordre : Ordovicien supérieur au Silurien**

Deux « system tracts » ont été reconnus dans cette séquence de l'**Ordovicien supérieur au Silurien**

• **LST de 2^{ème} ordre (Caradoc – Ashgill):**

Les corrélations stratigraphiques régionales combinées avec des données de contrôle des puits permettent de subdiviser l'Ordovicien supérieur, dans le bassin libyen de Ghadamès, en, au moins, trois séquences périglaciaires à haute fréquence (PSS) ; i) la Formation de Melaz Shuqràn (PSS-S1) ; ii) la Formation de Mamouniyat (PSS-S2) ; iii) la Formation de Bir Tlacsin (PSS-S3).

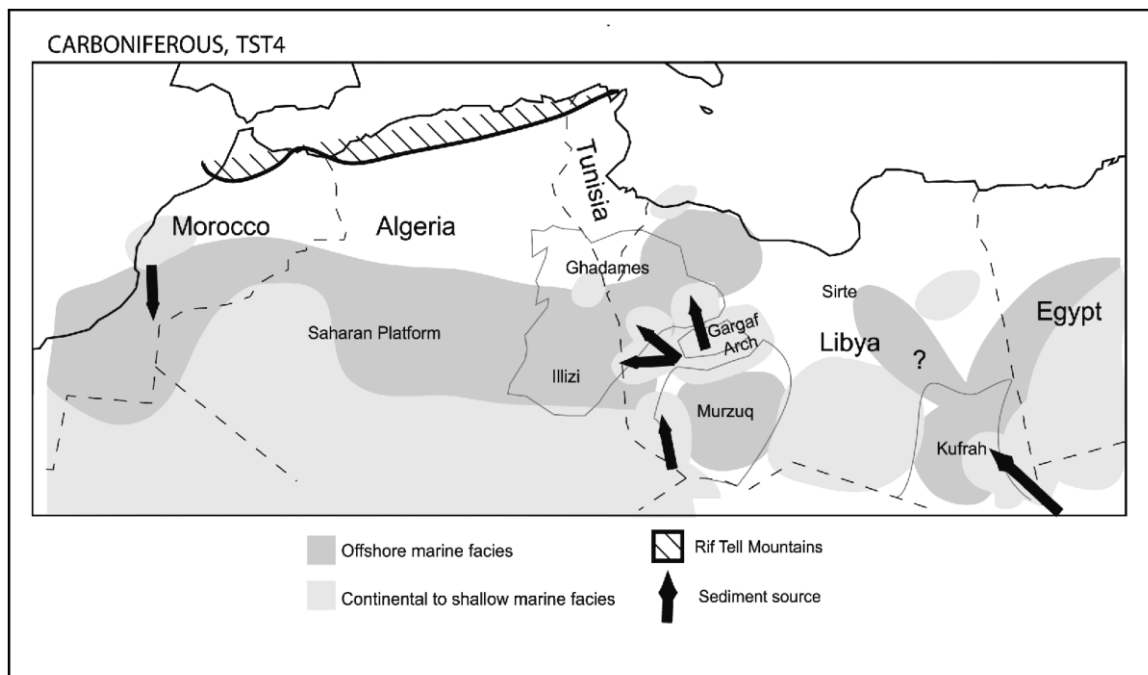


Figure 2.43 : Reconstruction paléogéographique de nord de l'Afrique pendant le Carbonifère (séquence TST 4). Une importante source de sédiments provenant du SE du bassin d'Al Kufrah est identifiée. Des sédiments ont été déposés dans le nord du bassin de Murzuq, et à l'ouest, au nord-ouest et au nord de la structure d'Al Qarqaf. Une source de sédiments est localisée également au sud du Maroc (Carr, 2002).

- ***TST de 2^{ème} ordre (Rhuddanien)***

Cette séquence sédimentaire de haute fréquence du système transgressif Ordovicien supérieur - Silurien est représentée par la Formation de Tanezuft avec les “hot shales”.

L'événement anoxique qui a donné lieu à cette formation basale de Tanezuft, d'argiles radioactives, a été très bref, confiné à deux ou trois zones à graptolites du Rhuddanien (Luning *et al.*, 2000). Ces faciès sont présents sur une grande partie de l'ouest de la Libye.

- ***HST de 2^{ème} ordre (Llandovery inférieur):***

Cette séquence de transgression maximale du second ordre située à la transition entre Rhuddanien et Aéronien, a été suivie par les Formations de Tanezuft et d'Akakus (du Llandovery au Pridoli), décrites par Bellini et Massa (1980).

Une biozonation très précise à partir de graptolites a permis à ces auteurs de définir une succession fortement diachronique des environnements externes pro-deltaïques des argiles de Tanezuft puis des environnements côtiers / deltaïques d'Akakus progradant vers le nord (Figure 2.44).

Dardour *et al.* (2004) donnent leur interprétation des séquences sédimentaires de l'Ordovicien supérieur au Silurien dans la région du bassin de Ghadamès en s'appuyant sur un contrôle biostratigraphique des séries sédimentaires. Plusieurs séquences de 2^{ème} ordre ont été définies (Figures 2.45 et 2.46).

- ***Séquence de 2^{ème} ordre PSS-S4 (Dardour et al., 2004):***

Les séries sédimentaires du début de cette séquence sont dominées par des argiles de la Formation de Tanezuft d'âge Llandovery moyen à Wenlock.

Plusieurs paraséquences dominées par des grès sont présentes au sud et les modèles de dépôt sont généralement progradants avec des environnements fluvio-deltaïques côtiers confinés dans le bassin de Murzuq (Figures 2.45 et 2.46).

- ***Séquence de 2^{ème} ordre PSS-S5 (Dardour et al., 2004) :***

Le mode de dépôt change radicalement à la fin du Wenlock. L'analyse dans plusieurs puits des séries sédimentaires dans la partie inférieure de la Formation d'Akakus suggèrent des paraséquences de type fluvio-deltaïque peu profonde au début du Ludlow (Figures 2.45 et 2.46).

- Séquence de 2^{ème} ordre PSS-S6 (Dardour et al., 2004) :

Dans un contexte régional en extension, l'unité sédimentaire des argiles du Ludlow supérieur semble représenter un événement de transgression maximale de courte durée, séparant les séquences 5S et 6S (Figures 2.45 et 2.46).

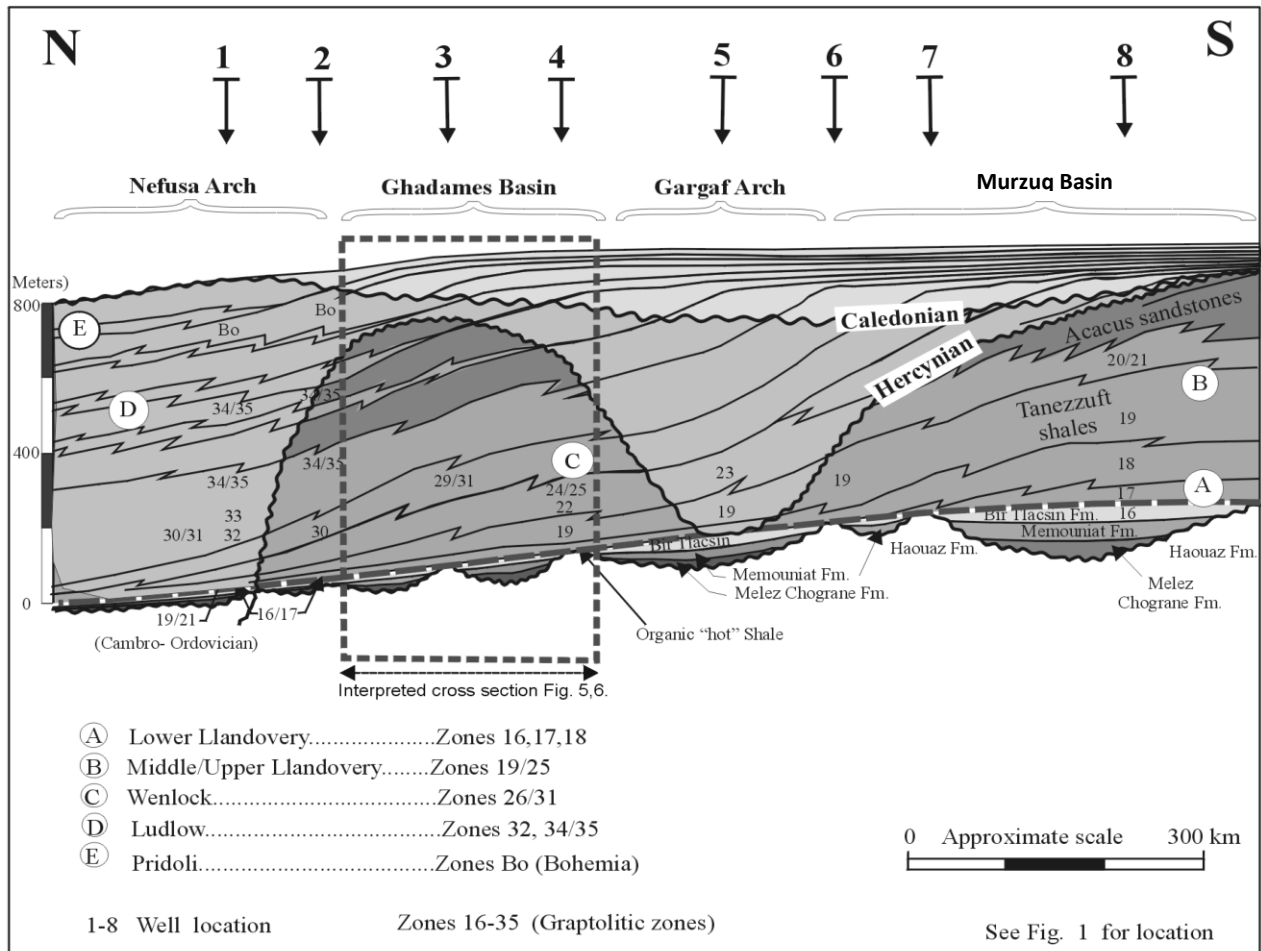


Figure 2.44: Corrélation stratigraphique nord-sud régionale de la super séquence de l'Ordovicien au Silurien supérieur, en Libye occidentale. La section illustre l'architecture régionale de cette super séquence, des discontinuités majeures dans les bassins de Murzuq et de Ghadamès à l'ouest de la Libye (Bellini et Massa, 1980).

Ceci a été suivi par une progression rapide des paraséquences dominées par des dépôts littoraux et fluvio-deltaïques dans la partie supérieure de la Formation d'Akakus pendant la fin du Ludlow au Pridoli.

Suivant les mêmes travaux de Dardour et al. (2004), le Dévonien est subdivisé en cinq séquences de 2^{ème} ordre :

La succession des séries sédimentaires dans le bassin de Ghadamès représente une plateforme complexe interrompue par plusieurs discordances érosives d'importance variable (Figures 2.47 et 2.48). Les plus significatifs sont les événements calédoniens et Eifélien moyen associés au soulèvement de la structure d'Al Qarqaf et la séparation des bassins de Ghadamès et de Murzuq au sud.

La super-séquence comprend un LST identifiée dans la Formation de Tadrart (Dévonien inférieur : Lochkovien-Praguien), recouverte par des cycles rétrogradants transgressifs marins peu profonds daté de l'Emsien au Givétien (Formations d'Ouan Kaza et d'Awaynat Wanin I & II).

La MFS de 2^{ème} ordre est reconnue dans le Frasnien (Awaynat Wanin III / basal IV). Les grès de Strunien (Famennien supérieur) marquent le début de la régression vers le nord caractérisée par des faciès marins peu profonds deltaïques et carbonatés (El Rweimi, 1991).

Dévonien inférieur et ses séquences de 2^{ème} ordre :

- *1^{ère} séquence de 2^{ème} ordre PSS-D1* : Elle est représentée par la Formation de Tadrart d'âge Lochkovien-Praguien qui est constituée essentiellement de grès et repose directement sur la discordance calédonienne. Elle est dominée par des faciès de grès fluviaux en tresse, composés d'au moins deux paraséquences qui progradent vers le sud (Figures 2.47 et 2.48).

Les caractéristiques des faciès, le mode d'empilement des sédiments et la position stratigraphique en contact direct avec la discordance régionale majeure (discordance calédonienne) suggèrent que cette formation représente une partie de LST de deuxième ordre.

- *2^{ème} séquence de 2^{ème} ordre PSS-D2* : Elle est représentée par la Formation d'Ouan Kaza. Cette formation d'âge Emsien-Eifélien inférieur est composée de plusieurs cycles dominés par des formations marines peu profondes. Les séries sédimentaires transgressives à la base passent à un système progradant dans la partie supérieure de l'intervalle (Figures 2.47 et 2.48).

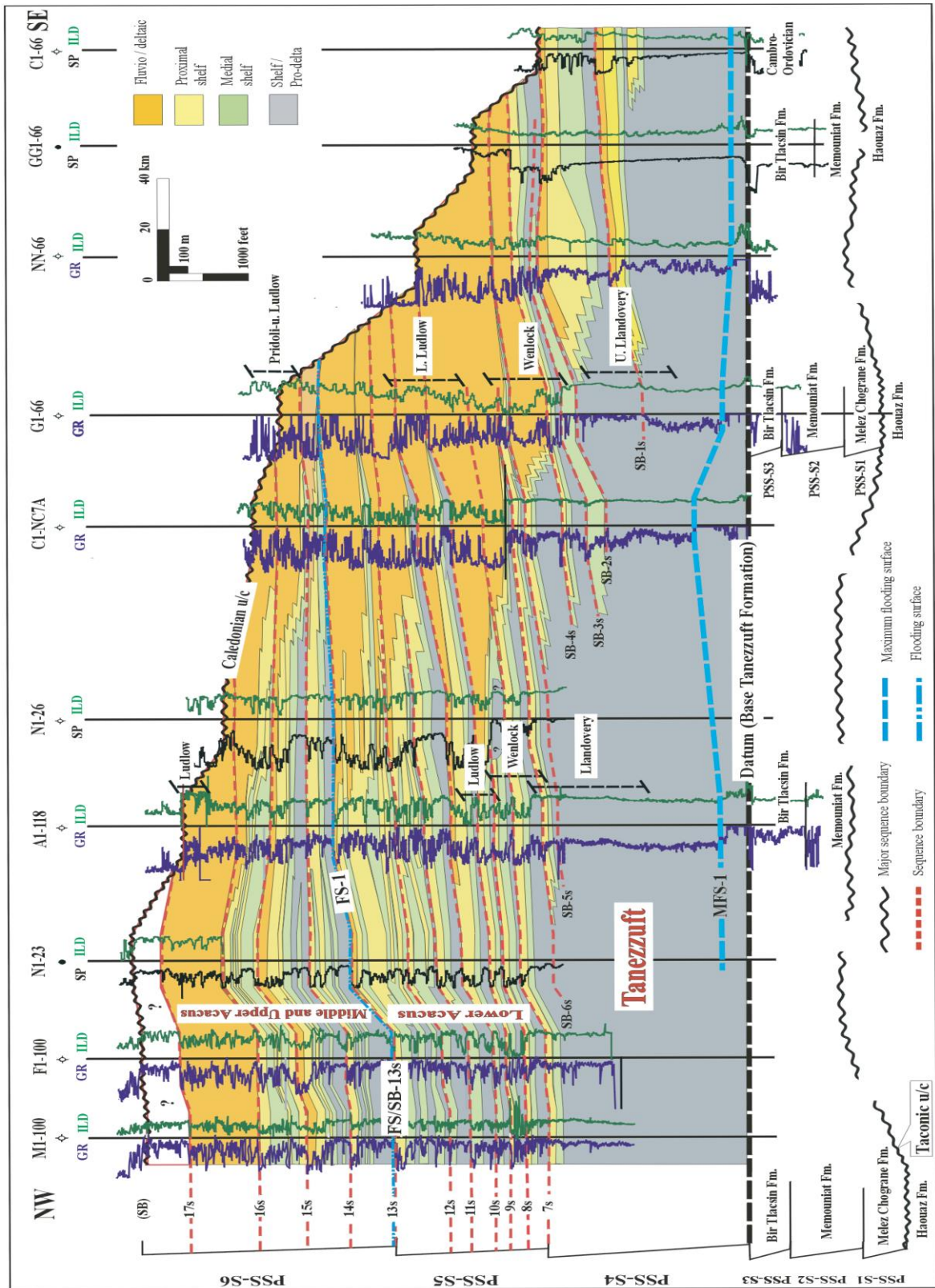


Figure 2.45 : Interprétation stratigraphique séquentielle de 2^{ème} et de 3^{ème} ordre des séries sédimentaires de l'Ordovicien supérieur au Silurien, dans le bassin de Ghadamès suivant Dardour et al. (2004).

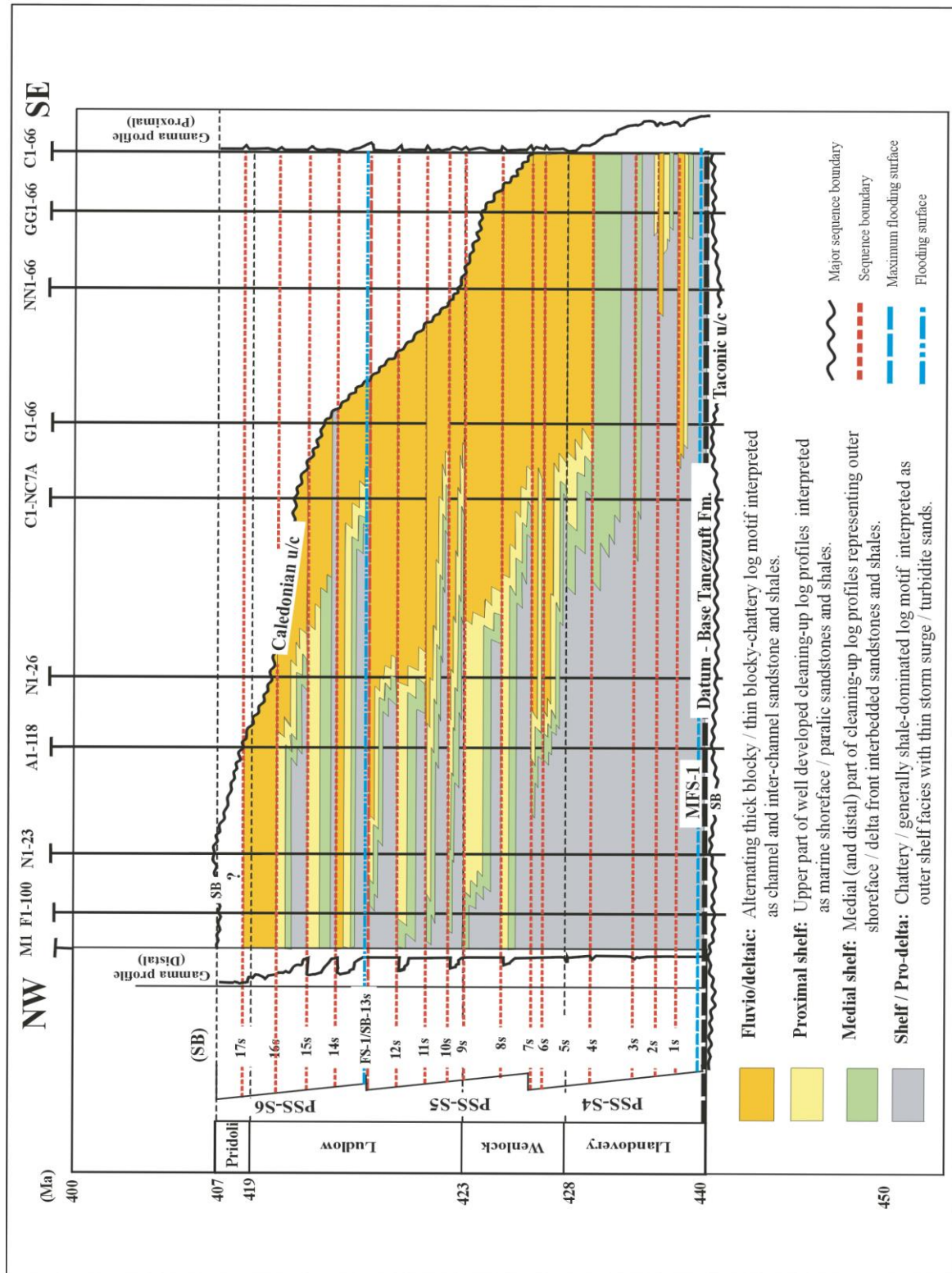


Figure 2.46 : Analyse chronostratigraphique des séries sédimentaires d'âge Llandovery-Pridoli dans le bassin de Ghadamès. L'analyse des séquences sédimentaires d'ordre 2 et 3 durant cette période suivant Dardour et al. (2004).

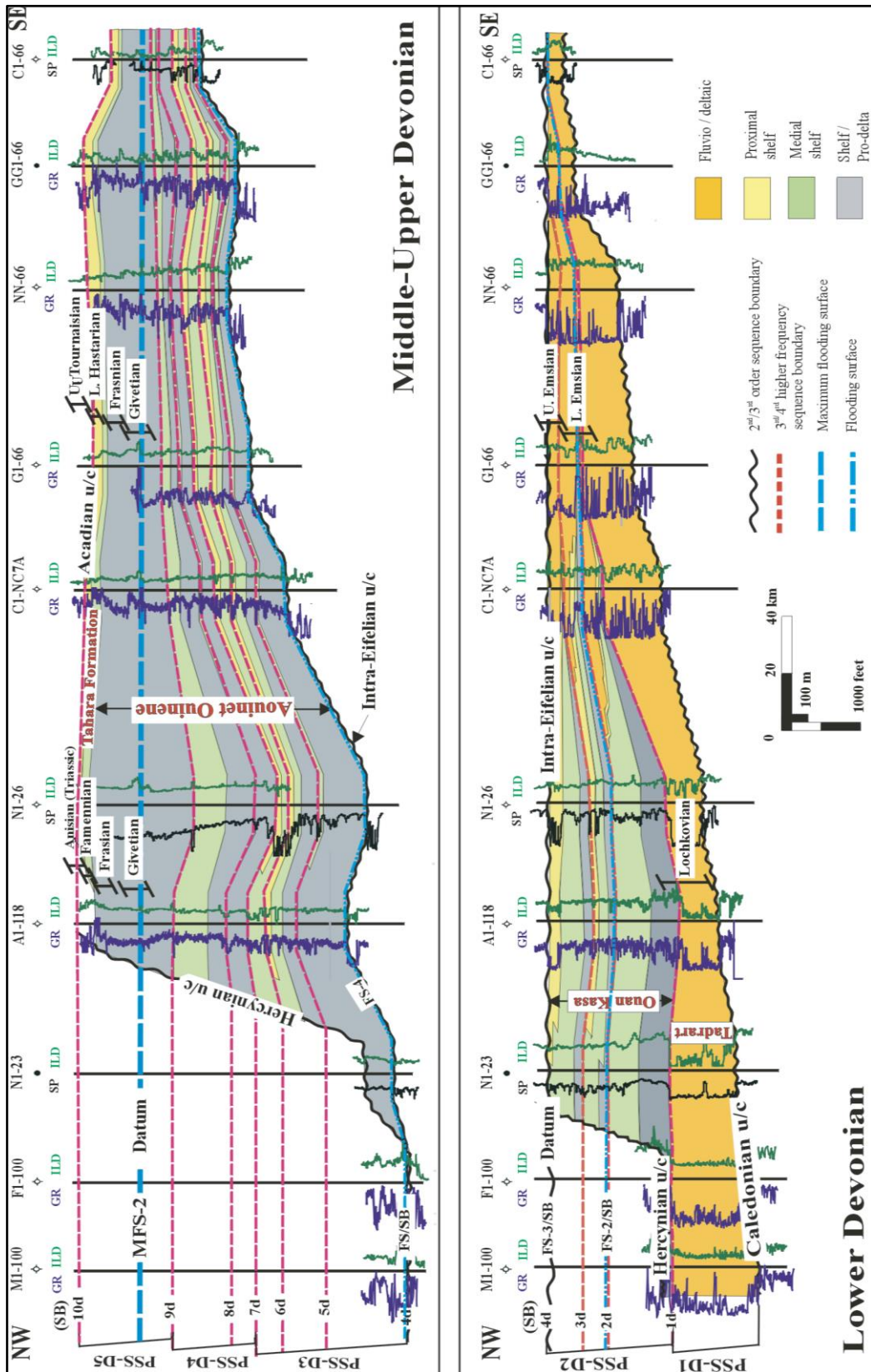


Figure 2.47: Interprétation stratigraphique séquentielle des séries sédimentaires du Dévonien, dans le bassin de Ghadamès, en Libye (Dardour et al., 2004).

Dévonien moyen-supérieur et ses séquences de 2^{ème} ordre :

- *1^{ème} séquence de 2^{ème} ordre PSS-D3, PSS-D4.* Elle est présentée par la Formation d'Awaynat Wanin I, II et III. La partie inférieure de la Formation d'Awaynat Wanin est représentée par deux séquences d'environnement néritique suivies par des cycles deltaïques côtiers (Figures 2.47 et 2.48). Contrairement à la Formation d'Ouan Kaza sous-jacent, la succession est dominée par les argiles marines et représente les systèmes transgressifs tardifs de la super séquence Dévonien-Carbonifère.
- *2^{ème} séquence de 2^{ème} ordre PSS-D5.* Elle est représentée par les Formations d'Awaynat Wanin III, IV et de Tahara. Un horizon riche en éléments biologiques est identifié en milieu du Frasnien, le Cues Limestone. Il est présent dans le bassin libyen de Ghadamès. Une certaine confusion existe dans la littérature sur la frontière entre l'Awaynat Wanin III et l'Awaynat Wanin IV (Massa et Moreau-Benoit, 1976; Parizek *et al.*, 1984; Gundobin, 1985; Hallett, 2002; Echikh, 1992).

Dans l'analyse de Dardour *et al.* (2004), cette limite est placée à l'intérieur de la série sédimentaire de la séquence PSS-D5. La continuité stratigraphique régionale, la richesse en éléments organiques et le mode d'empilement des sédiments suggèrent que cette séquence est associée à un événement majeur de transgression (Figures 2.47 et 2.48).

Il passe à travers une succession d'argiles dominantes dans les grès de Tahara peu profonds d'âge Famennien supérieur. Il est limité par la discordance acadienne et les séries sédimentaires du Carbonifère situées en dessus.

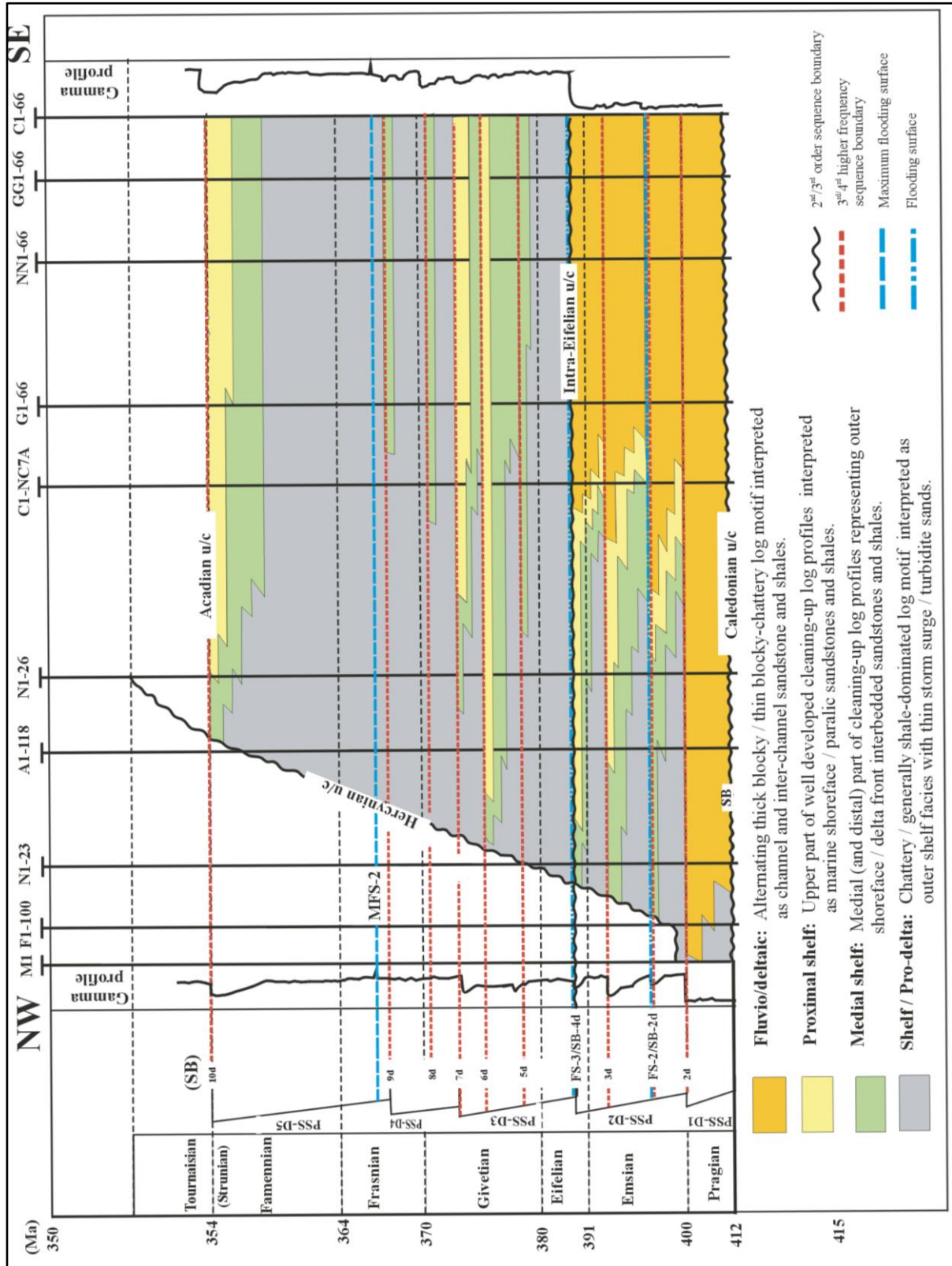


Figure 2.48 : Analyse chronostratigraphique des séries du Dévonien, les environnements de dépôts et les cycles de 2^{ème} et 3^{ème} ordre identifiés dans les séries du bassin de Ghadamès, en Libye (Dardour et al., 2004).

Galeazzi *et al.* (2009) ont étudié les séries sédimentaires et la stratigraphie dans les bassins d'Ilizi-Berkine. Ils ont subdivisé le Paléozoïque en plusieurs cycles stratigraphiques:

- **Cambrien moyen-supérieur à Ordovicien : les cycles stratigraphiques.**

Les cycles stratigraphiques du Cambrien Moyen-supérieur à l'Ordovicien Supérieur présentent des épaisseurs variant de 200 à plus de 900 m.

Elles sont composées essentiellement de sédiments silicoclastiques d'environnements fluvial, littoral et des dépôts marins. Ces séries sont limitées à la base par la discordance de l'Infratassilis (Beuf *et al.*, 1971) qui sépare le socle panafricain des séries sédimentaires du Paléozoïque. Le sommet des séries sédimentaires est marqué par la discordance ashgillienne glaciaire (Figures 2.49A et B).

L'intervalle Cambro-Ordovicien se caractérise par la présence d'intervalles de grès épais et de très grande extension latérale, séparée par des niveaux argileux marins.

Les discordances majeures régionales divisent cette série sédimentaire en trois principales mégaséquences : CAM-2, ORD-1 et ORD-2 (Figure 2.50).

- **Séquence CAM-2 (Cambrien moyen-supérieur)**

Dans le bassin d'Ilizi-Berkine, cette séquence est représentée par des dépôts de sables grossiers, de grès et de conglomérats, riches en feldspaths, et des clastes ignés et métamorphiques, subangulaires et mal triés, avec parfois des clastes d'argile.

Ces séries sont d'une épaisseur allant de 100 à 200 m d'épaisseur. Les faciès correspondent à des dépôts fluviaux en tresse faisant probablement partie d'un éventail de dépôts d'alluvions à grande échelle devenant principalement marin au nord. Les faciès marins peu profonds sont plus fins, plus quartzitiques que les dépôts continentaux.

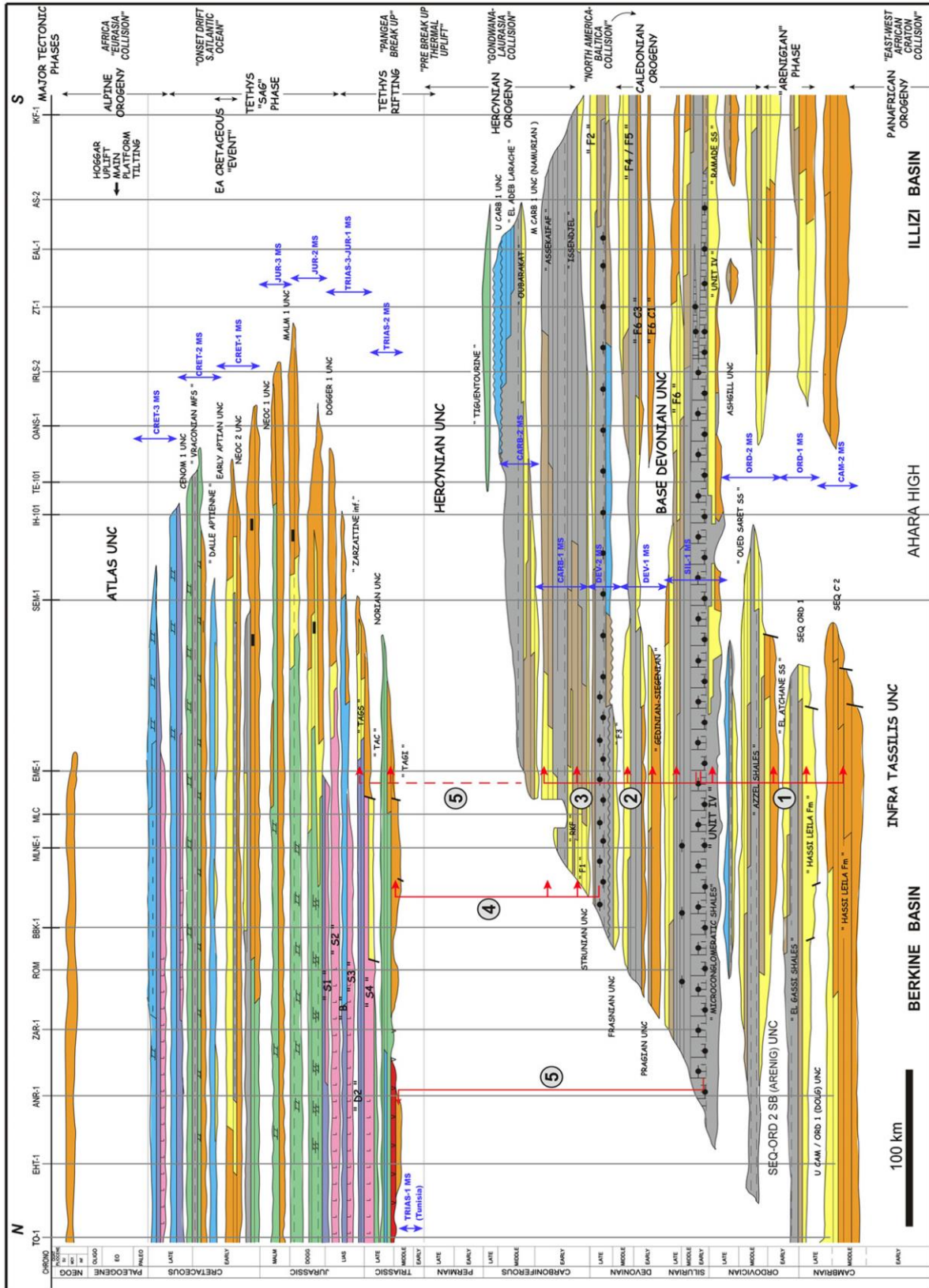


Figure 2.49A : Diagramme chronostratigraphique N-S de la région d'Illizi-Berkine avec indication des principaux systèmes pétroliers, Galeazzi et al. (2009).

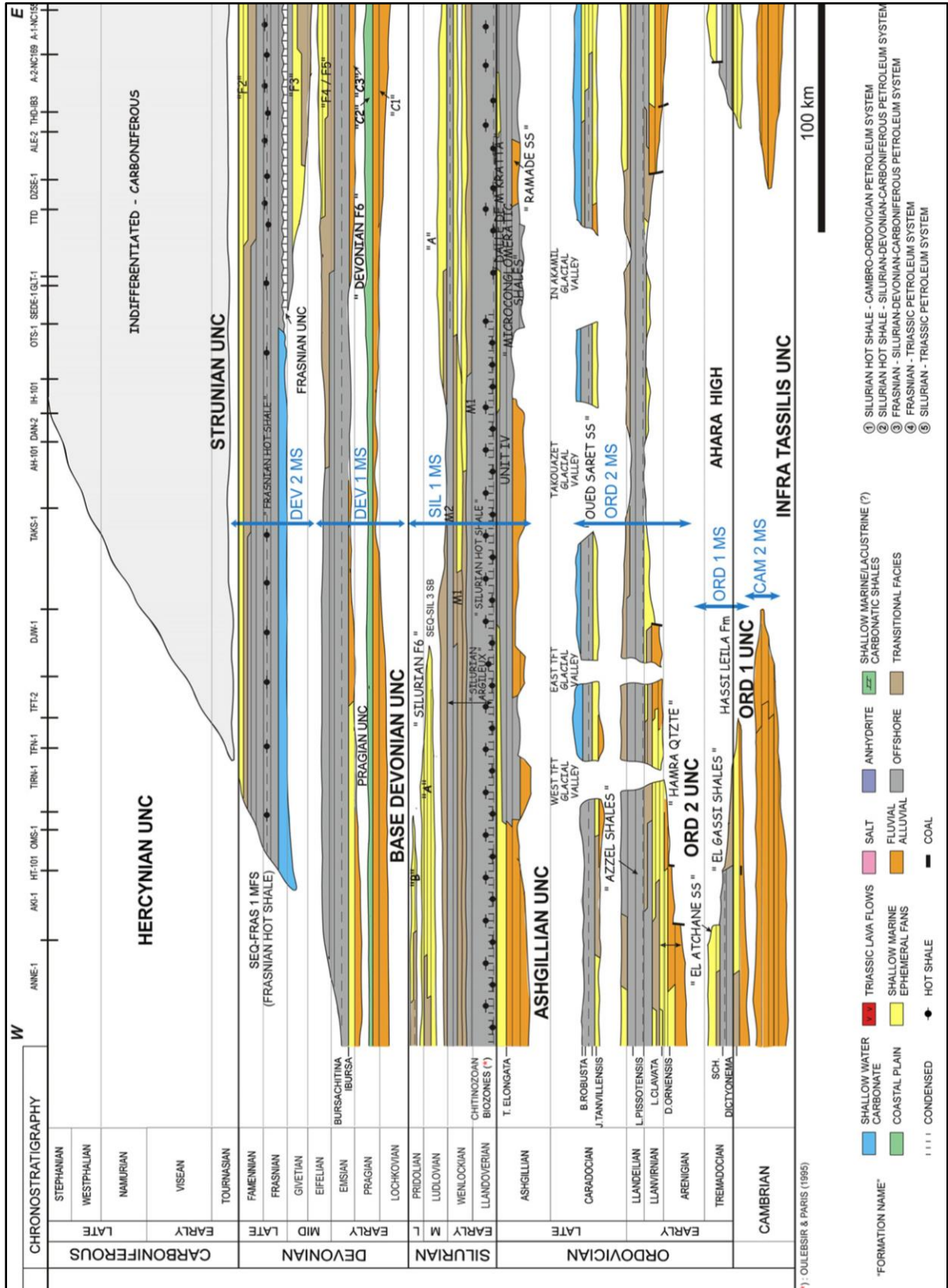


Figure 2.49B : Diagramme chronostratigraphique E-O du Paléozoïque du bassin d'Illizi, Galeazzi et al. (2009).

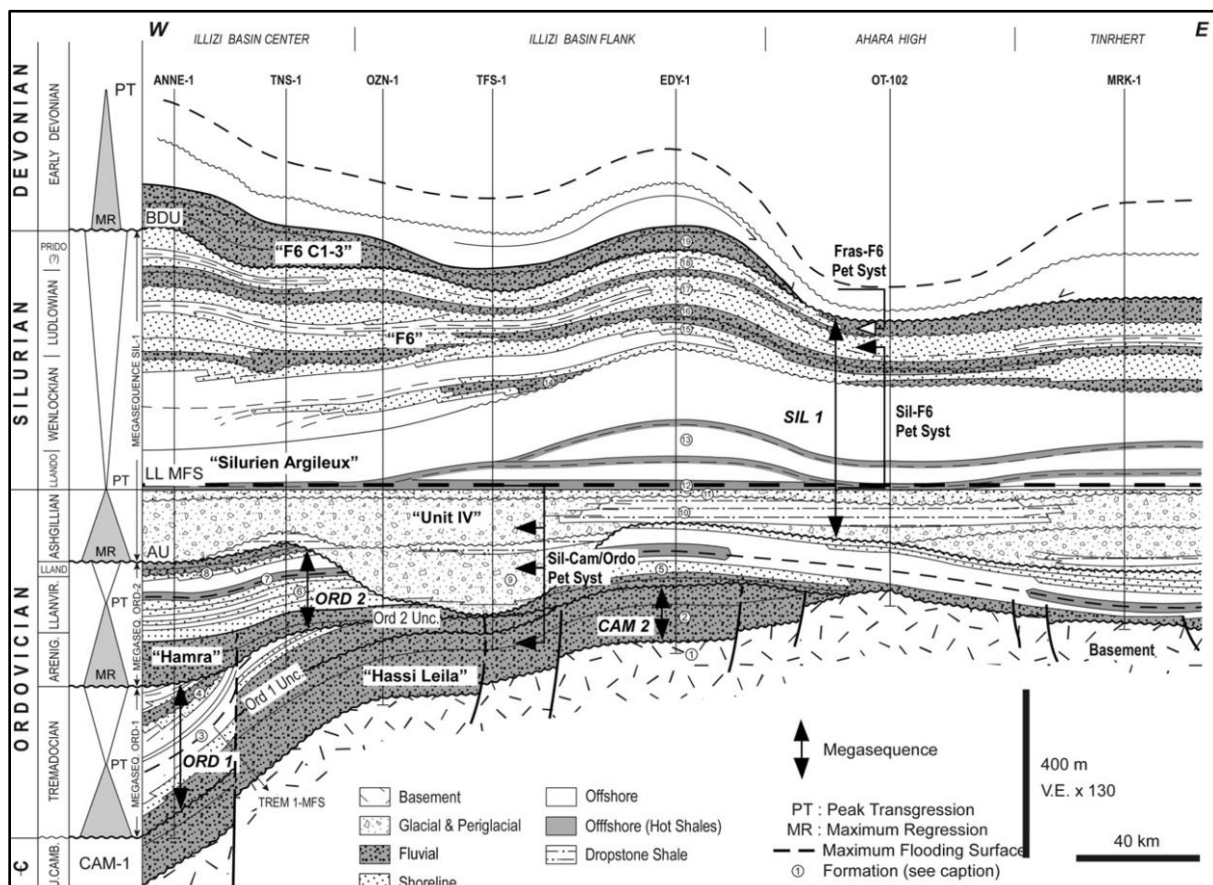


Figure 2.50 : Coupe stratigraphique simplifiée montrant l'architecture stratigraphique des séquences de dépôt du 3^{ème} ordre et des mégaséquences du Paléozoïque inférieur dans la région d'Illizi (Galeazzi et al., 2009). Notons la troncature et l'érosion majeure des discordances de l'Arenig (ORD-2), de l'Ashgill (AU), et du Dévonien (BDU). (Les unités lithostratigraphiques: 1 : le socle métamorphique; 2 : Hassi Leila Fm; 3 : " Argiles d'El Gassi " Fm; 4, " Grès d'El Atchane " Fm; 5 : Quartzites d'Hamra " Fm; 6, " Grès d'Ouargla " Fm; 7, Argiles d'Azzel Fm; 8, " Grès d'Oued Saret " Fm; 9, " Grès de Ramade (Unité IV) " Fm; 10, " Argiles Microconglomératiques (Unité IV) " Fm; 11, " Dalle de M'Kratta (Unité IV) " Fm; 12, silicoclastiques du Silurien ou du Tanezuft Fm; 13, " Argiles à Graptolites 'Fm; 14-18, " Silurien argilo-gréseux " Fm; Ou 14-19, F6 Fm subdivisée en membres: 14, M1; 15; M2; 16, A; 17, B1; 18, B2; 19, Dévonien F6 Fm ou C1).

- **Séquence ORD-1 (Ordovicien inférieur) : le premier cycle transgressif-régressif de l'Ordovicien**

L'ORD-1 est représentée par un cycle stratigraphique transgressif-régressif du Tremadoc inférieur à l'Arénig inférieur, d'une épaisseur jusqu'à 300 m (Figures 2.49A, B et 2.50). Les séries sédimentaires d'ORD-1 sont composées de grès et de quartzites riches en quartz,

d'environnement fluviatile et marin peu profond, et des argiles marines grises foncées. Les grès fluviatiles sont représentés par des arénites avec du quartz grossier à moyen et des quartzites. Les grès marins peu profonds sont également quartzitiques.

- **Séquence ORD-2 (Arénig à Ashgill supérieur) : le deuxième cycle transgressif-régressif de l'Ordovicien**

La séquence ORD-2 est représentée, dans la région d'Illizi-Berkine, par un cycle régressif Arénig moyen à Ashgill supérieur présentant jusqu'à 400 m d'épaisseur (Figures 2.49A, B et 2.50).

La partie supérieure de la séquence ORD-2 a été érodée par la discordance ashgillienne, et est directement recouverte par les dépôts glaciaires de la séquence ORD-3_SIL-1 (Figure 2.50).

La discordance à la base de la séquence ORD-2 tronque les séries sédimentaires sous-jacentes des grès de l'Arénig et se trouvent parfois directement en contact avec le socle (Figure 2.50).

Une succession fortement régressive de grès fluviatiles en tresses et de quartzites d'âge Arénig (Beuf *et al.*, 1971 ; Crossley et McDougall, 1998) enregistre les traces basales de cette mégaséquence.

Les sables fluviatiles sont couverts progressivement par un ensemble de paraséquences marines d'environnement peu profond.

Le maximum de transgression de cette séquence est atteint au Llanvirn, et est enregistré par les dépôts d'argile marine de la Formation d'Azzel (Figure 2.50).

Ces argiles sont constituées d'argiles noires à glauconies déposées sur un plateau dominé par les marées (Fekirine et Abdallah, 1998).

La série progradante de la séquence d'ORD-2 enregistre une régression globale avec des dépôts fluvio-deltaïques incluant des faciès de grès fluviatiles de la Formation de l'Oued Saret (Figures 2.49A et B).

La partie supérieure de cette mégaséquence montre globalement un approfondissement du milieu et contient des dolomies du Caradoc (Figures 2.49A et B).

La discordance ashgillienne tronque largement ces séries. Les argiles d'âge Caradoc recouvrant ces séries sont localement conservées et prouvent le caractère transgressif du Caradoc.

- **La séquence ORD-3_SIL-1 (Ordovicien supérieur - Silurien supérieur): dépôts glaciaires d'ashgill couverts par les séries progradantes du Silurien**

Cette séquence est composée d'un cycle de régression d'une durée de 30 Ma (Figures 2.49A, B) et atteint une épaisseur de plus de 1000 m. Elle est composée des séries sédimentaires glaciaires de l'Ashgill et des séries sédimentaires glacio-marines à sa base, recouvertes d'argiles marines du Silurien inférieur. Les séries fluvio-deltaïques progradantes d'âge Silurien moyen à supérieur recouvrent les séries précédentes (Figures 2.49A, B et 2.50).

La discordance ashgillienne est souvent appelée dans la littérature la discordance taconienne. Elle est caractérisée par une érosion profonde et étendue de la série sous-jacente, atteignant le socle (Figure 2.50). Elle est interprétée comme étant liée à la chute eustatique associée à la glaciation ashgillienne tardive (Brenchley *et al.*, 1994 ; Armstrong et Coe, 1997).

Brenchley *et al.* (1994) estiment la chute du niveau de la mer comprise entre 45 et 65 m. Ceci a été couplé avec l'épandage des séries glaciaires et a entraîné un important potentiel d'érosion.

La partie inférieure de la séquence ORD-3_SIL-1 est constituée de dépôts glaciaires appartenant à la Formation de Tamadjert, qui peuvent atteindre localement plus de 200 m d'épaisseur. Ceux-ci sont constitués de tillites, de conglomérats et de grès d'origine glaciaire et glacio-fluviale, de conglomérats et des argiles glacio-lacustres et glacio-marines.

La transgression régionale du Llandovery inférieur a été suivie par une longue progradation durant la période du Llandovery Inférieur au Silurien Supérieur (Figure 2.50) (Massa et Jaeger, 1971; Legrand, 1985; Dardour *et al.*, 2004).

Du Llandovery au Pridoli moyen, on enregistre une séquence de 3^{ème} ordre progradante, avec une direction de progradation NO (Legrand, 1985) (Figure 2.50).

Cet intervalle de temps affiche une tendance générale des faciès allant de l'argile marine profonde au delta et aux plages côtières. Le système transgressif est fortement rétrogradant, et est suivi par une progradation fluvio-deltaïque (Figure 2.50).

La progradation silurienne est tronquée par la discordance à la base du Dévonien. Elle marque une importante chute relative du niveau marin. Cette discordance témoigne de l'émersion de la plate-forme saharienne.

- **La séquence DEV-1 (Dévonien inférieur à moyen (Lochkovien au Givétien)):**

La série dévonienne se compose principalement de dépôts marins et offshores à dominance clastiques côtières et peu profonds, disposés dans un cycle transgressif-regressif de 2^{ème} ordre. Deux limites de séquences majeures datées du Praguien et de l'Eifélien définissent trois séquences, d'âge Lochkovien, Praguien-Emsien et Eifelien-Givétien (Figures 2.49A et B). La partie basale des séquences lochkoviennes est composée de 200 m d'épaisseur de grès fluviatiles en tresse.

Les faciès changent verticalement de grès avec cimentation ferrugineuse d'environnement d'estuaire, en argiles marines. Dans le bassin d'Illizi, ils apparaissent comme un intervalle propice aux sables marins fluviatiles d'âge Lochkovien-Emsien. Cette séquence est connue sous le nom de F6-C Mb dans le bassin d'Illizi, et a été subdivisée en trois unités principales : F6-C1, F6-C2 et F6-C3 (Figures 2.49A et B).

L'unité F6-C1 est composée de grès grossiers à moyens de quelques dizaines de mètres d'épaisseur interprétés comme des dépôts fluviatiles en tresse à la base de la série, des grès de méandre et d'argiles de plaine d'inondation au sommet.

L'unité F6-C2 décrit par Fabre (1976) est composée de 40-50 m de dépôts marins côtiers peu profonds contenant des grès intercalés et des argiles ferrugineuses, parfois oolithiques, avec Skolithos et Spirophyton, mais aussi avec des dépôts de plaine d'inondation. Ils changent de faciès dans le bassin de Berkine et passent à des argiles marines.

L'unité F6-C3 est constituée de grès fluviatiles à marins peu profonds. Ils sont interprétés comme des dépôts transgressifs pendant le Praguien inférieur. Ils sont séparés de l'unité F6-C2 par la discontinuité du Praguien.

Les argiles marines d'Emsien, à l'échelle régionale, dans la région d'Illizi et de Berkine couvrent les grès transgressifs de l'unité F6-C3. Les grès Emsien inférieur à Eifélien (F5 et F4 Fm) couvrent la transgression de l'Emsien.

- **La séquence DEV-2 (Frasnien à Famennien : Dévonien supérieur).**

Le Dévonien supérieur est composé d'argiles déposées principalement pendant la transgression, suivies par le dépôt de grès (F3 Mb) mise en place durant la progradation (Figure 2.49A et B).

Elle est composée dans sa partie inférieure des argiles profondes « hot shales » constituant la roche mère du Frasnien, et dans sa partie supérieure des grès réservoirs F2. Cet intervalle constitue la partie supérieure de la séquence dévonienne de DEV-2.

Les séries transgressives du Frasnien sont délimitées au top par la discordance du Strunien (Figures 2.49A et B). Elles varient, en épaisseur, de 70 m dans la zone SE d'Illizi, à plus de 250 m dans le bassin de Berkine. Les argiles « hot shales » du Frasnien ont été déposées pendant cet événement majeur de transgression. Les roches mères du Frasnien sont bien connues dans tout le Gondwana, en particulier, en Afrique du Nord.

Les argiles radioactives « hot shales » du Frasnien sont constituées d'argiles noires intercalées de couches de calcaire noir, déposés dans un environnement marin de plate-forme externe dans des conditions anoxiques. Lüning *et al.* (2003) font état d'une épaisseur des hot shales de plus de 200 m dans les secteurs nord du bassin de Berkine. Elles sont caractérisées par des valeurs de TOC de 8 à 14% et d'un kérogène de type I-II.

Au-dessus des séries du Dévonien inférieur-moyen se trouve une unité sédimentaire transgressive où la discordance Frasnien sépare le Dévonien moyen des argiles marines du Dévonien supérieur (Figures 2.49A et B).

Le Dévonien supérieur est un intervalle constitué de grès dont la granulométrie augmente vers le haut et couvre les « hot shales » du Frasnien. Il contient également dans la partie supérieure des grès réservoirs de la formation F2 (Figures 2.49A et B).

La série F2 est un grès deltaïque déposé durant la progradation du Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien). La progradation du Dévonien supérieur est bien enregistrée dans toute la plateforme saharienne (Conrad *et al.*, 1986).

- **La séquence CARB-1 (Tournaisien-Namurien): séries de grès fluvio-deltaïques**

La partie inférieure de cette séquence consiste en une série sédimentaire transgressive suite à la régression durant le Strunien. Dans la partie centrale et le nord du bassin de Berkine, elle

est constituée de grès. Par ailleurs, elle est constituée de boue et de mélange carbonate-clastique.

Dans le bassin de Berkine, le Tournaisien et le Viséen inférieur sont constitués de sédiments de sables de 200-300 m d'épaisseur et dont l'environnement est fluvio-deltaïque et de shoreface. Cette série est recouverte par les argiles marines du Viséen qui scellent les réservoirs sous-jacents.

Whitbread et Kelling (1982) proposent une direction de transport des sédiments orientée vers l'ouest du bassin de Ghadamès, juste au nord des affleurements de M'rar dans la structure d'Al Qarqaf.

Le centre de ce bassin est probablement rempli par les séries du Carbonifère conservant un maximum d'épaisseur en dessous de la discontinuité hercynienne (Figure 2.51).

Ceci indiquerait un changement dans la direction de transport des sédiments pendant le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur lié au début du soulèvement des structures hercyniennes qui entoureraient la région de Berkine-Illizi (Figure 2.51).

Le Viséen supérieur et le Namurien supérieur de la zone d'Illizi se composent de grès bioclastiques et de grès finement cimentés de calcite et d'argiles vertes de la Formation d'Oubarakat.

- **La séquence CARB-2 (Namurien supérieur, Westphalien et Stéphanien).**

Les séries du Namurien supérieur et Stéphanien sont réparties uniquement à la partie orientale de la région d'Illizi. Il s'agit de sédiments de 350 à 400 m d'épaisseur constitués de carbonate et d'évaporites. Ces sédiments sont dit d'El Abed Larache la Formation de Dembaba. Ils sont composés de carbonates, de dolomies et de dolomies gréseuses, avec des goniatites et des brachiopodes, et intercalés de gypse.

Les grès fins continentaux et des clastiques d'environnements côtiers couvrent les dépôts de carbonate précédents, et sont séparés d'eux par une surface continue.

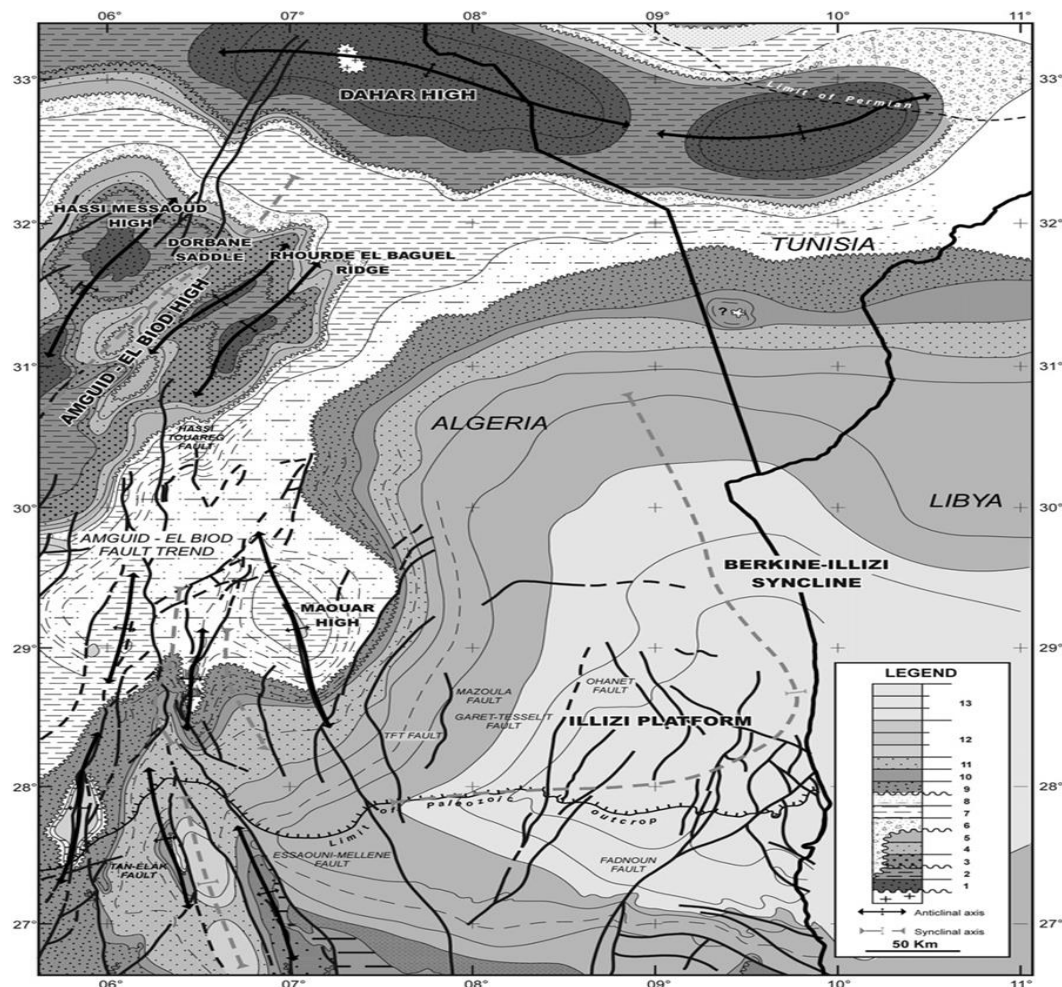


Figure 2.51 : Carte paléogéographique et structurale de l'orogénèse hercynienne dans la région de Berkine-Illizi. Noter les différentes échelles de déformation hercynienne exprimée par les structures hautes et basses régionales, par les plis et les failles à plus petite échelle. Cette carte présente les principales discordances paléozoïques d'âge Arénig, Ashgill et du Silurien supérieur - Dévonien inférieur. 1, Cambrien (Hassi Leila Fm); 2, Tremadoc (El Gassi Fm); 3, Arénig (Hamra Fm); 4, Arénig-Llanvirn (Ouargla Fm); 5, Llandeilo-Caradoc (Azzel et Oued Saret Fm); 6, Ashgill (Unité IV); 7, Silurien inférieur (Argiles à Graptolites-Tanezzuft Fm); 8, Silurien supérieur (F6 Fm); 9, Dévonien inférieur-moyen; 10, Dévonien supérieur (hot shales du Frasnien); 11, Dévonien supérieur; 12, Carbonifère inférieur; 13, Carbonifère moyen et supérieur.

Cette série est préservée dans seulement quelques puits où elles peuvent atteindre jusqu'à 150 m d'épaisseur. La série est constituée de grès très fins et de silts avec des structures ondulées, des dolomies et des argiles bioturbées rougeâtres, bigarrées, intercalées avec des évaporites (Fabre, 1976).

La période entre le Namurien supérieur et le Stéphanien est interprétée comme une période d'isolement graduel du bassin de Berkine-Illizi lors de la déformation hercynienne de la plateforme saharienne. Les dépôts du Viséen marin ouvert ont laissé la place dans le bassin à des dépôts carbonatés, qui durant le Westphalien supérieur ont évolué vers des dépôts lacustres et de littoral peu profond. Les séries ont émergées au Permien inférieur.

La tendance à la baisse du niveau marin a continué avec l'exhumation des zones durant le Carbonifère supérieur, le Permien et le Trias inférieur, accompagné par des dépôts continentaux tels que les Argiles de Tiguentourine dans la partie sud-est du bassin de Ghadamès (Figures 2.49A et B).

2.5 Intérêts économiques des études effectuées

De nombreuses études et publications antérieures de Beuf *et al.* (1971), Fabre (1976), Legrand (1985) et Boote *et al.* (1998) montrent l'importance économique et énergétique des zones d'étude ciblées dans les travaux de ce doctorat.

Avant les années 1990, le bassin était considéré comme ayant un faible potentiel en hydrocarbures car presque les 3,5 milliards de bbl d'hydrocarbures récupérables avaient été découverts avant 1965 (Van de Weerd et Ware, 1994; Echikh, 1998). Dans le bassin de Ghadamès environ 260 puits d'exploration ont permis d'obtenir 35 découvertes de champs pétrolifères avec environ 3 milliards de barils de pétrole récupérable (Rusk, 2001).

Les bassins du Ghadamès et Jefarah contiennent divers systèmes pétroliers majeurs en termes de réservoirs et de roches mères. Ceux-ci sont associés à deux formations : i) le Silurien (Formation de Tanezuft) ; ii) le Frasnien avec les « Hot Shales », et de nombreuses séries réservoirs importantes datées du Cambrien-Ordovicien, du Dévonien-Silurien terminal et du Carbonifère (Figure 2.52).

2.5.1 Les roches mères dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah

Le Silurien inférieur (Formation de Tanezuft) et les argiles bitumineuses du Dévonien moyen-supérieur (Frasnien) constituent les principaux faciès de roche mère dans le bassin de Ghadamès et sont, en général, des roches mères paléozoïques les plus importantes dans la plate-forme nord-africaine (Boote *et al.*, 1998) (Figure 2.52).

Le carbone organique total le plus élevé (COT) dans les argiles du Silurien inférieur et du Dévonien moyen-supérieur se situent dans l'intervalle de « hot shales » radioactives du

Llandovery et les argiles radioactives du Frasnien (Lüning et al., 2000; 2003a, b; Cochran et Petersen, 2001).

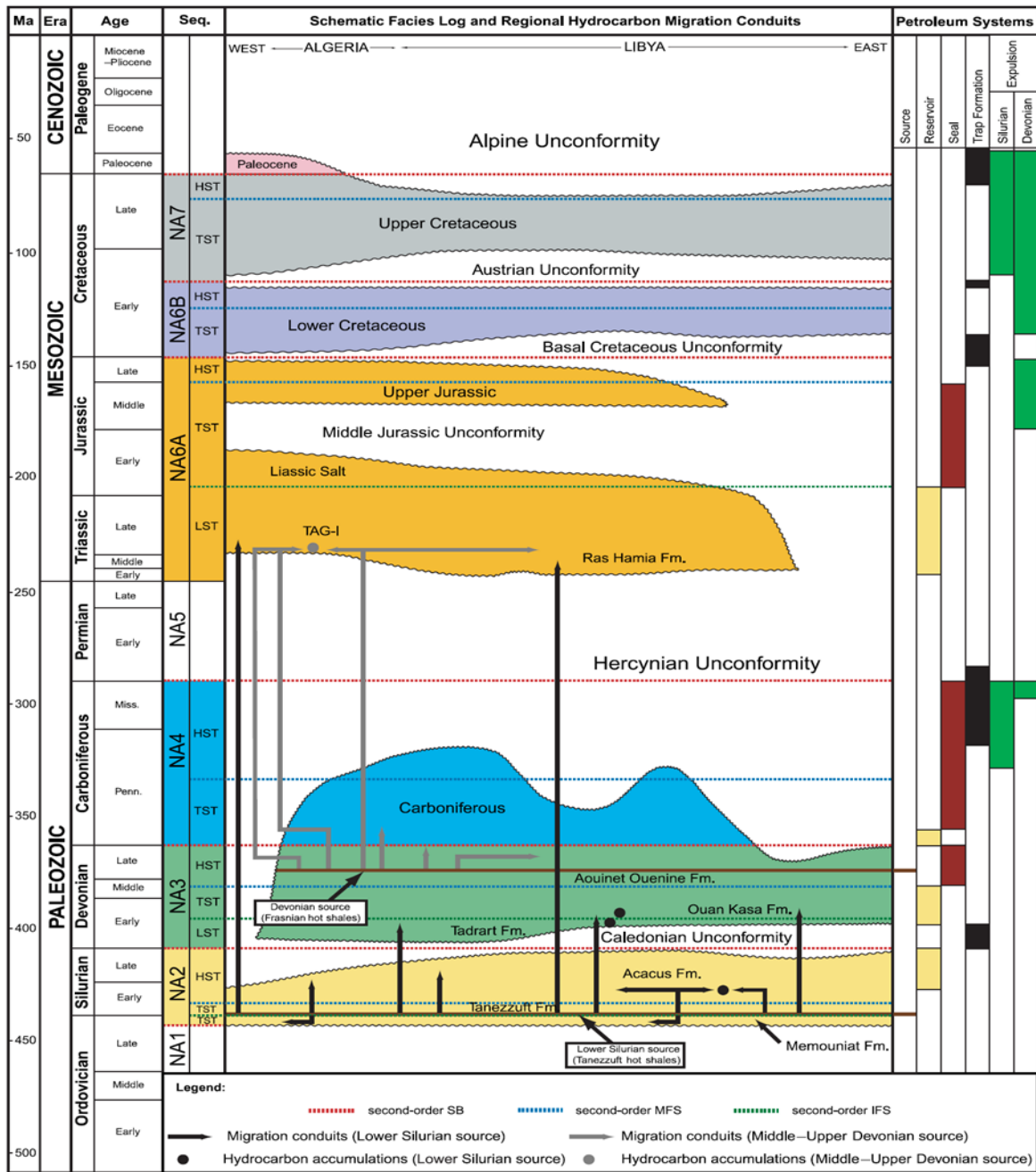


Figure 2.52 : Diagramme explicatif des systèmes pétroliers dans le bassin de Ghadamès, montrant des chronostratigraphies régionales, les migrations, et les intervalles de roches mères du Silurien inférieur (Formation de Tanezzuft) et du Dévonien moyen (Frasnien). LST, TST, and HST = lowstand, transgressive, and highstand systems tracts. SB = sequence boundary. MF = maximum flooding surface. IFS = initial flooding surface; TAG-I = Trias inférieur argilo-gréseux (Underdown et Redfern, 2008).

Les argiles radioactives du Silurien (Llandovery) ont une épaisseur de 0 à 50 m avec une moyenne d'environ 20 à 30 m sur la partie centrale du bassin (Underdown, 2006). L'épaisseur est fortement contrôlée par l'érosion hercynienne sur les flancs nord, ouest et sud-est (Figure 2.52).

L'examen des diagraphies de puits disponibles indique que les argiles radioactives du Dévonien moyen-Dévonien supérieur (Frasnien) sont absentes dans la partie libyenne extrême-orientale du bassin. Dans l'ouest de la Libye, les « hot shales » vont de 0 à 30 m d'épaisseur. Cette valeur augmente sensiblement vers l'ouest et vers le nord, où des épaisseurs allant jusqu'à 150 m se produisent dans la région de Berkine dans la partie centrale au nord. L'épaisseur de « hot shales » du Frasnien est réduite en raison de l'érosion hercynienne le long des flancs nord et ouest (Underdown et Redfern, 2008).

Le faciès de « hot shales » de la Formation de Tanezuft dans le bassin de Ghadamès est une excellente roche mère avec un TOC moyen de 7% et de kérogène amorphe de type II. Le riche intervalle de roche mère du Frasnien est un faciès d'argile et calcaire mixte dans la région de Ghadamès, en Libye, avec 2-4% de TOC et de kérogène de Type I et II (Hrouda *et al.*, 2002).

Dans le bassin de Jefarah, la principale source d'hydrocarbures pour les réservoirs paléozoïques est la Formation de Tanezuft (Ghenima, 1995; Acheche *et al.*, 2001; M. Saidi, 2001, communication personnelle).

La formation représente un faciès transgressif régional où règne un environnement anoxique favorisant l'accumulation et la conservation de la matière organique. Cette unité est composée d'argiles noires radioactives à la base (hot shales)» avec des grès au sommet (Bouaziz *et al.*, 2015).

L'épaisseur varie de 10 à 70 m avec une moyenne de 30 m (Mejri *et al.*, 2006). Ils sont considérés comme étant d'excellentes roches mères avec une teneur en carbone organique total (TOC) allant de 2% à 16% et avec une matière organique de type II (Bouaziz *et al.*, 2015).

2.5.2 Les roches réservoirs dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah

Plusieurs niveaux réservoirs ont été définis dans les séquences clastiques paléozoïques dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah. Ceux-ci incluent (Figure 2.52): i) les séries fluviales

de l'Ordovicien et les grès marins de la Formation de Mamouniyat (Jefarah); ii) les dépôts deltaïques du Silurien supérieur de la Formation d'Akakus; iii) les dépôts fluviatiles en tresse du Dévonien (Formation de Tadrart) et deltaïques des Formations d'Ouan Kaza et de Tahara (Aissaoui *et al.*, 2016).

- ***La Formation réservoir de Mamouniyat.*** Dans le secteur libyen du bassin de Ghadamès, relativement peu de puits ont atteint la Formation de Mamouniyat. Les sables deltaïques et périglaciaires qui caractérisent la Formation de Mamouniyat dans le bassin de Murzuq et dans la structure d'Al Qarqaf passent vers le nord à des faciès marins ouverts avec des faciès carbonatés et avec une augmentation de la teneur en argile. Dans le nord du bassin, ces séries manquent totalement. La qualité du réservoir dans les sables de Mamouniyat diminue avec la profondeur, mais elle est améliorée dans certaines zones par la présence de failles et de fractures (Hallett, 2002).
- ***La Formation réservoir d'Akakus*** est bien développée dans le bassin de Ghadamès, où elle a été divisée en trois unités : unités inférieure, moyenne et supérieure. Elle a été mise en place suite à un soulèvement (la structure d'Al Qarqaf) et une érosion post-silurienne généralisée autour de la marge du bassin, laissant les sables d'Akakus progressivement plus âgés, sous les sédiments du Dévonien. L'Akakus inférieur est le mieux développé sur le flanc sud du bassin, au nord de la structure d'Al Qarqaf où la teneur en sable est comprise entre 60 et 80 %. La teneur en sable diminue régulièrement vers le nord où elle est d'environ 20 %. La porosité moyenne de 20 à 25% dans le sud diminue de 12 % à 15% dans le nord. Les valeurs de perméabilité sont généralement autour de 100 mD. L'Akakus inférieur est la principale unité de production de la Formation d'Akakus en Libye (Hallett, 2002).
- ***Les Formations réservoirs de Tadrart et d'Ouan Kaza.*** Deux unités réservoirs sont présentes dans le Dévonien inférieur : les Formations de Tadrart et d'Ouan Kaza, bien que l'Ouan Kaza ait une importance mineure. Le Tadrart a une large extension sur le bassin et les caractéristiques du réservoir sont liées à la profondeur de l'enfouissement. La porosité varie de 15 à 20 % au sud, de 8 à 10 % au centre du bassin et de 11 à 14 % au nord (Hallett, 2002). Trois processus diagénétiques ont été identifiés comme influant sur la qualité du réservoir de la Formation de Tadrart. Des surcroissances de quartz se produisent dans les grès de Tadrart à faible teneur en chlorite. Cependant, lorsque la chlorite est abondante, la silicification secondaire est inhibée. Les grès de Tadrart sont fréquemment cimentés par les ciments carbonatés, et la porosité peut être

augmentée là où le ciment carbonaté a, ensuite, été éliminé par lessivage. La présence d'illite conduit généralement à une réduction de la perméabilité par le blocage des seuils de connexion des pores (Hallett, 2002).

- **La Formation réservoir de l'Ouan Kaza**, est plus variable dans les caractéristiques et montre des changements significatifs de faciès. Elle a également été plus affectée par la tectonique du Dévonien moyen et l'érosion subséquente. Les meilleures caractéristiques du réservoir se trouvent sur le flanc sud du bassin, où l'Ouan Kaza inférieur montre un bon développement des sables côtiers et deltaïques. Plus au nord, il passe à un faciès plus calcaire et argileux.
- Les roches réservoirs dans **la Formation Awaynat Wanin** sont plus variables que dans le Dévonien inférieur. Les sables individuels sont généralement minces, localement restreints et la qualité du réservoir est généralement médiocre, sauf près de la source d'apport de sables.
- **Les niveaux réservoirs sableux d'Eifélien**, sont mieux développés en Algérie où ils sont connus sous le nom de réservoir F4. Cette unité n'est pas bien développée en Libye. Un deuxième horizon de réservoir est identifié dans la séquence d'Eifélien-Givétien, connu sous le nom de réservoir F3 en Algérie. Il s'étend sur le territoire libyen et contient de grandes accumulations de condensats de gaz dans des pièges stratigraphiques à Alrar en Algérie et Al Wafaa en Libye (Hallett, 2002).
- **Les sables de Tahara d'âge Strunien** sont équivalents au réservoir F2 en Algérie. Son extension est très marquée sur une grande partie des champs gaziers en Algérie, et des champs de pétrole en Libye. Le réservoir de Tahara a été alimenté par la migration à travers les sables d'Awaynat Wanin et l'huile a été piégée par les argiles situées entre le Dévonien et le Carbonifère.

Des réservoirs moins développés ont été trouvés dans les grès carbonifères, mais ces unités sont peu profondes et généralement insignifiantes (Hallett, 2002).

2.6 Conclusions partielles

Les bassins de Ghadamès et de Jefarah contiennent d'importants gisements de pétrole et de gaz distribués à travers l'Algérie, la Tunisie et la Libye. Le bassin de Ghadamès forme une grande structure intracratonique sur la plateforme nord-africaine et fait partie de la plateforme du Sahara formée au début du Paléozoïque, et contient jusqu'à 6000 m de sédiments paléozoïques et mésozoïques. Le bassin de Jeffara est une zone de subsidence prononcée, dominée par des blocs de failles inclinés et est instable depuis le Paléozoïque inférieur.

Le bassin de Jeffara a été initié comme une entité distincte avec une série sédimentaire d'orientation EO, ONO-ESE et NS dans des structures d'horsts et de grabens pendant le Carbonifère et le Permien. La sédimentation était dominée par des formations carbonatées marines (y compris des récifs du Permien au nord du bassin) associées à quelques épisodes silicoclastiques.

Les bassins ont connus plusieurs événements tectoniques, qui ont modifié leurs architectures. À l'échelle régionale, le cycle paléozoïque est bien développé dans le sud de la Tunisie, en Algérie et à l'ouest de la Libye. Il enregistre l'orogénèse panafricaine précambrienne-cambrienne, interprétée comme une compression régionale E - O résultante d'une collision entre le craton stable d'Afrique de l'Ouest et une zone mobile plus à l'est, considérée comme une marge active. Ce cycle est composé de trois grandes phases de raccourcissement (compressions taconienne, calédonienne et hercynienne) séparées par des phases en extension au Cambrien, Silurien et Permien.

Les dépôts de grès fluviatiles et estuariens d'Hasawnah couvrent progressivement le bassin et passent progressivement aux argiles d'Ash Shabiyat d'origine marine. L'Ordovicien a commencé par des dépôts marins peu profonds de la Formation d'Hawaz en remontant vers les argiles marines et les carbonates de Melàz Shuqràn et de la base de la Formation de Mamouniyat.

Le soulèvement général taconien a provoqué des troncutures érosives de ces séries vers les hauts structuraux d'Al Qarqaf et de Tihemboka. La Formation de Mamouniyat supérieure d'origine glaciaire à sous-glaciaire est datée d'âge Hirnantien.

L'argile radioactive basale rhodanienne représente des roches mères prolifiques des bassins de Ghadamès et de Jefarah. La transition entre les Formations de Tanezuft et d'Akakus est très diachronique dans les bassins de Murzuq et de Ghadamès, indiquant les progradations régionales vers le nord des dépôts.

Une discordance régionale est présente au sommet du Silurien en raison des mouvements épeirogéniques de la phase calédonienne.

Le soulèvement des structures d'Al Qarqaf et de Tihemboka conduit au début de la séparation du bassin de Ghadamès du bassin de Murzuq.

Pendant le Dévonien inférieure, les dépôts de Tadrart ont marqué une période de bas niveau marin avec accumulation de sables fluviatiles et littoraux. Au-dessus de ces séries, la Formation Ouan Kaza correspond aux dépôts d'inondations et de littoral dans le sud et à des faciès marins dans le nord. Le Dévonien moyen et supérieur a été soumis à un dépôt continu de clastiques et d'argileux, accompagnés par des dépôts de carbonate. La Formation d'Awaynat Wanin est interprétée comme une phase transgressive majeure avec principalement des sédiments clastiques marins. Les soulèvements mineurs étaient responsables des érosions locales générant des sables de régression forcée. Les argiles « hot shales » du Frasnien marquent les dépôts marins les plus profonds.

La sédimentation du Dévonien supérieur au Carbonifère était principalement marine peu profonde avec des influences fluvio-deltaïques. La phase hercynienne a produit une érosion étendue, des mouvements verticaux du sous-sol et de larges structures anticlinales.

Les structures d'Al Qarqaf, de Tihemboka et de Nafusa ont été réactivées. Ce qui constitue l'événement tectonique le plus important, avec un impact considérable sur les possibilités de piégeage, sur la distribution des réservoirs, sur la genèse et la migration du pétrole.

Dans la zone d'étude, les réservoirs sont principalement clastiques et un grand nombre d'unités réservoirs de grès sont présents dans toute la section du Cambrien au Carbonifère.

Les principales roches réservoirs existent dans : la Formation d'Hasawnah (Cambrien), la Formation d'Hawaz (Ordovicien moyen), la Formation de Mamouniyat (Ordovicien supérieur), la Formation d'Akakus (Silurien moyen à supérieur), la Formation de Tadrart (Dévonien inférieur) et la Formation de Tahara (Dévonien supérieur).

En outre, d'autres niveaux gréseux réservoirs existent dans d'autres formations, telles que la Formation d'Awaynat Wanin (Dévonien moyen), la Formation de M'rar (Carbonifère inférieur) et la Formation d'Asadjefar (Carbonifère supérieur).

Les séries sédimentaires du Paléozoïque, dans la zone d'étude, contiennent également deux niveaux de roches mères, l'un est localisé à la base de la Formation de Tanezuft et le second d'âge Dévonien moyen - supérieur situé dans la Formation d'Awaynat Wanin.

Références

- Acheche, M. H., M'Rabet, A., Ghariani, H., Ouahchi, A. and Montgomery, S.L., 2001. Ghadames Basin, southern Tunisia: a reappraisal of Triassic reservoirs and future prospectivity. *Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol.*, 85, 765-780.
- Aissaoui, N., M. H. Acheche, J. Ben Yacoub, A. M'rabet, T. Nahdi, F. Pezzino, and J. Smaoui, 1996, Silurian Acacus new play in southern Tunisia, in *Proceedings of the 5th Exploration and Production Conference, Entreprise Tunisienne d'Activites Pétrolières* Memoir 10, p. 1–14.
- Armstrong, H.A., Coe, A., 1997. Deep-sea sediments record the geophysics of the late Ordovician glaciation. *Journal of the Geological Society of London* 154, 929–934.
- Aziz, A., 2000. Stratigraphy and hydrocarbon potential of the Lower Palaeozoic succession of License NC-115, Murzuq Basin, SW Libya. In: Sola, M.A. and Worsley, D. (Eds), *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier, London, pp. 349-369.
- Ball, E., 1980. An example of very consistent brittle deformation over a wide intracontinental area. The late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian shield. *Tectonophysics* 61, 363–379.
- Banerjee, S. 1980. *Stratigraphic Lexicon of Libya*. Bulletin No. 13. Industrial Research Centre, Tripoli, 300p.
- Baudet, D., 1988. Precambrian palynomorphs from northeast Libya. In: *Subsurface palynostratigraphy of northeast Libya*, (eds. A. El-Arnauti, B. Owens and B. Thusu). Research Centre, Garyounis University, Benghazi, p. 17-26.
- Belhaj, F., 1996. Palaeozoic and Mesozoic stratigraphy of eastern Ghadamis and western Sirt Basins. *First Symposium on the Sedimentary Basins of Libya, Geology of the Sirt Basin*, vol. 1. (Eds. M.J. Salem, A.J. Mouzoughi and O.S. Hammuda), Elsevier, Amsterdam, 57-96.
- Belhaj, F., 2000. Carboniferous and Devonian Stratigraphy – the M'rar and Tadrart Reservoirs, Ghadames Basin, Libya. In: Sola and Worsley, D. (Eds), *Geological Exploration in the Murzuq Basin*. Elsevier, London, 117-142.
- Bellini, E. and Massa, D., 1980. A stratigraphic contribution to the Palaeozoic of the southern basins of Libya. In: *The Geology of Libya. Volume I*. (Eds M.J. Salem, and M.T. Busrewil). Academic Press, London, 3-56.
- Ben Rahuma M., 2010. *Stratigraphic architecture of the Devonian successions in Western Libya*. Thèse Université de Rennes 1, 200p et annexes.
- Benzarti, R. 1993. Synthèse biostratigraphique de la série paléozoïque de quelques sondages de l'ancien permis de Kirchaou. *Actes des 11^{ème} journées de géologie tunisienne appliquée à la recherche des hydrocarbures*. Mem. ETAP, No. 4, Tunis, p. 297-313.
- Berry, W.B.N. and Boucot, A.J. 1973. Correlation of the African Silurian rocks. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 147, 83 p.

- Bertrand, J.M.L., R. Caby, J. Ducrot, J. Lancelot, A. Moussine-Pouchkine, and A. Saadallah, 1978. The late Pan-African ensialic linear fold belt of eastern Hoggar (Algeria): Geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield, *Precambrian Res.*, 7, 349-376.
- Bertrand-Sarfati, J., Moussine-Pouchkine, A., Amard, B., Ait Kaci Ahmed, A., 1995. First Ediacaran fauna found in western Africa and evidence for an Early Cambrian glaciation. *Geology* 23, 133–136.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., de Rognon, P. Gabriel, O. and Bennacef, A. 1971. Les gres du Paleozoique inferieur au Sahara. Editions Technip, Paris, 464p.
- Bibonne, 2014. Sédimentologie et stratigraphie des séries clastiques du Trias inférieur à moyen du bassin de Ghadamès et de la Jeffara (Tunisie et Libye) Thèse Université de Strasbourg.
- Boote, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication 132, 7–68.
- Bouaziz, A., Mabrouk El Asmi, A., Skanji, A., El Asmi, K., 2015. A new borehole temperature adjustment in the Jeffara basin (South-East Tunisia): inferred source rock maturation and hydrocarbon generation via 1D modeling. AAPG. In press.
- Bouaziz, S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas sahariens (Tunisie méridionale): évolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisie, 485 pp.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.
- Boudjema, A. and Tremolliers, P., 1987. The role of the structural heritage and global tectonic events in the evolution of the Algerian Triassic Basin: tectonic inversion and reservoir distribution. Unpublished paper.
- Boudjema, A., 1987. Evolution structurale du bassin pétrolier “triasique” du Sahara nord oriental (Algérie). Thesis, University Paris-Sud, 290 p.
- Braccacia, V., Carcano, C. and Drera, K., 1991. Sedimentology of the Silurian-Devonian series in the southeastern part of the Ghadamis Basin. In: Salem, M.J. and Belaid, M.N. (Eds.), *The geology of Libya: Symposium on the Geology of Libya*, V, 1727-1744.
- Brenchley, P.J., Marshall, J.D., Carden, G.A.F., Robertson, D.B.R., Long, D.G.F., Meidla, T., Hints, L., Anderson, T.F., 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology* 22, 295–298.
- Burke, K., MacGregor, D.S., Cameron, N.R., 2003. *Africas petroleum systems: four tectonic Aces in the past 600 million years*. Geological Society, London, Special Publication 207, 21–60.

- Burollet, P. F. 1960. Lexique stratigraphique international, 4, Libye, Congrès Géologique International Commission de Stratigraphic, Recherche, Scientifique, Paris, 62p.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. Geological Society of America Special Paper, vol. 320, pp. 145–158.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *J. African Earth Sci.* 37, 133–159.
- Carneiro de Castro, J., Della Favera, J.C. and El-Jadi, M., 1991. Tempestite facies, Murzuq Basin, Great Socialist People's Libyan Arab Jamahiriya; their recognition and stratigraphic implications. In: Salem, M.J. and Belaid, M.N. (Eds),. *The geology of Libya: Symposium on the Geology of Libya, V*, pp. 1757-1765.
- Carr, I. D., 2002. Second-Order Sequence Stratigraphy of the Palaeozoic of North Africa. *Journ. Petrol. Geol.*, 25(3), 259-280.
- Carruba, S, Perotti, C, Rinaldi M, Bresciani, I, Bertozzi, G, 2014. Intraplate Deformation of the Al Qarqaf Arch and the Southern Sector of the Ghadames Basin (sw libya). *Journal of African Sciences* 97 (2004) 19-39.
- Cepek, P. 1980. The sedimentology and facies development of the Hasawnah Formation in Libya. Second Symposium on the Geology of Libya, vol. 2 (Eds. M.J. Salem and M.T. Busrewil), Academic Press, London, pp. 375-382.
- Clark-Lowes, D.D. and Ward, J., 1991. Palaeoenvironmental evidence from the Palaeozoic “Nubian Sandstones” of the Sahara. In: Salem, M.J., Sbeta, A.M. and Bakbak, M.R. (Eds), *The geology of Libya: Symposium on the Geology of Libya, VI*, pp. 2099-2153.
- Cochran, M. D., and L. E. Petersen, 2001, Hydrocarbon exploration in the Berkiné Basin, Grand Erg Oriental, Algeria, in M. J. Downey, J. C. Threet, and W. A. Morgan, eds., *Petroleum geology of the twenty-first century: AAPG Memoir 74*, p. 531–557.
- Collomb, G.R. 1962. Etude géologique du Jebel Fezzan et de sa bordure Paléozoïque. Notes, Mem. Compo Fr. Petrole, 1, 26 p.
- Conrad, J., Massa, D., Weyant, M., 1986. Late Devonian regression and Early Carboniferous Transgression on the Northern African Platform. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 109, 113–122.
- Coward, M.P., Ries, A.C., 2003. Tectonic development of North African basins. Geological Society, London, Special Publication 207, 61–83.
- Craig, J.L., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Lüning, S., Asbali, A.I., Keeley, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., Beswetherick, S. and Hamblett, C., 2008. Structural styles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic Hydrocarbon Systems of North Africa. In: Salem, M.J., Oun, K., Essed, A.S. (Eds.) *The Geology of East Libya*, 778 IV. Gutenberg Press, Malta, 51-122.

- Crossley, R. and McDougal, N., 1998. Lower Palaeozoic reservoirs of North Africa. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum geology of North Africa*. Geol. Soc. Spec. Publ, 132, 157-166.
- Dardour, A.M., Boote, D.R.D. and Baird, A.W., 2004. Stratigraphic controls on Palaeozoic Petroleum Systems, Ghadames Basin, Libya. *Journal of Petroleum Geology*, 27 (2), 141-162.
- Destombes, J., Hollard, H., Willefert, S., 1985. Lower Paleozoic rocks of Morocco. In: Holland, C. (Ed.), *Lower Paleozoic Rocks of Northwestern and Western Africa*. Wiley & Sons, New York, pp. 91–336.
- Deunff, J.M.M. and Massa, D., 1975. Palynologie et stratigraphie du Cambro-Ordovicien (Libye nord-occidentale). *C.R. Acad. Sci., Paris. Ser. D*, vol. 281. 21-24.
- Echikh, K., 1998. Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames Basin, Algeria, Tunisia, Libya. In: *Petroleum Geology of North Africa* (Eds D.S. Macgregor, R.T.J. Moody, and D.D. Clark-Lowes). Geol. Soc. London, Sp. Publ., 132, 109-129.
- Echikh, K., Sola, M.A., 2000. Geology and hydrocarbon occurrences in the Murzuq Basin, SW Libya. In: Sola, M.A., Worsley, D. (Eds.), *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 175–222.
- El-Rweimi, W.S. 1991. Geology of the Aouinet Ouenine and Tahara Formations, Al Hamada Al Hamra area, Ghadames Basin. In: *Third Symposium on the Geology of Libya*, vol. 6 (Eds. M. J. Salem, A.M. Sbeta and M.R. Bakbak), Elsevier, Amsterdam, 2185-2194.
- Eschard, R., Braik, F., Bekkouche D., Ben Rahuma, M., Desaubliaux, G. and Deschamps, R. 2011. Palaeohighs: their influence on the North African Paleozoic petroleum system, in B. A. Vining and S. C. Pickering, *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers*. Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference, Geological Society of London, 1-18.
- Fabre, J., 1976. *Introduction à la Géologie du Sahara Algérien et des régions voisines*. Société nationale d'édition et de diffusion, Alger, 421.
- Fabre, J., 1988. Les séries paléozoïques d'Afrique: une approche. *J. African Earth Sci.* 7, 1–40.
- Fekirine, B. and Abdallah, H., 1998. Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan Platform, Algeria. In: Macgregor, D. S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum geology of North Africa*. Geol. Soc. Spec. Publ., 132, 97-108.
- Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J., and Druesne, D., 2009. Regional geology and petroleum system of the Illizi –Berkine area of the Algerian Saharan platform: An overview *Marine and Petroleum Geology*, 27, 143-178.
- Ghazzay, W., Vachard, D., Razgallah. S., 2015. Revised fusulinid biostratigraphy of the Middle–Late Permian of JebelTebaga (Tunisia). *Rev. Micropaléontol.* 58, 57-83.

- Ghenima, R. 1995. Hydrocarbon generation and migration in the Ghedames Basin application to the filling of the El Borma oil field. Proceedings of the Seminar on Source Rocks and hydrocarbon habitat in Tunisia. ETAP, Tunis, Memoir No. 9, p. 3-15.
- Goudarzi, G.H. and Smith, LP. 1978. Preliminary structure-contour map of the Libyan Arab Republic and adjacent areas; 1:2,000,000. U.S. Geol. Surv. Misc. Geol. Invest., Map I-350C.
- Greigert, J., Pougnet, R., 1967. Essai de description des formations géologiques de la République du Niger. Publ. Dir. Mines et Géol., Rép. Niger, 3, B.R.G.M. (Ed.), 238 p.
- Greiling, R.O., Abdeen, M.M., Dardir, A.A., El Akhal, H., El Ramly, M.F., Kamal El Din, G.M., Osman, A.F., Rashwan, A.A., Rice, A.H.N., Sadek, M.F., 1994. A structural synthesis of the Proterozoic Arabian–Nubian Shield in Egypt. Geol. Rundschau 83, 484–501.
- Guiraud, R., 2001. Northern Africa. In: Stampfli, G., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J., Ziegler, P.A. (Eds.), The Paleotectonic Atlas of the PeriTethyan Domain. European Geophysical Society.
- Guiraud, R., Alidou, S., 1981. La faille de Kandi (Bénin), témoin du rejeu fini-crétacé d'un accident majeur à l'échelle de la plaque africaine. CR Acad. Sci. Paris 293, 779–782.
- Guiraud, R., Bellion, Y., 1995. Late Carboniferous to Recent geodynamic evolution of the West Gondwanian cratonic Tethyan margins. In: Nairn, A., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), The Ocean Basins and Margins 8, the Tethys Ocean. Plenum Press, New York, pp. 101–124.
- Guiraud, R., Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. Tectonophysics 315, 73–108.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. and Delplanque, A. 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of Africa Earth Sciences, 43, 83-143.
- Gundobin, V.M., 1985. Sheet Qararat al Marar (NH 33–13), Geological Map of Libya, Scale 1:2,50,000, Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli.
- Haddoum, H., Guiraud, R., 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 13, 220–226.
- Hallett, D., 2002. Petroleum geology of Libya. New York, Elsevier, 503p.
- Hammuda, O.S., 1980. Geologic factors controlling fluid capping and anomalous freshwater occurrences in the Tadrart Sandstone, Al Hamadah al Hamra area, Ghadamis Basin. Second Symposium on the Geology of Libya, vol. 2 (Eds. M.J. Salem and M.T. Busrewil), Academic Press, London, pp. 501-508.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G. 1990. A geologic time scale, 1989. Cambridge Univ. Press, 263p.

- Hoffmeister, W.S. 1959. Lower Silurian plant spores from Libya. *Micropaleontology*, vol. 5, p. 331-334.
- Hrouda, M. S., R. V. Tyson, and P. Farrimond, 2002, The hydrocarbon source potential of the Palaeozoic rocks of the Ghadames Basin, NW Libya (abs.): *Ancient Biomolecules*, v. 4, no. 3, p. 94.
- Jacqué, M., 1962. Reconnaissance géologique du Fezzan oriental. *Notes Mem. comp. Fr. Pétrole*, 5, 44.
- Jassim, S. Z., Somerton, I. W. and Campbell, S. J., 2002. Basin evaluation and tectonic development of Libya. *Geo Arabia*, 7 (2), 253.
- Keegan, J.B., Rasul, S.M., Shaheen, Y., 1990. Palynostratigraphy of the lower Paleozoic, Cambrian to Silurian of the Hashemite Kingdom of Jordan. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 66, 167–180.
- Kilian, C.A., 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *CR somm. Soc. géol. France*, 109–111.
- Klitzsch, E., 1968. Outline of the Geology of Libya. In: (ed. Barr, FT.) *Pesl 10th Annual Field Conference Guide, Geology and Archaeology of Northern Cyrenica, Libya*, 71 78.
- Klitzsch, E., 1981. Lower Palaeozoic rocks of Libya, Egypt and Sudan. In: Holland C. H (Ed) *Lower Palaeozoic of Middle East, Eastern and Southern Africa and Antarctica*, III, pp. 131 -163.
- Klitzsch, E., 2000. The structural development of the Murzuq and Kufra basins significance for oil and mineral exploration. In: Sola, M.A., Worsley, D. (Eds.), *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 143–149, Chapter 7.
- Lefranc, J.P., Guiraud, R., 1990. The Continental intercalaire of Northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. In: Kogbe, C.A., Lang, J. (Eds.), *African continental Phanerozoic sediments*. *J. African Earth Sci.* 10, 27–77.
- Legrand, P., 1985. Lower Palaeozoic Rocks of Tunisia. In: Holland, C.H. (Ed.), *Lower Palaeozoic of north-western and west-central Africa*. Wiley, Chichester, pp. 1-3.
- Lüning, S., Adamson, K., Craig, J., 2003b. Frasnian organic-rich shales in North Africa: regional distribution and depositional model. In: Arthur, T.J., Macgregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.), *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*, vol. 207. Geological Society of London, Special Publication, pp. 165–184.
- Lüning, S., Craig, J., Fitches, B., Mayouf, J., Busrewil, A., El Dieb, M., Gammudi, A. and Loydell, D.K., 2000a. Petroleum source and reservoir rock re-evaluation in the Kufra Basin (SE Libya, NE Chad, NW Sudan). In: Sola, M.A. and Worsley, D. (Eds.), *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier, London, pp. 151-174.

- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D.K., Štorch, P., Fitches, B., 2000. Lower Silurian 'hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews* 49, 121–200.
- Lüning, S., Loydell, D.K., Sutcliffe, O., AIT Salem, A., Zanella, E., Craig, J. and Harper, D.A.T., 2000c. Silurian-Lower Devonian Black Shales in Morocco: Which are the Organically Richest Horizons? *Journal of Petroleum Geology*, 23, 293-311.
- Lüning, S., R. Archer, J. Craig, and D. K. Loydell, 2003a, The Lower Silurian "hot shales" and "double hot shales" in north Africa and Arabia, in M. J. Salem, K. M. Oun, and H. M. Sediqq, eds., *The geology of northwest Libya (Ghadamis, Jifarah, Tarabulus and Sabratah basins): Tripoli, Earth Science Society of Libya*, v. 3, p. 91–105.
- Mamgain, V.D. 1980. The pre-Mesozoic (Precambrian to Palaeozoic) stratigraphy of Libya - a reappraisal. *Bulletin No. 14. Industrial Research Centre, Tripoli*, 104p.
- Mashinsky, H. F., Dishroon, C. P. and Palen, F. S. 1987. Hydrocarbon potential of Atshan area (W. Libya), (unpublished).
- Massa, D. and Collomb, G.R., 1960. Observations nouvelles sur la region d'Aouinet Ouenine et du Djebel Fezzan (Libye). *Proc. 21st Int. Geol. Cong. Copenhagen*, pt. 12, 65-73.
- Massa, D. and Moreau-Benoit, A., 1976. Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du système Dévonien en Libye occidentale. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 31(2), 287-333.
- Massa, D., 1988. Paléozoïque de Libye occidentale: stratigraphie et paléogéographie. *Thesis Sci., University Nice, France*, 514 p.
- Massa, D., Coquel, R., Loboziak, S. and Taugourdeau-Lantz, J. 1980. Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du Carbonifère en Libye occidentale. *Ann. Soc. Geol. Nord.* vol. 99, p. 429-442.
- Massa, D., Jaeger, H., 1971. Données stratigraphiques sur le Silurien de l'Ouest de la Libye. In: *Colloque Ordovicien–Silurien, Brest. Mémoire 73, B.R.G.M.*, pp. 313–321.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122–128.
- Mejri, F., Burollet, P.F., Ben Ferjani, A., 2006. *Petroleum Geology of Tunisia: A Renewed Synthesis, ETAP Memoir (Eds.)*, vol. 22, Tunis, p. 230.
- Merabet, N., Henry, B., Yelles, A., Derder, M.M., 1990. Nouveaux pôles paléomagnétiques Carbonifère supérieur-Permien inférieur dans le craton stable saharien (Bassin d'Illizi, Algérie). *CR Acad. Sci. Paris* 311, 1499–1504.
- Merge, M. and Massa, D. 1992. Devonian and Lower Carboniferous brachiopods and bivalves from western Libya. *Collection 'Biostratigraphie du Paléozoïque'*, No. 12. *Universite Claude Bernard, Lyon*. 216pp.
- Parizek, A., Klen, L. and Rohlich, P., 1984. *Geological Map of Libya Sheet: Ibri NG33-1 Explanatory Booklet. Industrial Research Centre, Tripoli*.

- Pierobon, E.S.T., 1991. Contribution to the stratigraphy of the Murzuq Basin, SW Libya. Third Symposium on the Geology of Libya, vol. 5 (eds. M.J. Salem and M.N. Belaid), Elsevier, Amsterdam, pp. 1766-1784.
- Piqué, A., 2001. Geology of Northwest Africa. Translator: Carpenter, M.S.N., Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Band 29, Gebr. Borntraeger edit., Berlin, Stuttgart, 310 p.
- Richardson, J.B. and Ioannides, N. 1973. Silurian palynomorphs from the Tanezzouf and Acacus formations, Tripolitania. *Micropaleontology*, vol. 19, p. 257-307.
- Rusk, D. C., 2001, Libya: Petroleum potential of the underexplored basin centers: A twenty-first-century challenge, in M. J. Downey, J. C. Threet, and W. A. Morgan, eds., *Petroleum geology of the twenty-first century: AAPG Memoir 74*, p. 429–452.
- Schandelmeier, H., Reynolds, P.O., 1997. Palaeogeographic-Palaeotectonic Atlas of North-Eastern Africa, Arabia and Adjacent Areas. Balkema, Rotterdam, pp. 1–160, 17 plates.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J. and Mckerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journ. Afr. Earth Sci.*, vol. 28, p. 99-114.
- Shah, S. H. A., Mansouri, A. and El Ghouli, M., 1993, Paleozoic sandstone reservoirs of the Hamada Basin, NW Libyan: effects of synsedimentary processes on porosity. *Journal of petroleum geology*, 16 (3), 345-352.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *Geo Arabia, Special Publication*, 2, 371pp.
- Soulaimani, A., Le Corre, C., Farazdaq, R., 1997. Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas-Draâ (Anti-Atlas occidental, Maroc). *J. African Earth Sci.*, 24, 221–284.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explorer* 8, 77–106.
- Stump, T.E., Al-Hajri, S., Van der Eem, J.G.L.A., 1995. Geology and biostratigraphy of the Late Precambrian through Palaeozoic sediments of Saudi Arabia. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 89, 5–17.
- Torsvik, T.H., 1988. Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint, vol. 120. Geological Society of Sweden (G.F.F.), pp. 109-118.
- Underdown, R. H., 2006, An integrated basin modelling study of the Ghadames Basin, north Africa: Ph.D. thesis, University of Manchester, United Kingdom, 543 p.
- Underdown, R. H., and J. Redfern, 2007, The importance of constraining regional exhumation in basin modelling: A hydrocarbon maturation history of the Ghadames Basin, north Africa: *Petroleum Geoscience*, v. 13, p. 1– 19.
- Underdown, R., Redfern, J., 2008. Petroleum generation and migration in the Ghadames Basin, North Africa: a two-dimensional basin-modeling study. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 92, 53–76.

- Unrug, R., 1996. The assembly of Gondwanaland. Scientific results of IGCP Project 288, Gondwanaland sutures and mobile belts. *Episodes* 19, 11–20.
- Van de Weerd, A.A., Ware, P.L.G., 1994. A review of the East Algerian Sahara oil and gas province (Triassic, Ghadames and Illizi Basins). *First Break*, 12, p. 363–373.
- Villeneuve, M., Cornée, J.J., 1994. Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during Neoproterozoic. *Precambrian Res.* 69, 307–326.
- Vos, R.G. 1981a. Deltaic sedimentation in the Devonian of western Libya. *Sedimentary Geology* 29, 67–88.
- Vos, R.G., 1981b. Sedimentology of an Ordovician fan delta complex, western Libya. *Sedimentary Geology*, vol. 29, P. 153-170.
- Wennekers, J.H.N., Wallace, F.K., Abugares, Y.I., 1996. The geology and hydrocarbons of the Sirt Basin: a synopsis. In: Salem, M.J., Mouzoughi, A.J., Hammuda, O.S. (Eds.), *The Geology of Sirt Basin: First Symposium on the Sedimentary Basins of Libya*, Tripoli, 10–13 October 1993, vol. 1. Elsevier, Amsterdam, pp. 3–58.
- Weyant, M. and Massa, D. 1991. Contribution of conodonts to the Devonian biostratigraphy of western Libya. *Third Symposium on the Geology of Libya*. vol. 4 (eds. M.J. Salem, O.S. Hammuda and B.A. Eliagoubi), Elsevier, Amsterdam, p. 1297-1322.
- Whitbread, T. and Kelling, G. 1982. M'rar formation of western Libya-evolution of an early Carboniferous delta system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1091 -1107.
- Wicander, R and Monroe, J.S. 2010. *Historical Geology*. Brooks/Cole, Cengage Learning. P 463.
- Wilson, M., Guiraud, R., 1998. Late Permian to Recent magmatic activity on the African–Arabian margin of Tethys. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, Geological Society, London, Special Publication 132, pp. 231–263.
- Ziegler, P.A., 1989. *Evolution of Laurussia-A study in Late Palaeozoic Plate Tectonics*. Kluwer Academic Publication, Dordrecht, 102 p.

CHAPITRE 3

Méthodologie et outils d'analyse utilisés dans l'étude

Sommaire

3.0. Objectifs

3.1. Outils de diagraphies utilisés dans l'étude

- 3.1.1. Diagraphies de GR (Gamma Ray)
- 3.1.2. Diagraphies de potentiel spontané (SP)
- 3.1.3. Diagraphies de résistivité
- 3.1.4. Diagraphies sonic
- 3.1.5. Diagraphies de densité
- 3.1.6. Diagraphies Neutron

3.2. Rappel sur les outils de stratigraphie séquentielle : notions et définitions de base

- 3.2.1. Définition des différents « Systems Tracts »
- 3.2.2. Définition des surfaces stratigraphiques
- 3.2.3. Définition des cycles stratigraphiques

3.3. Notions d'électrofaciès et d'électroséquences

3.4. Notions de corrélation stratigraphique

3.5. Notions de propriétés réservoirs

- 3.5.1. Définition de la porosité (Φ) et de ses composantes
- 3.5.2. Définition de la perméabilité (k)
- 3.5.3. Relation entre perméabilité et porosité
- 3.5.4. Propriétés électriques des roches réservoirs

3.6. Différentes étapes suivies dans l'étude (Workflow)

3.7. Conclusions partielles

3.0. Objectifs

Après avoir introduit dans le deuxième chapitre le contexte général sédimentaire, structural, paléogéographique et stratigraphique des deux bassins de Ghadamès et de Jefarah, ce chapitre a pour objectif de décrire la méthodologie et les outils d'analyse utilisés dans l'étude des séries sédimentaires du Paléozoïque de deux bassins sédimentaires et, plus précisément, d'expliquer comment :

- Analyser les données de plus de 130 puits en diagraphies de GR, de PS, de résistivité etc..., en vue de la définition des électrofaciès et des électroséquences en utilisant la forme des courbes de diagraphies et deux logiciels : i) Petrel 2014 (Schlumberger) ; ii) JLog version 4 ;
- Définir, par la suite, à partir des analyses précédentes, les environnements de dépôts puits par puits et les cycles stratigraphiques de premier et de deuxième ordre; de réaliser les corrélations entre les puits à partir de Petrel 2014; de réaliser les cartes isopaques par séquence stratigraphique;
- Définir les principales propriétés réservoirs telles que la porosité, la perméabilité, les propriétés électriques et acoustiques qui seront obtenues à partir des outils de diagraphie et d'analyses de laboratoire.

3.1. Outils de diagraphies utilisés dans l'étude

L'analyse sédimentologique, stratigraphique et réservoirs des séries du Paléozoïque des deux bassins de Ghadamès et de Jefarah ont été basées sur l'analyse des données de diagraphies de plus de 130 puits fournis par la société Total et répartis comme indiqué dans la figure 3.1.

Le nombre de puits dans le bassin de Ghadamès qui traverse le Paléozoïque est de 98 puits, et dans le bassin de Jefarah est de 32 puits.

Ainsi, 14 puits touchent le Cambrien, 51 puits touchent l'Ordovicien, 109 puits vont jusqu'au Silurien, 103 puits traversent le Dévonien, 47 puits vont jusqu'au Carbonifère et 8 puits traversent le Permien.

Les données diagraphiques analysées dans cette étude sont :

- Les données de diagraphies de PS,
- Les données de diagraphies de GR,

- Les données de diagraphies de Résistivité,
- Les données de diagraphies de Neutron,
- Les données de diagraphies de Densité,
- Les données de diagraphies de Sonic.

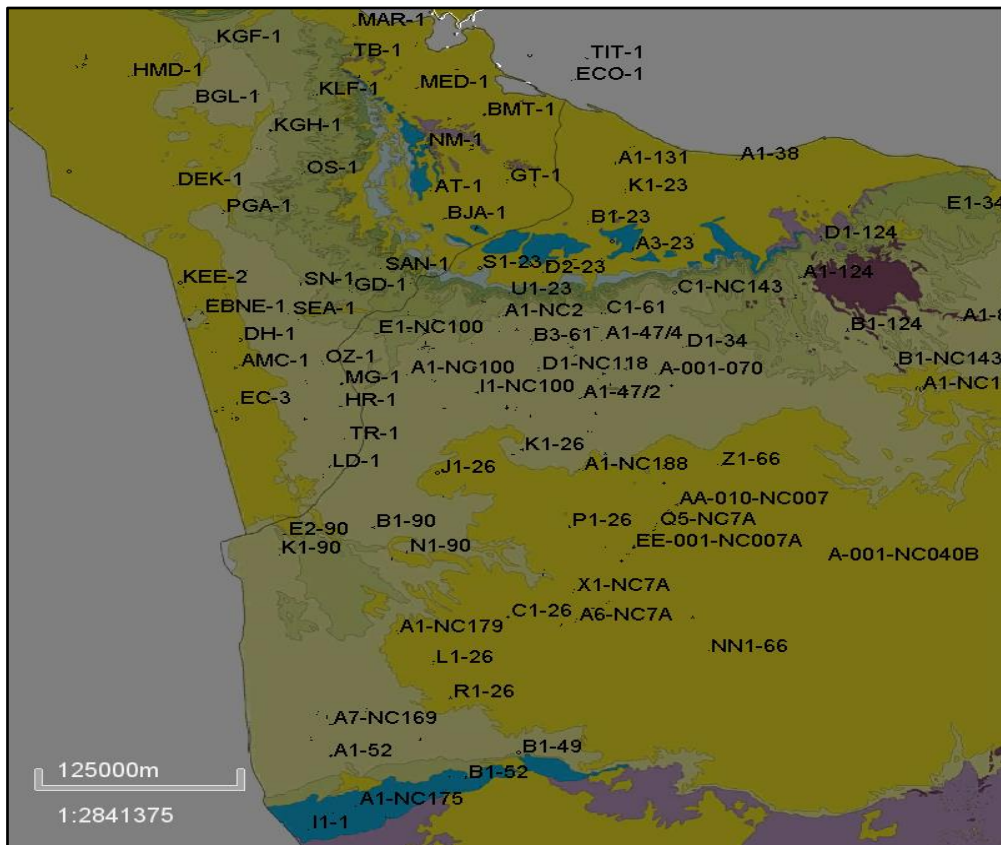


Figure 3.1 : La base de données des puits utilisés dans cette étude.

3.1.1 Diagraphies de GR (Gamma Ray)

L'analyse stratigraphique et des séquences sédimentaires des séries du Paléozoïque des deux bassins de Ghadamès et de Jefarah ont été basées principalement sur des données de subsurface de diagraphies de GR.

3.1.1.1 Principe de diagraphies de GR

Les diagraphies GR mesurent le rayonnement gamma naturel total soit globalement, soit en additionnant les rayons γ de différentes énergies arrivant au détecteur. La réponse du dispositif de mesure, dont le nom général est Gamma Ray, en abréviation GR, est fonction de

la concentration en poids du minéral radioactif dans la formation, mais aussi de la densité de cette formation (Serra, 2000). L'équation suivante traduit cette relation :

$$GR = \frac{\rho V}{\rho_b} A$$

Dans laquelle on a :

GR : radioactivité globale mesurée,

ρ : densité du minéral ou de l'élément radioactif,

V : pourcentage volumique du minéral ou de l'élément radioactif dans la formation,

ρ_b : densité globale de la formation,

A : facteur de proportionnalité correspondant à l'activité gamma minéral ou de l'élément radioactif.

L'émission de rayons gamma est statistique (Doveton, 1986). En général, les minéraux radioactifs naturels ont une concentration beaucoup plus grande dans les roches argileuses que dans la plupart des autres roches sédimentaires (Table 3.1).

Les roches sédimentaires à forte teneur en argiles émettront généralement des rayons gamma plus élevés que ceux ayant moins de teneur en argiles (Chamberlain, 1984; Rider, 1990). À mesure que le contenu en argiles augmente dans une formation, la réponse des rayons gamma augmente en raison des matières radioactives liées aux minéraux argileux et aux particules organiques (Asquith, 1982).

Les rayons gamma sont utilisés pour calculer le volume d'argiles dans une formation, en utilisant à titre de référence un grès propre et une argile connue dans la zone d'étude (Asquith, 1982).

Les composants détritiques radioactifs naturels, en général, incluent les feldspaths (K) et les fragments de roche, lorsqu'ils sont composés de mica (Doveton, 1986 ; Hurst, 1990). D'autre part, les argiles ne peuvent être considérées comme exclusivement radioactives (Dybvik et Eriksen, 1983). L'illite est considérée comme la principale source d'émission radioactive du potassium (K) alors que la chlorite émet beaucoup moins (Hurst, 1990). Par conséquent, tout

changement dans la composition minérale des argiles entraînera probablement un changement de radioactivité (Rider, 1990).

Lithologie/minéral	Gamma-ray (API)
Grès	18-160
Schistes argileux	24-1000
Calcaire	18-100
Charbon	0-24
Quartz	0
Muscovite	140-270
Biotite	90-275
Feldspath	220-280
Chlorite	180-250
Kaolinite	80-130
Smectite	150-200

Table 3.1 : Valeurs des rayons gamma pour les roches et les minéraux les plus courants. (Rider, 1991).

La présence de glauconite et de minéraux lourds, par exemple, le zircon peut donner des rayons gamma anormalement élevés (Selley, 1976). Le contenu organique élevé dans les sédiments est souvent associé à des valeurs élevées de rayons gamma, en raison de la concentration d'uranium adsorbé par la matière organique (Schmoker, 1979; 1980).

La relation primaire entre la taille du grain et les mesures de rayons gamma peut également être affectée par l'apparition fréquente de la diagénèse des grès, par exemple la transformation des feldspaths en illite.

Les rayons gamma total peuvent être affectés par les conditions de forage telles que l'agrandissement des trous et la densité de la formation (Rider, 1991). La résolution d'une couche sédimentaire est d'environ 30 cm pour une vitesse d'enregistrement de 30 cm / s.

Les diagraphies de GR sont données en unités de rayons gamma API (American Petroleum Institute), qui sont liées à la mesure d'étalon standard. Il utilise habituellement une échelle linéaire 0-150 API, pour les sections hautement radioactives.

3.1.1.2. L'interprétation des environnements sédimentaires à partir des GR

La méthode la plus directe pour l'identification des faciès et des environnements sédimentaires à partir des réponses totales de rayons gamma est basée sur la relation entre la taille des grains et la teneur en argiles (Schlumberger, 1989a; Rider, 1990, 1991). Cette relation est perturbée principalement par deux facteurs : i) la composition ; ii) la texture des roches (Rider, 1990).

En règle générale, les réponses et valeurs de rayons gamma sont très faibles pour les grès et très élevées pour les argiles. En général, la teneur en argiles diminue avec l'augmentation de la taille des grains (Selley, 1976). Par conséquent, les réponses de GR peuvent être utilisées pour établir un profil en continu de granulométrie dans les séries clastiques.

L'interprétation sédimentologique des formes des courbes de GR dépendra à son tour de l'étendue de la relation entre la taille du grain et la teneur en argiles.

La composition et la texture des roches sédimentaires sont fortement liées au régime hydraulique et à l'énergie de l'environnement de dépôt (Davies et Ethridge, 1975; Myers et Bristow, 1984).

Ainsi, dans les environnements fluviatiles, la relation entre la taille des grains et la teneur en argiles est plus cohérente que dans les environnements marins où la fraction d'argiles est plus susceptible d'être éliminée des sédiments (Rider, 1991).

Les formes des courbes de GR les plus fréquemment citées sont : la cloche, l'entonnoir et le tonneau (Figure 3.2).

Les profils des courbes de GR peuvent être appliqués de manière analogue aux courbes de potentiel spontané (SP) pour l'interprétation des environnements sédimentaires (Doveton, 1986).

Les formes des courbes de GR peuvent être utilisées pour déterminer : 1) la taille des grains dans les grès (Figure 3.3); 2) les faciès et les environnements de dépôts; 3) les faciès de mélanges entre les sables et les argiles dans les séries mixtes silico-clastiques (Selley, 1976b; Galloway *et al.*, 1983; Cant, 1984 b; Rider, 1990). Par contre, la forme des courbes de GR a été peu utilisée dans l'analyse des faciès carbonatés où elles peuvent indiquer les fluctuations des teneurs en argiles dans les carbonates (Selley, 1985).


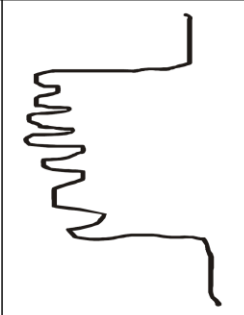
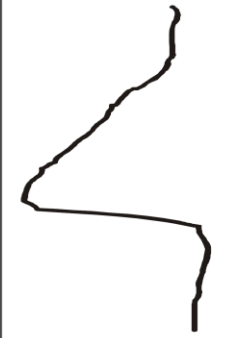
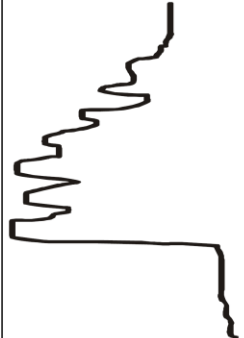
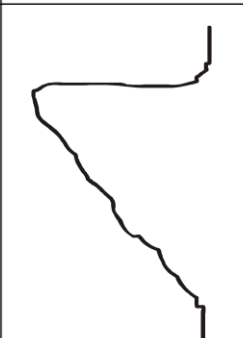
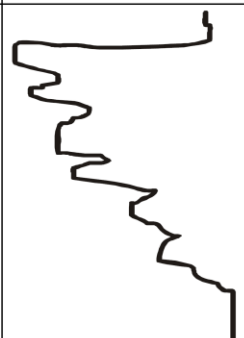
Shape	Smooth	Environments	Serrated	Environments
Cylinder Represents uniform deposition.		Aeolian dunes Tidal sands Fluvial Channels		Deltaic distributaries Turbidite channels Proximal deep-sea fans
Bell Shape Fining upwards sequences.		Tidal sands Alluvial sands Braided streams Fluvial channels Point bars		Lacustrine sands Deltaic distributaries Turbidite channels Proximal deep-sea fans
Funnel Shape Coarsening upward sequences.		Barrier bars Beaches Crevasse splays		Distributary mouth bars Delta marine fringe Distal deep-sea fans

Figure 3.2 : Classification de la forme des courbes de GR; les formes géométriques de base et la description utilisées pour interpréter les environnements de dépôts (Rider, 2002).

Les différentes formes de courbes de GR et leur interprétation en terme d'environnement de dépôts sont présentées ci-dessous (Figure 3.2) :

- a) **Forme en cloche:** Elle est indiquée par une augmentation vers le haut de la valeur des GR liée à un granoclassement vertical décroissant indiquant une augmentation de la teneur en argiles (par exemple, le passage d'un grès à une argile). La base de ces formes présente une rupture abrupte du signal GR. De telles tendances peuvent représenter les dépôts dans des faciès marins de transition et transgressifs (Cant, 1984 b; Rider, 1990). Suivant la forme lisse ou irrégulière de ces courbes de GR l'interprétation des environnements de dépôts peut être affinée. Dans le cas de *courbes*

lisses, l'interprétation peut être du type : barrière littorale ou barre de méandre alluviale. Dans le cas des *courbes irrégulières*, l'interprétation est plutôt du type barre de méandre alluviale, deltaïque ou chenaux de distribution.

- b) Forme en entonnoir :** Cette forme montre une diminution progressive vers le haut de la valeur de GR liée à un granoclassement vertical croissant indiquant également une diminution de la teneur en argiles. Elle est caractérisée à sa limite supérieure par une rupture abrupte du signal GR due probablement à l'arrêt du fonctionnement du système sédimentaire. Elle est interprétée comme une séquence régressive d'une ligne de rivage. Suivant que la forme de la courbe est lisse ou irrégulière les interprétations des environnements de dépôt sont différentes. Pour des *courbes lisses*, on retrouve dans ce cas des interprétations d'environnement de type barrière littoral alors que dans le cas des *formes irrégulières*, les environnements de dépôts sont plutôt du type remplissage de chenal de distribution ou encore bordure d'un delta marin.
- c) Forme en cylindrique ou en tonneau :** Ces formes sont composées d'une faible valeur de GR, représentant des faciès grossiers sur un fond de valeurs plus élevées de GR. Ces formes représentent des dépôts sédimentaires uniformes avec des limites sus-jacentes et sous-jacentes avec les argiles très abruptes. Suivant la forme lisse ou irrégulière de ces courbes l'interprétation des environnements de dépôts est différente. Dans le cas de *forme lisse*, l'environnement de dépôts est interprété comme étant des dunes éoliennes, des chenaux tidaux ou encore des chenaux fluviatiles. Dans le cas de *courbes irrégulières*, l'interprétation des GR est des chenaux de distributions deltaïques, des chenaux turbiditiques ou encore des environnements de type deep sea fan proximal.
- d) Forme irrégulière et lisse :** Ce sont des formes secondaires associées à des changements plus ou moins importants à l'intérieur des tendances générales expliquées ci-dessous. La prise en compte de ces formes permet d'affiner les environnements de dépôts.

La Figure 3.3 présente des exemples d'interprétation des courbes de GR en fonction de la taille des grains et des structures sédimentaires : 1) Le cas 1 montre une séquence granocroissante formée dans un environnement de plage et dominée par le fluvatile ; 2) Le cas 2 montre une séquence similaire ascendante mais formée dans un environnement deltaïque, dominée par le fluvatile ; 3) Le cas 3 montre une séquence interprétée comme

formée dans un environnement de plage, dominée par le fluviatile ; 4) Le cas 4 montre des séquences granodécroissantes formées en environnement tidal flat à subtidal.

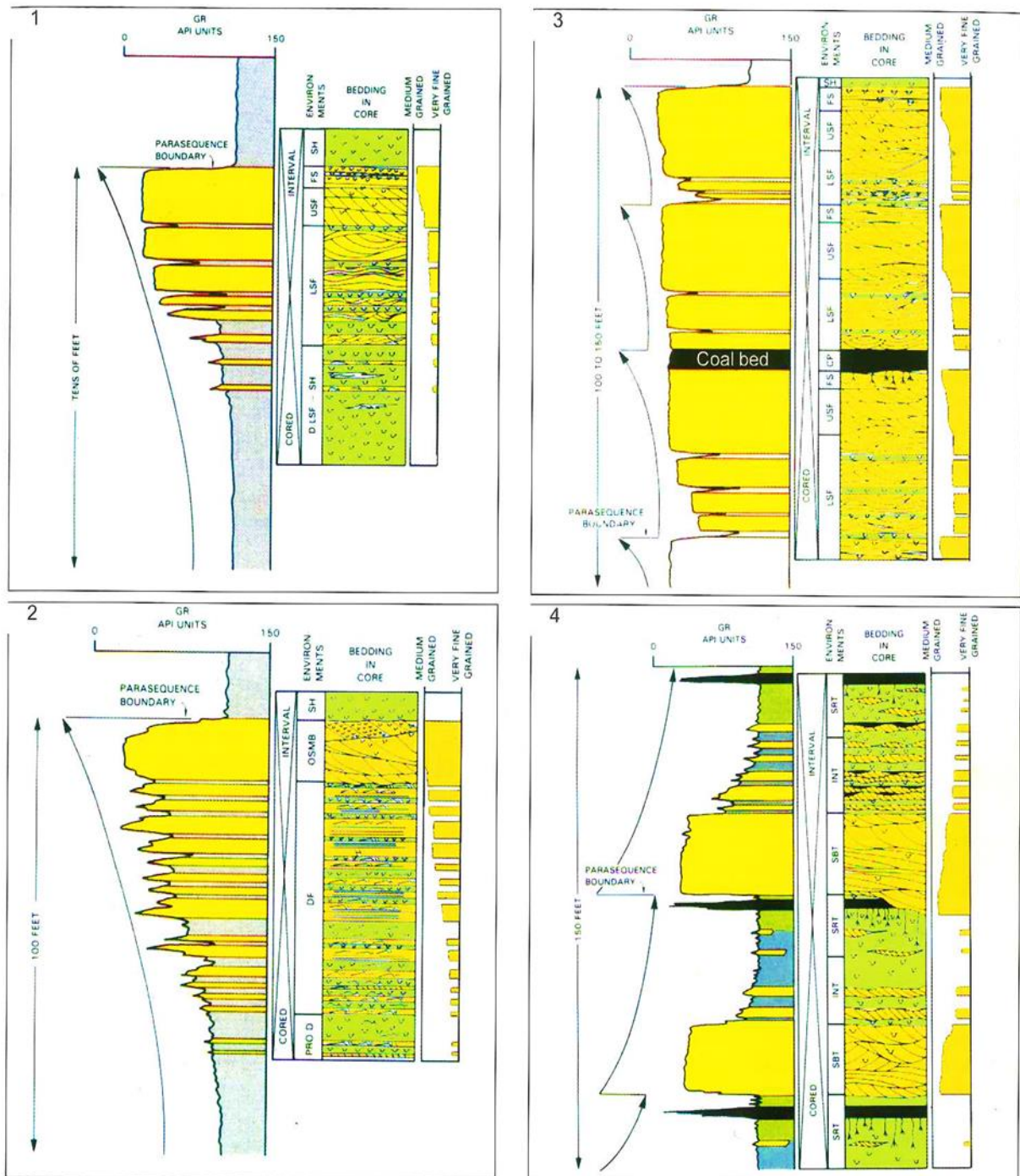


Figure 3.3 : Exemples d'interprétation des courbes GR en fonction de la taille des grains, des structures sédimentaires et des environnements de dépôt (Serra, 2003).

3.1.2. Diagraphies de potentiel spontané (SP)

Les diagraphies de potentiel spontané (SP) mesurent la différence des potentiels naturels ou spontanés qui existent entre le trou du forage et la surface en l'absence de courant appliqué

artificiellement (Figure 3.4). Proposé pour la première fois par Schlumberger (1928), le potentiel spontané, encore appelé polarisation spontanée, est mesuré en millivolts (mV).

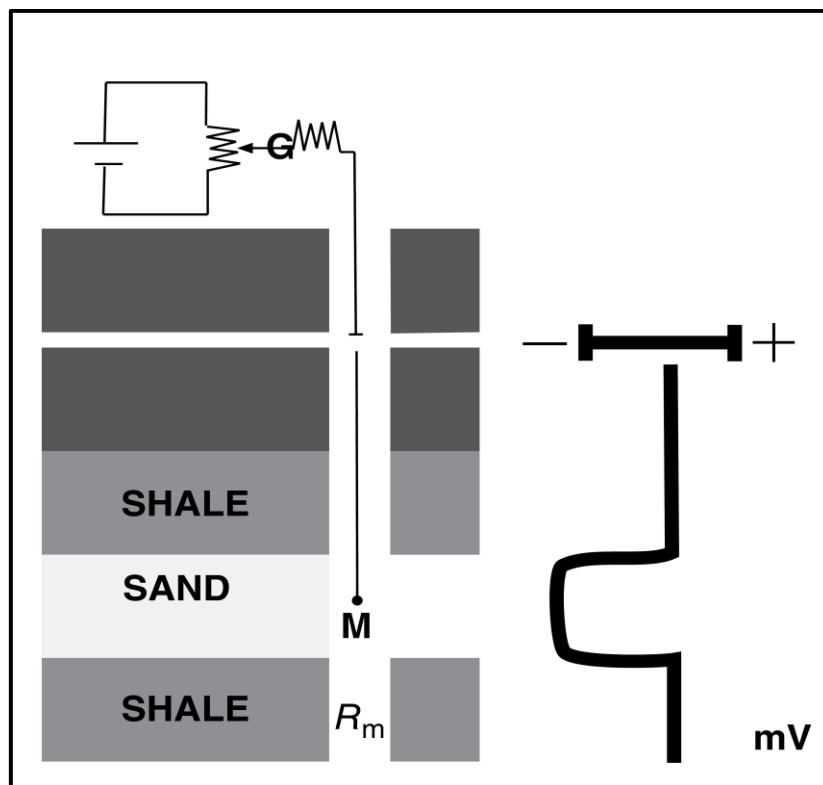


Figure 3.4 : Illustration du principe des diagraphies SP. Un potentiel naturel est mesuré entre une électrode dans le puits et une autre de référence implantée sur terre à la surface (Rider, 2002).

Entre les différentes formations, ce potentiel varie de quelques millivolts à quelques dizaines ou centaines de millivolts. Il est souvent mesuré par référence au potentiel au droit des couches argileuses.

C'est une diagraphie très simple qui ne nécessite qu'une électrode dans le trou du forage et une autre électrode de référence à la surface. Ces potentiels spontanés proviennent des différents accès que les différentes formations fournissent aux porteurs de charge dans le trou et les fluides de formation. Ceci conduit à un flux de courant spontané et, donc, à une différence de potentiel spontané (Rider 2002).

Les diagraphies de SP ont quatre utilisations principales :

- La détection de couches perméables,
- La détermination de la résistivité R_w ,

- L'indication de la teneur en argiles d'une formation,
- La corrélation entre puits (Figure 3.5).

Les diagraphies de SP ont une faible résolution verticale. Elles sont, donc, rarement utilisées dans l'interprétation des environnements marins offshore. Elles sont toujours utilisées couplées avec les diagraphies de GR.

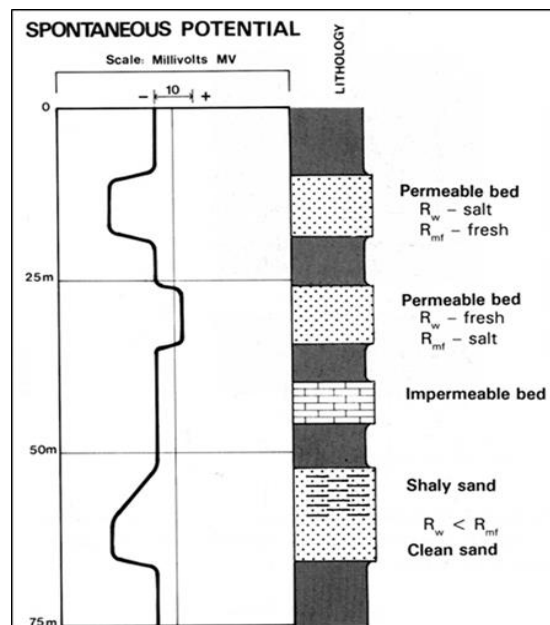


Figure 3.5 : Les diagraphies SP et certaines réponses en fonction de la perméabilité des couches. Les diagraphies de SP montrent des variations dans les potentiels naturels. R_w = Résistivité de l'eau de formation; R_{mf} = Résistivité du filtrat de boue (Rider, 2002).

Il y a trois conditions pour l'existence d'un courant de SP :

- Un fluide de forage conducteur (la boue à base d'eau);
- La présence d'une couche poreuse et perméable prise en sandwich par des couches imperméables de faible porosité et de faible perméabilité;
- Une différence de salinité entre le fluide du forage et le fluide de la formation, qui sont le filtrat de boue et l'eau de formation dans la plupart des cas (Cant, 1984).

Tout comme les diagraphies de GR, les diagraphies SP sont utilisées pour obtenir des interprétations sur les faciès sédimentaires et les environnements de dépôts.

L'analyse des formes de courbes de ces diagraphies PS ressemblent beaucoup à l'analyse vue précédemment dans les diagraphies GR (Figure 3.2). L'interprétation de ces courbes en fonction de l'environnement de dépôts est présentée dans les figures 3.7, 3.8 et 3.9.

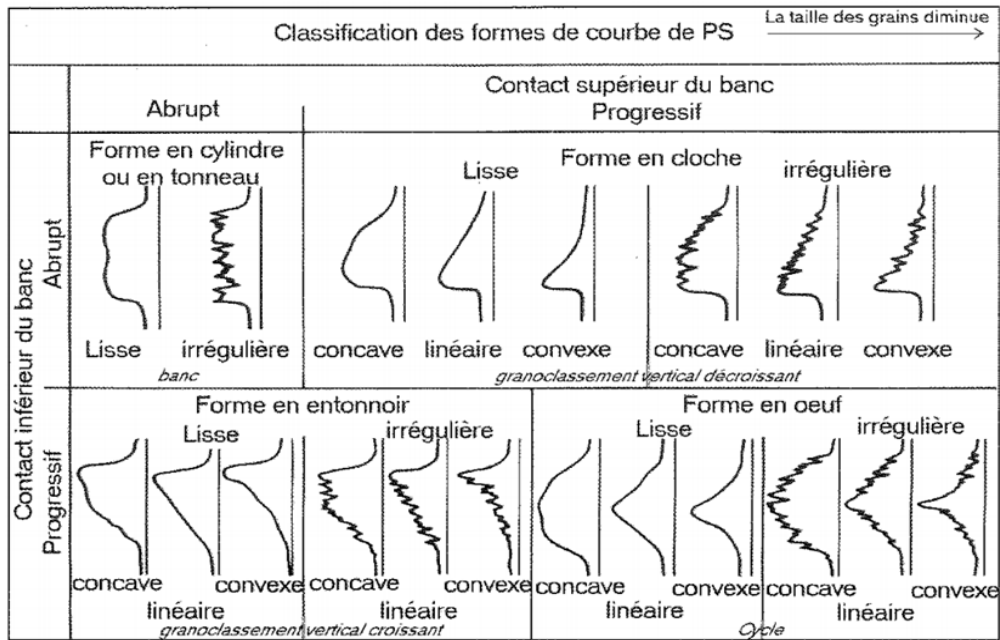


Figure 3.6 : Classification de la forme des courbes de PS : les formes géométriques de base et la description sont utilisées pour interpréter les environnements de dépôts (Serra, 2000).

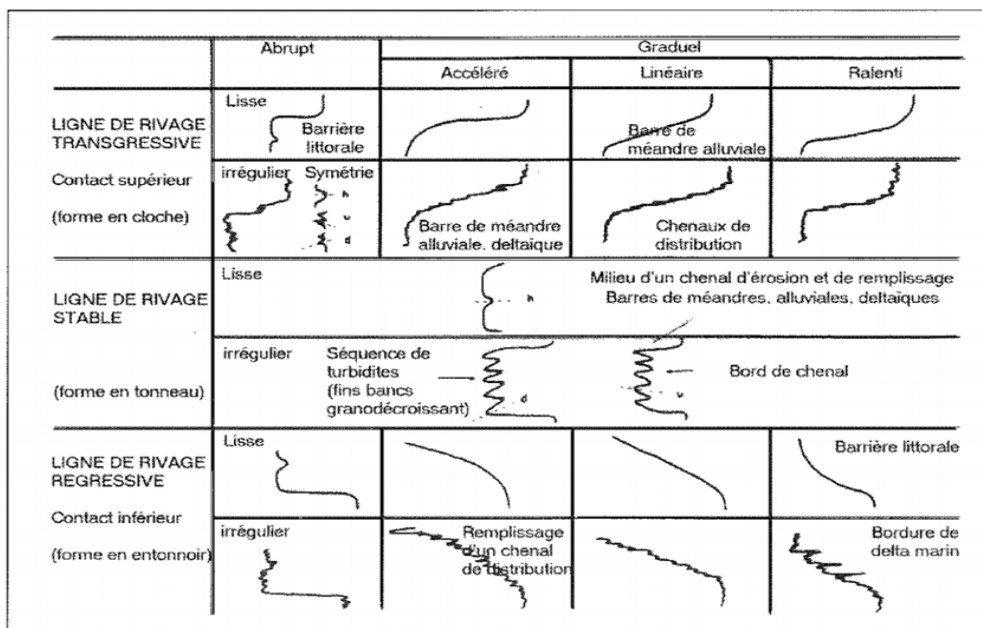


Figure 3.7: Interprétation des signatures de diagraphe de SP en terme de faciès et d'environnement de dépôts (Serra, 2000).

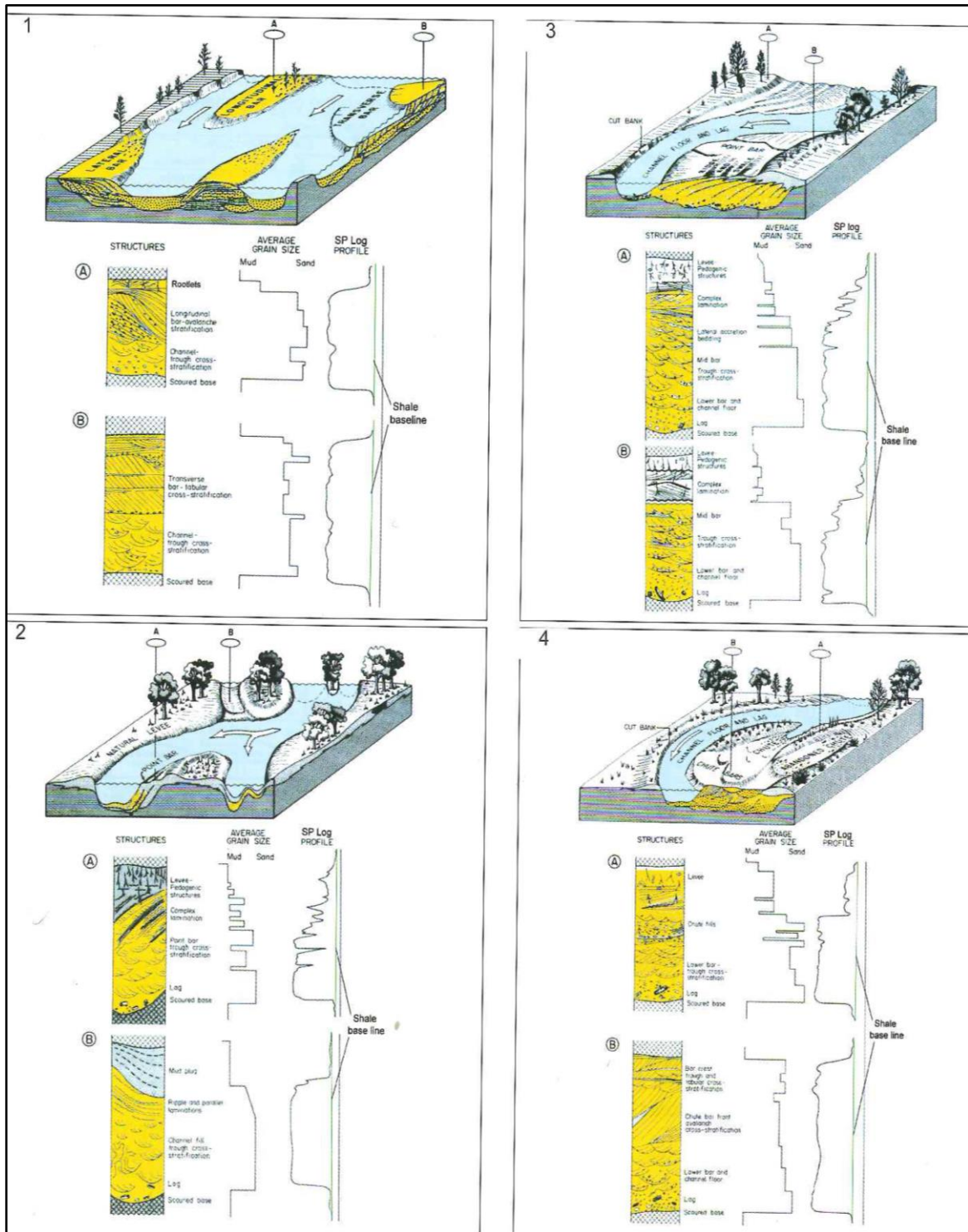


Figure 3.8 : Exemples (cas 1 à 4) d'interprétation des diagraphies de SP en fonction de la taille des grains, des structures sédimentaires et des environnements de dépôts (Galloway et Hobday, 1983 ; Serra, 2003).

3.1.3 Diagraphies de Résistivité

La diagraphie de résistivité est une mesure de la résistivité d'une formation, lors du passage d'un courant électrique. Le principe fondamental de mesure est simple (Serra, 2000) :

- Une *source émettrice* (électrode) envoie un signal (courant électrique ou champ électromagnétique).
- Un ou plusieurs dispositifs de mesure ou *récepteur* (s) situés à une certaine distance de la source.

La plupart des formations géologiques sont des isolants, tandis que leurs fluides dans le milieu poreux sont des conducteurs. Les hydrocarbures sont l'exception par rapport à leur conductivité vis-à-vis des autres fluides. En effet, ils sont très résistifs.

Quand une formation est poreuse et contient de l'eau salée alors la résistivité globale sera faible. Lorsque cette même formation contient des hydrocarbures sa résistivité sera au contraire très élevée. C'est ce caractère qui est exploité par les diagraphies de résistivité : des valeurs élevées de résistivité peuvent indiquer une formation contenant des hydrocarbures dans le milieu poreux (Figure 3.10).

Les diagraphies de résistivité ont été développées pour trouver des hydrocarbures. C'est encore leur utilisation quantitative qui est développée principalement. Les logs de résistivité fournissent des valeurs de base pour calculer les propriétés pétrophysiques des réservoirs. Cependant, la résistivité d'une formation est une de ses caractéristiques géophysiques qui peut apporter des informations sur la lithologie, la texture, les faciès, la pression dans les formations. Les diagraphies de résistivité sont fréquemment utilisées pour réaliser les corrélations entre puits.

Les outils de micro-résistivité sont capables d'avoir une bonne résolution de la résistivité dans une couche fine. C'est cette capacité qui est utilisée dans les outils d'imagerie électrique. Sur l'échelle opposée, les outils d'induction ne donnent qu'une image très lissée d'une couche individuelle, et la limite des couches est mal définie.

Pour le calcul des propriétés pétrophysiques réservoirs, il est important de connaître la résolution des mesures de résistivité de la formation. Les diagraphies de micro-résistivité donnent une très fine résolution pour une couche géologique (Figure 3.11).

Deposition environment	Facies Complexes	FA Index	FA	Facies Number	Electrical model, mV	Facies Title (after V.S.Muromtsev (1984) modified by V.V.Shimansky)	α SP anomaly sign	* α SP max value	α SP anomaly width (m)	α SP max value position	Dynamics of sedimentation	Decreasing of α SP	Similar electric models	
Continental	Fluvial	I	Fluvial Channels	1		Point bar (Low sinuosity channel)	-	1-0.8	1 to tens	Whole anomaly, especially lower part	1.0 - 0.8 (very high)	↑	2, 3, 10, 12 esp. 12	
				2		Point bar (Meandering channel)	-	1-0.8	tens	Lower part	1.0 - 0.8 (very high)	↑	1, 3, 10, 12 esp. 10	
				3		Point bar (Braided channel, temporary flows)	-	1-0.6	1 to tens	Whole anomaly, especially lower part	1.0 - 0.8 (very high)	↑	2, 3, 10, 12 esp. 12	
		II	Flood Plain (distal)	4		Levees	-	0.6-0.5	Less than 10	Lower part (contrast)	0.6 - 0.4 (middle)	↑	5, 8	
				5		Crevasse splays	-	0.5-0.4	Less than 10	Lower part (contrast)	0.6 - 0.4 (middle)	↑	4, 9, 14 esp. 14	
			Flood Plain (proximal)	15		Floodplain	+	<0.4	Less than 10	Lower part	0.4 - 0.2 (low)	↑	16, 17, 18 esp. 16	
16		Floodplain swamps and oxbows	+	<0.2	Less than 10	Lower part	0.2 - 0.0 (very low)	↑	15, 17, 18 esp. 15					
Marine	Coastal	IV	Mouth bars & beaches	7		Mouth bars	-	0.8-0.6	1 to tens	Middle part	0.8 - 0.6 (high)	↕	2, 12, 13 esp. 13	
				8		Beach	-	1-0.8	1 to tens	Upper part	1.0 - 0.8 (very high)	↓	9	
		V	Bars (вдоль береговых бары)	9		Regressive bars	-	1-0.8	1 to tens	Upper part	1.0 - 0.8 (very high)	↓	8, 11, 14 esp. 11	
				10		Transgressive bars	-	1-0.6	1 to tens	Lower part	1.0 - 0.8 (very high)	↑	2, 6 esp. 2	
				11		Barrier islands	-	1-0.8	tens to hundreds	Upper and middle parts	1.0 - 0.8 (very high)	↓	7, 10 esp. 10	
		VI	Tidal Channels (разрывные течения)	12		Inlets	-	0.8-0.6	1 to tens	Small @ Lower part	0.8 - 0.6 (high)	↕	1, 2, 10, 11 esp. 1	
				13		Distal(?) Inlets (Головная часть разрывных течения)	-	0.8-0.6	1 to tens	Middle part	0.8 - 0.6 (high)	↕	7	
		V	Deltaic	Lagoons (забарьерных лагун и вдоль береговых проломов)	17		Swamps	+	<0.4	Less than 10	Upper part	0.4 - 0.2 (low)	↓	15, 16, 18, 19 esp. 18
					18		Lagoons	+	<0.4	Less than 10	Upper part	0.4 - 0.2 (low)	↓	16, 17 esp. 17
					29		Distributary channel	-	1-0.6	1 to tens	Whole anomaly, especially lower part	1.0 - 0.6 (very high)	↕	3, 7 esp. 3
					30		Proximal delta	-	1-0.8	1 to tens	Upper part	1.0 - 0.8 (very high)	↓	9, 11
					31		Mid delta	-	0.8-0.5	1 to tens	Upper part	0.8 - 0.6 (high)	↓	13
					32		Distal delta	+	0.5-0.3	1 to tens	Upper part	0.5 - 0.3 (middle)	↓	15
					33		Prodelta	+	<0.3	1 to tens	Upper part	0.3 - 0.0 (low to very low)	↓	18
		Shallow Marine	VII	Shallow shelf (same?)	14		Storm waves and tidal currents	-	0.6-0.5	1 to tens	Upper part	0.6 - 0.4 (middle)	↓	5, 8 esp. 8
19					Open sea and huge marine bays	+	<0.2	tens to hundreds	Upper part	0.2 - 0.0 (very low)	↓	16, 18		

Typical electric models of continental and marine facies (after V.S.Muromtsev)

Figure 3.9: Interprétation des signatures de diagraphie de SP en terme de faciès et d'environnement de dépôts (Muromtsev, 1984).

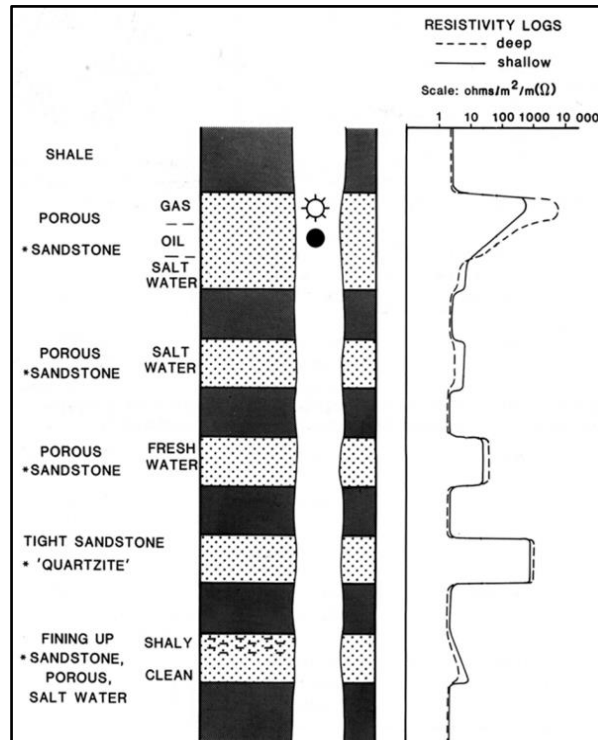


Figure 3.10 : Principe de la diagraphie de résistivité. Quelques réponses types de la diagraphie de résistivité et l'effet de la formation et de ses fluides contenus sur le passage d'un courant électrique sur la mesure de la résistivité (Rider, 2002).

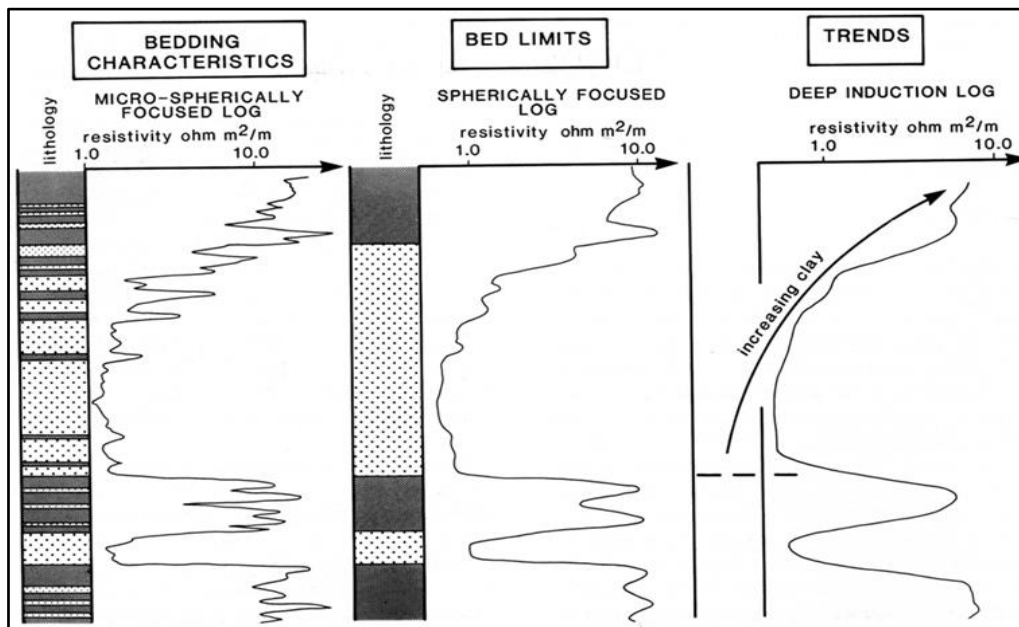


Figure 3.11 : Couches contrastées et résolution caractéristique des outils de résistivité et de leur application géologique (Rider, 2002).

Pour réaliser une interprétation correcte géologique des outils de résistivité, il est essentiel de comprendre que la même couche poreuse peut avoir une multitude de réponses de résistivité. En fonction du contenu et du type de fluide dans la formation (Figure 2.12), la porosité Φ restera constante alors que le R_w varie.

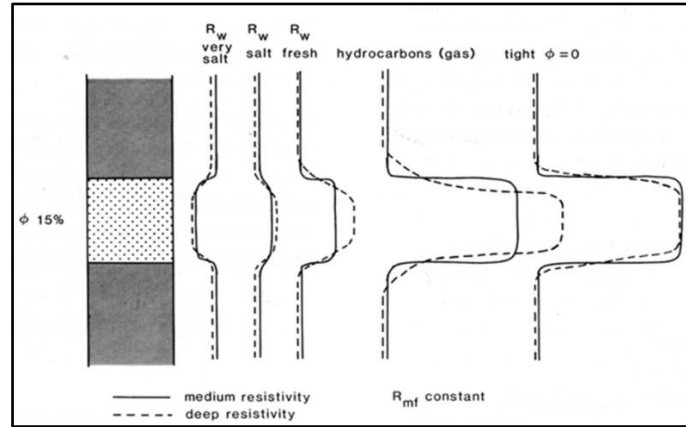


Figure 3.12 : Illustration schématique du comportement des diagaphies de résistivité sur la même couche de réservoir de porosité de 15% mais avec des différentes valeurs de résistivité en fonction de la salinité des eaux de formation et de la présence d'hydrocarbures (Rider, 2002).

Analyse de la lithologie : Les diagaphies de résistivité ne peuvent pas être utilisées pour la reconnaissance directe des lithologies. Il n'y a pas de valeurs de résistivité caractéristiques des argiles, des calcaires ou des grès. Les valeurs dépendent de nombreuses variables telles que la compaction, la composition, la teneur en eau etc....

Cependant, dans une zone restreinte où les caractéristiques brutes ont tendance à être constantes et la diagaphie de résistivité peut être utilisée à ce moment-là comme un discriminateur. Par exemple, dans les séquences de grés argileux, les caractéristiques des argiles peuvent être constantes et le sable peut être similaire et avec des salinités du fluide constantes (Figure 3.13).

La résistivité devient alors un excellent outil de définition de la lithologie. Dans certains cas spécifiques, les logs de résistivité peuvent être utilisés pour indiquer une lithologie, ces cas sont clairs quand une partie des minéraux ont des valeurs distinctes de résistivité. Les sels, l'anhydrite, le gypse et le charbon ont tous des valeurs de résistivité anormalement élevées (Figure 3.14).

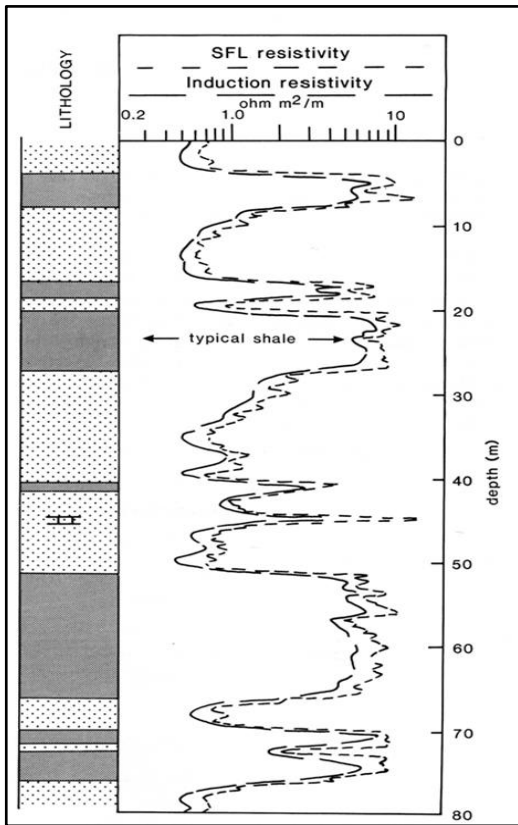


Figure 3.13 : Intervalles d'argiles figurant sur les diagraphies de résistivité. Dans la plupart des séquences de sable argileux, les argiles ont tendance à avoir, une valeur constante (Rider, 2002).

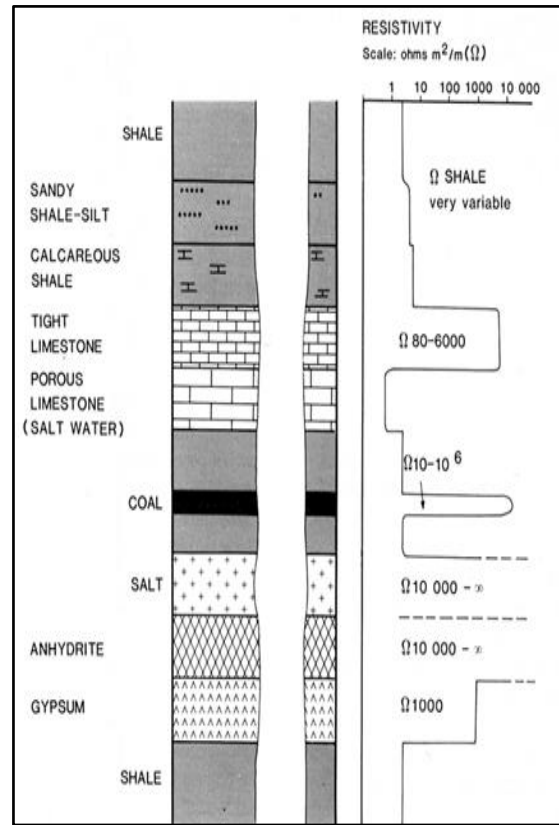


Figure 3.14: Réponses d'une diagraphie de résistivité en fonction de la minéralogie des formations et des lithologies (Rider, 2002).

Analyse des faciès : À partir de l'exemple des argiles illustré précédemment (Figure 3.13), il est clair que les faciès et les changements de faciès peuvent être suivis pour les outils de diagraphies de résistivité.

L'une des principales utilisations de la diagraphie de résistivité dans l'analyse des faciès est sa capacité à enregistrer les changements dans les mélanges quartz (sable)-argiles. Ceci est d'autant plus vrai dans les roches à grains fins comme les argiles et les marnes que dans les grès eux-mêmes. L'exemple donné dans la Figure 3.15 montre des cycles deltaïques à petite échelle 15m-20m d'épaisseur, comparés aux réponses de la résistivité. L'augmentation de la résistivité correspond à une augmentation de la présence des grès et à la diminution de la teneur en argiles. Ainsi, les cycles deltaïques sont visibles sur les réponses de diagraphies de résistivité.

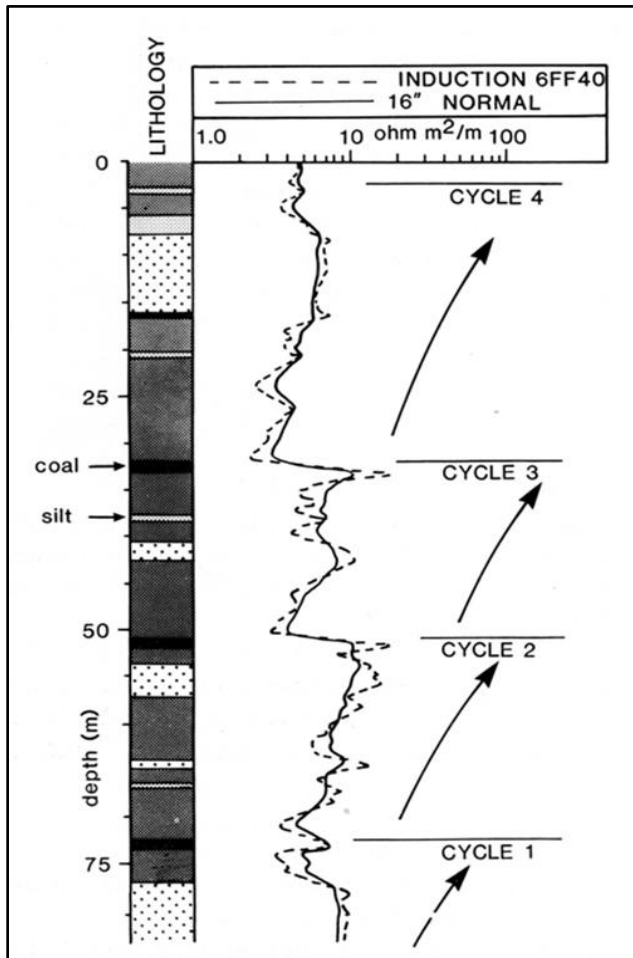


Figure 3.15: Une diagraphie de résistivité montrant des cycles deltaïques à petite échelle. La résistivité varie avec les changements dans les pourcentages de sable et d'argiles (Rider, 2002).

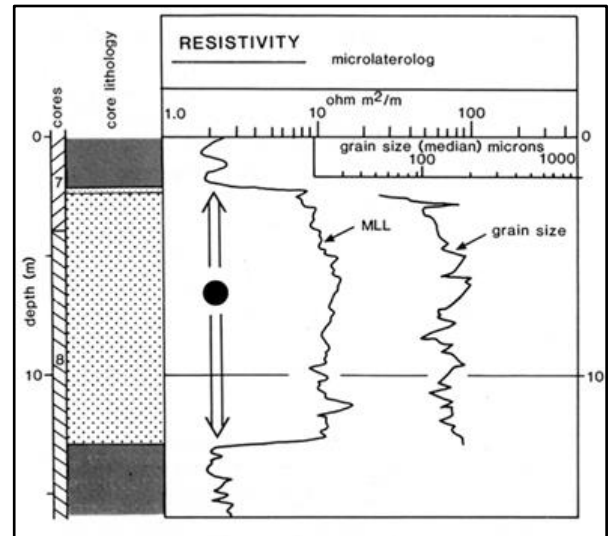


Figure 3.16: La relation entre la résistivité et la taille des grains dans une zone pétrolière. Les variations de résistivité sont liées aux changements de granulométrie (Rider, 2002).

Dans les sables eux-mêmes, il est possible de mettre en corrélation les réponses de résistivité et la granulométrie. Un sable grossier aura généralement une faible saturation en eau irréductible, et, donc, une augmentation de la résistivité, la saturation en hydrocarbures étant plus élevée (Figure 3.16).

3.1.4. Diagraphie Sonic

La diagraphie de Sonic est basée sur la propagation d'une onde acoustique dans un milieu. Son amplitude diminue et caractérise ainsi son atténuation dans la formation en question (Figure 3.17). L'atténuation des ondes acoustiques lors de leur trajet dans les formations dépend de plusieurs facteurs qui sont principalement :

- La longueur d'onde de l'onde acoustique et sa nature (longitudinale, transversale ou de Stoneley) : les ondes à haute fréquence s'atténuent plus vite que celles à basse fréquence ;
- La texture de la roche (taille des grains et des pores), et ainsi la porosité, la perméabilité et la surface spécifique des pores de la roche;
- La nature des fluides dans les pores et en particulier leur viscosité;
- La mobilité des fluides;
- La cohérence de la roche;
- La fissuration de la roche.

C'est pourquoi sa mesure présente un réel intérêt pour l'évaluation des formations. Dans les puits tubés, l'atténuation dépend principalement de la qualité de la cimentation. Celle-ci peut être appréciée de façon indirecte en mesurant l'amplitude du signal sonore arrivant au récepteur (Serra, 2000).

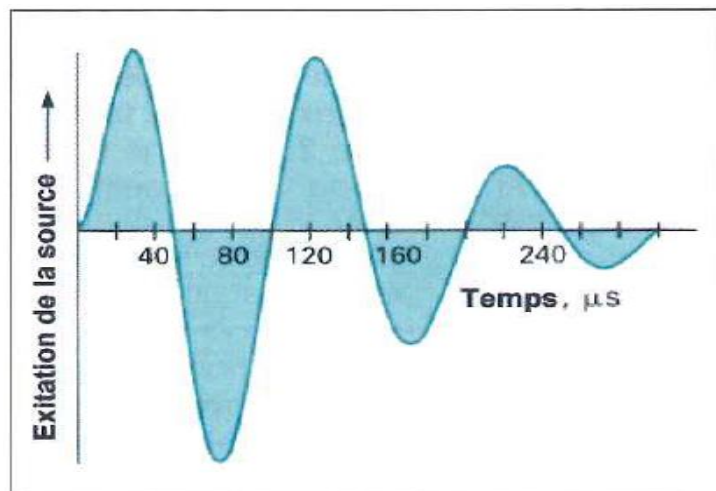


Figure 3.17 : Atténuation de l'amplitude de l'onde acoustique avec la distance parcourue. (Serra, 2000).

L'utilisation principale de la gamme d'outils soniques est l'interprétation sismique et géophysique, en établissant une relation entre les mesures du temps et la profondeur pour la conversion en profondeur des profils sismiques. La seconde utilisation est le calcul des vitesses d'intervalle et les études d'impédance acoustique des roches (Cannon, 2016). Enfin, il s'agit d'évaluer les propriétés réservoirs notamment la porosité.

3.1.5. Diagraphie de Densité

Le principe de cette diagraphie est basé sur l'exposition d'une formation à un rayonnement gamma émis par une source spéciale (^{60}Co ou ^{137}Cs). Les rayons gamma sont des particules sans masse, se propageant à la vitesse de la lumière. Ces photons gamma incidents entrent en collision avec la matière (Figure 3.18), et trois types d'interaction peuvent se produire, suivant l'énergie du photon incident.

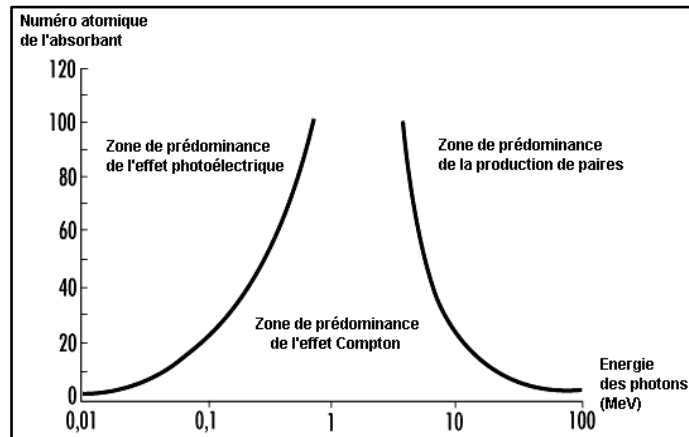


Figure 3.18 : Les trois types d'interaction des photons gamma en fonction de leur énergie et du coefficient d'absorption massique (Serra, 2000).

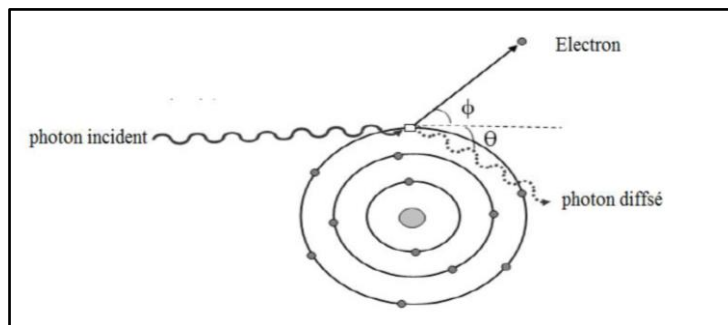


Figure 3.19 : Schéma de la production d'un négatron (électron négatif) et d'un positron (électron positif) dans un noyau (Serra, 2000).

Quand l'énergie du photon est supérieure à 1.02 MeV, l'interaction photon-matière conduit à la production d'un négatron (électron négatif) et d'un positron (électron positif) ayant chacun une énergie supérieure à 0.51 MeV (Figure 3.19).

Ces deux particules, qui n'existaient pas au préalable, apparaissent comme le résultat de la disparition de l'énergie du photon γ . Toute l'énergie du photon est en effet transmise aux deux électrons, à l'exception d'une très petite quantité qui se dissipe dans le recul du noyau.

3.1.6. Diagraphie Neutron

Le principe de cette diagraphie est basé sur le bombardement des formations par des neutrons rapides (Figure 3.20). Pendant leur migration dans la formation, ces neutrons sont soumis à deux effets consécutifs complémentaires :

- D'abord, un ralentissement dû aux collisions avec les atomes constituant le milieu. Ce ralentissement sera d'autant plus marqué que l'atome rencontré aura une masse plus proche de celle du neutron. Dans ce phénomène les atomes d'hydrogène se montrent les plus efficaces.
- Par ces collisions successives, les neutrons vont perdre leur énergie. On dit qu'ils sont thermalisés lorsque leur énergie sera inférieure à 0.025 eV. Ils pourront alors être capturés.

Cette capture s'accompagne d'une émission de rayons gammas qui est caractéristique de l'élément capteur.

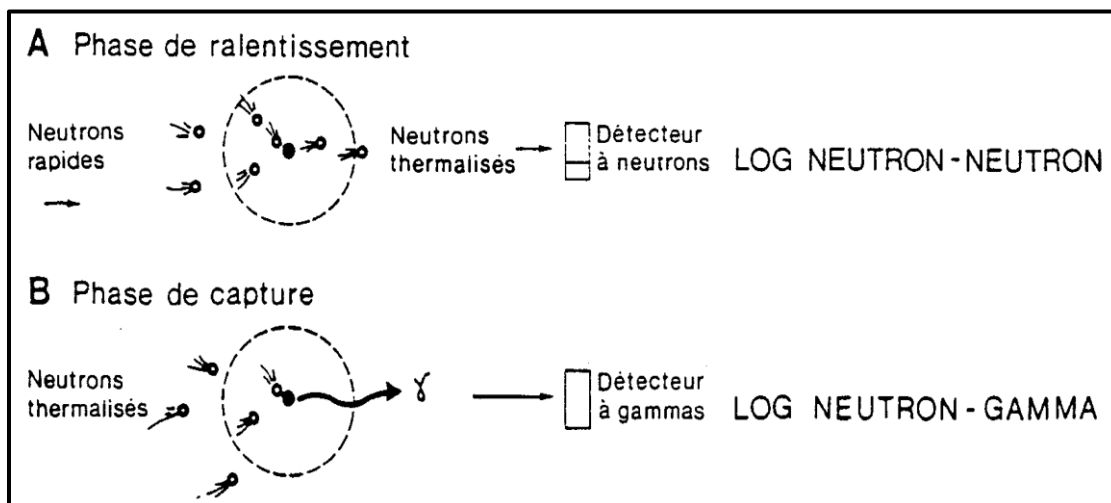


Figure 3.20 : Principe de la diagraphie Neutron.

Il existe plusieurs types de diagraphies neutrons selon que l'on compte le nombre de neutrons présents à différents niveaux d'énergie, ou les photons gammas émis par capture. On parle de neutron-neutron ou de neutron-gamma.

Le plus souvent on utilise un neutron-neutron, c'est-à-dire un outil qui mesure les neutrons à leurs différents niveaux d'énergie. Cet outil va donner en première approximation une idée de la concentration en atomes d'hydrogène. Le nombre de neutrons arrivant au détecteur augmente quand la concentration en hydrogène décroît et vis-versa. Finalement, on enregistre un index d'hydrogène.

3.2. Rappel sur les outils de stratigraphie séquentielle : notions et définitions

L'interaction entre l'accommodation et la sédimentation dans un bassin sédimentaire, se traduit par la mise en place des **unités génétiques** qui sont délimités par des surfaces stratigraphiques spécifiques. Ces unités génétiques et leurs **surfaces stratigraphiques** associées composent **une séquence stratigraphique** (Catuneanu *et al.*, 2009).

Les surfaces stratigraphiques ont été placées en fonction des changements dans les modèles de dépôt. Ces modèles sédimentaires stratigraphiques comprennent : i) les modèles de progradation (taux de sédimentation / taux d'accommodation > 1) ; ii) les modèles d'aggradation (taux de sédimentation / taux d'accommodation $= 1$) ; iii) les modèles rétrogradants (taux de sédimentation / taux d'accommodation < 1) (Figure 3.21).

Ces modèles sont en relation avec les fluctuations du niveau de base. **Le niveau de base** peut être défini comme une surface abstraite qui représente une surface d'équilibre entre l'érosion et le dépôt (Emery, 2002). La Figure 3.22 donne également les réponses des outils de diagraphies SP et de Résistivité sur ces différents modèles stratigraphiques.

La structure et la position des corps sédimentaires sur le profil plate-forme/bassins dépendent de l'espace qui est potentiellement disponible (accommodation) pour l'accumulation des sédiments entre le niveau de la mer et le fond. Trois facteurs contrôlent cet espace disponible : i) la subsidence (qui crée constamment de l'espace ; ii) la variation du niveau marin (eustatisme) qui, selon le sens, augmente ou diminue l'espace disponible ; iii) les apports sédimentaires et la production carbonatée qui comblent cet espace.

Les modèles stratigraphiques de progradation sont associés à des périodes de temps pendant lesquelles le taux de sédimentation dépasse le niveau de base. Ces périodes sont appelées **des périodes de régression** (Catuneanu *et al.*, 2009).

Les modèles stratigraphiques de rétrogradation sont associés à des périodes de temps pendant lesquelles le taux de sédimentation ne dépasse pas le niveau de base. Ces périodes sont appelées **des périodes de transgression**.

Les modèles stratigraphiques d'aggradation sont associés à des périodes de temps pendant lesquelles le taux de sédimentation suit le niveau de base. Il y a un équilibre entre l'érosion et la sédimentation. Les modèles stratigraphiques associés aux changements du niveau de base

peuvent être organisés en paquets stratigraphiques appelés « systems tracts» (Van Wagoner *et al.*, 1990).

3.2.1 Définition des différents « Systems Tracts »

Suivant les variations du potentiel d'accommodation, plusieurs types de surfaces remarquables délimitant des corps de géométrie différente peuvent être définis. Ces corps sédimentaires définis sont les « cortèges de dépôts » ou « systèmes tracts ».

- Définition du « Transgressive Systems Tract (TST) » :

Le cortège transgressif, rétrogradant connu sous le nom de « **Transgressive Systems Tract** » est délimité par la surface de première inondation et la surface d'inondation maximale. Il représente une période de montée eustatique rapide et est associé à des périodes de transgression au sein d'une séquence stratigraphique (Catuneanu *et al.*, 2009).

- Définition du « Highstand Systems Tract (HST) » :

Le prisme de haut niveau, aggradant puis progradant (Highstand Systems Tract « HST ») est compris entre la surface d'inondation maximale et la surface d'érosion continentale (unconformity). La HST se produit au début d'une séquence et est associée à des périodes de régression dans une séquence stratigraphique. Les HST déposés à la suite d'une sédimentation dont le taux est supérieur à l'élévation du niveau de base, sont appelés des systèmes régressifs normaux (HNR) (Catuneanu, 2006).

- Définition du « Lowstand Systems Tract (LST) » :

Le prisme de bas niveau ou de bordure de plate-forme, progradant (Low Systems Tract) est compris entre la surface d'érosion en domaine continental « unconformity » et la surface de première inondation.

- Définition du « Falling Stage Systems Track (FSST) » :

Les travaux de certains chercheurs dont Plint et Nummedal (2000) ont mis en évidence l'existence d'un autre cortège supplémentaire : le cortège régressif ou « **Falling Stage Systems Track** » enregistrant des dépôts pendant une phase de baisse du niveau marin (« régression forcée »). Ce cortège est en fait le pendant du cortège transgressif et s'intercale entre le cortège de haut niveau et le cortège de bas niveau.

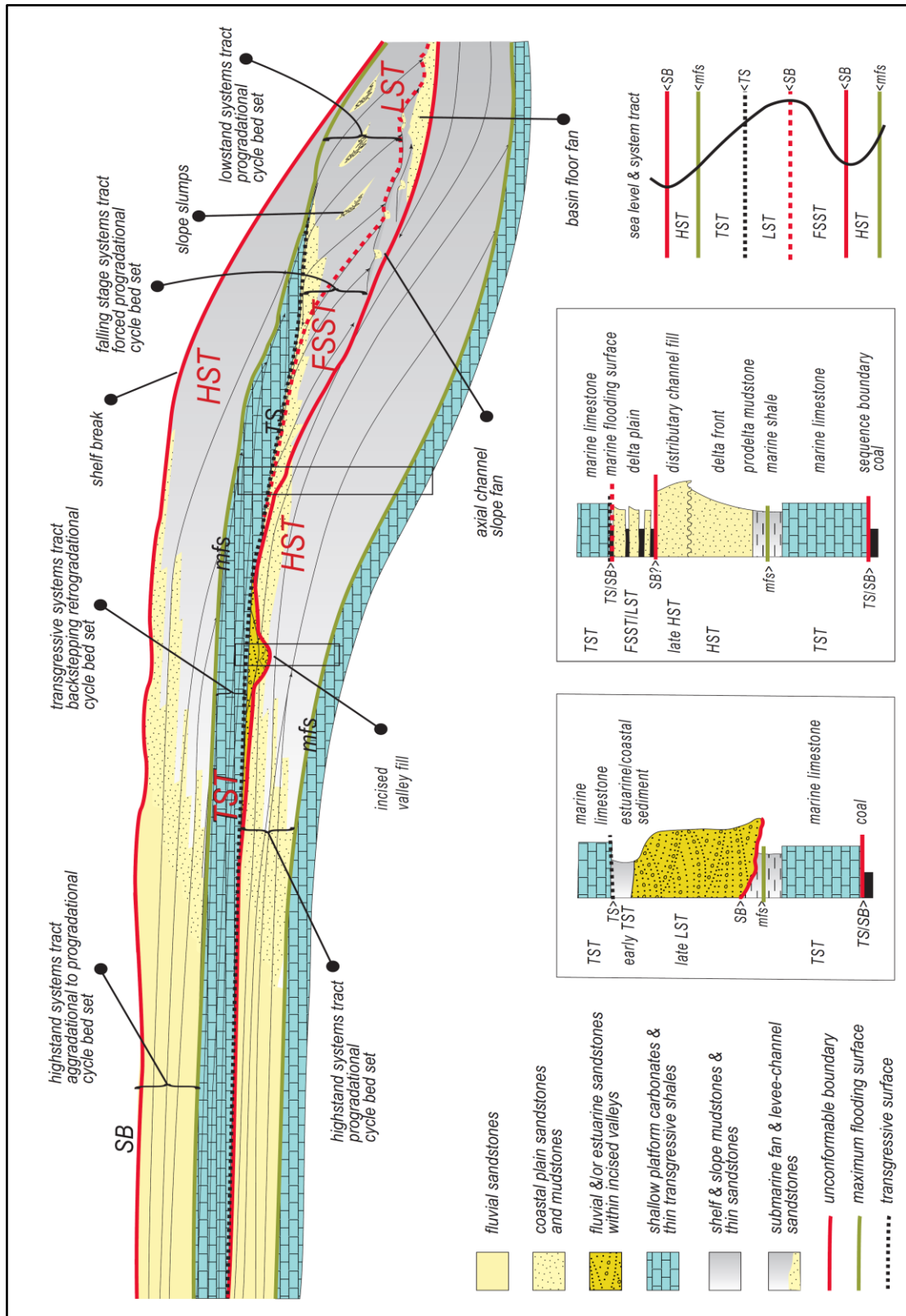


Figure 3.21: Définition des différentes notions utilisées en stratigraphie séquentielle (Catuneanu et al., 2011).

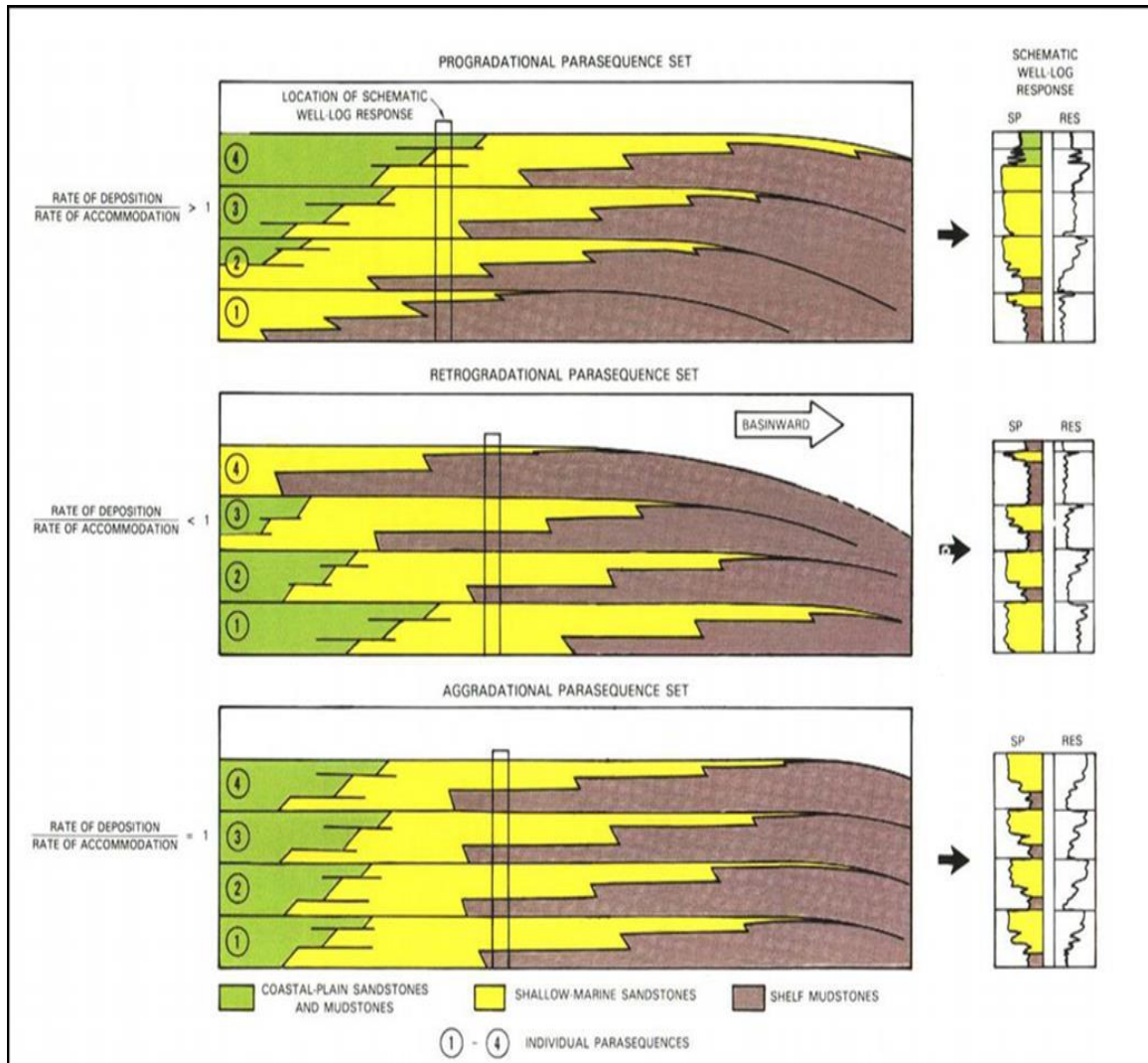


Figure 3.22 : Modèles sédimentaires stratigraphiques de progradation, de rétrogradation et d'aggradation (Van Wagoner et al., 1988; 1990). A droite il est donné le comportement des outils de diagraphies de SP et de Résistivité.

3.2.2. Définition des surfaces stratigraphiques

Les séquences stratigraphiques et les cortèges sédimentaires « systems track » sont subdivisées ou délimitées par une variété de surfaces stratigraphiques telle que : limite de séquence (SB), surface transgressive (TS), surface d'inondation maximale (MFS) (Figures 3.21 et 3.23).

- Surface de limite de séquence (SB)

La surface de limite de séquence a été définie par Vail et al., 1977 comme une surface de discordance observable qui montre une érosion ou un non dépôt de sédiments.

- **Surface transgressive (TS)**

La surface transgressive (TS) représente la première surface importante marine d'inondation à travers la plate-forme dans une séquence sédimentaire (Van Wagoner *et al.*, 1987). Cette surface se forme pendant l'élévation du niveau de base et marque un changement dans le modèle de dépôt de la progradation à la rétrogradation (Catuneanu *et al.*, 2009).

- **Surface d'inondation maximale (MFS)**

La surface d'inondation maximale, ou MFS (Maximum Flooding Surface), est une surface d'inondation marine qui représente le niveau relatif le plus élevé de la mer et le passage d'un modèle sédimentaire stratigraphique rétrogradant à un modèle sédimentaire stratigraphique aggradant ou progradant. L'aggradation se produit lorsque la sédimentation garde le même rythme qu'une élévation du niveau de base, tandis que la progradation se produit lorsque le taux de sédimentation est supérieur à l'élévation du niveau de base (Van Wagoner *et al.*, 1988). La MFS est une surface en downlap, sur laquelle les cliniformes progradent. Les MFS représentent le sommet des TST, ainsi que la base des HST.

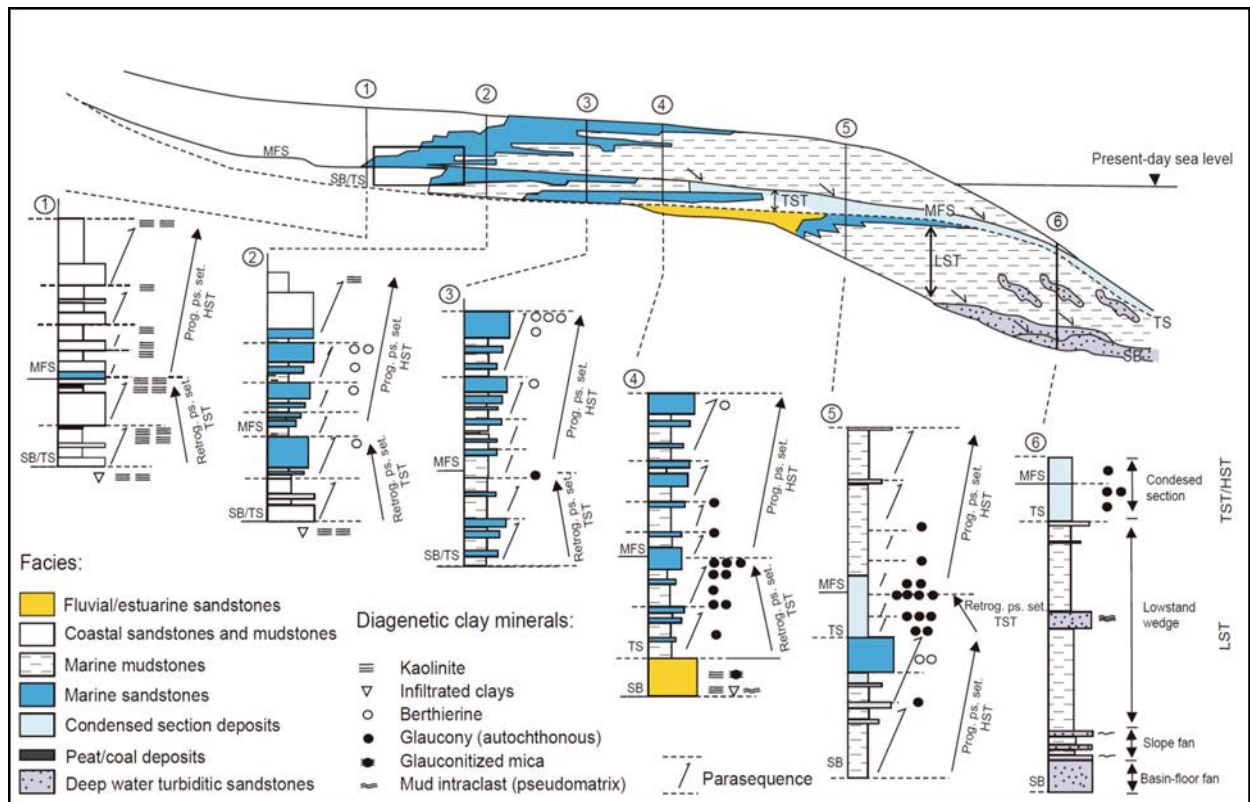


Figure 3.23 : Les Systems Tracts, les surfaces stratigraphiques et les faciès dans le cadre de la stratigraphie séquentielle (modifié de Catuneanu, 2006 et Ketzer, 2003).

3.2.3. Définition des cycles stratigraphiques

Dans cette étude, nous nous sommes intéressés plus particulièrement aux évolutions stratigraphiques en relation avec les cycles de 1^{er} ordre, de 2^{ème} ordre et de 3^{ème} ordre. Tout d'abord, voici les définitions respectives de ces cycles :

- Cycle stratigraphique de 1^{ère} ordre

Au cours des temps géologiques 2 cycles respectivement de 400 et de 200 Ma environ de 1^{er} ordre ont été définis. Le premier cycle de 1^{er} ordre survient durant le Cambro-Silurien lors des hauts niveaux marins et le deuxième se situe au cours du Crétacé moyen (Figure 3.24). L'origine de ces cycles de 1^{er} ordre (souvent dénommés cycles pangéens) est tectonique. Ils sont liés aux fluctuations des taux d'accrétion océanique et à la formation/fragmentation des supercontinents (cycles de Wilson).

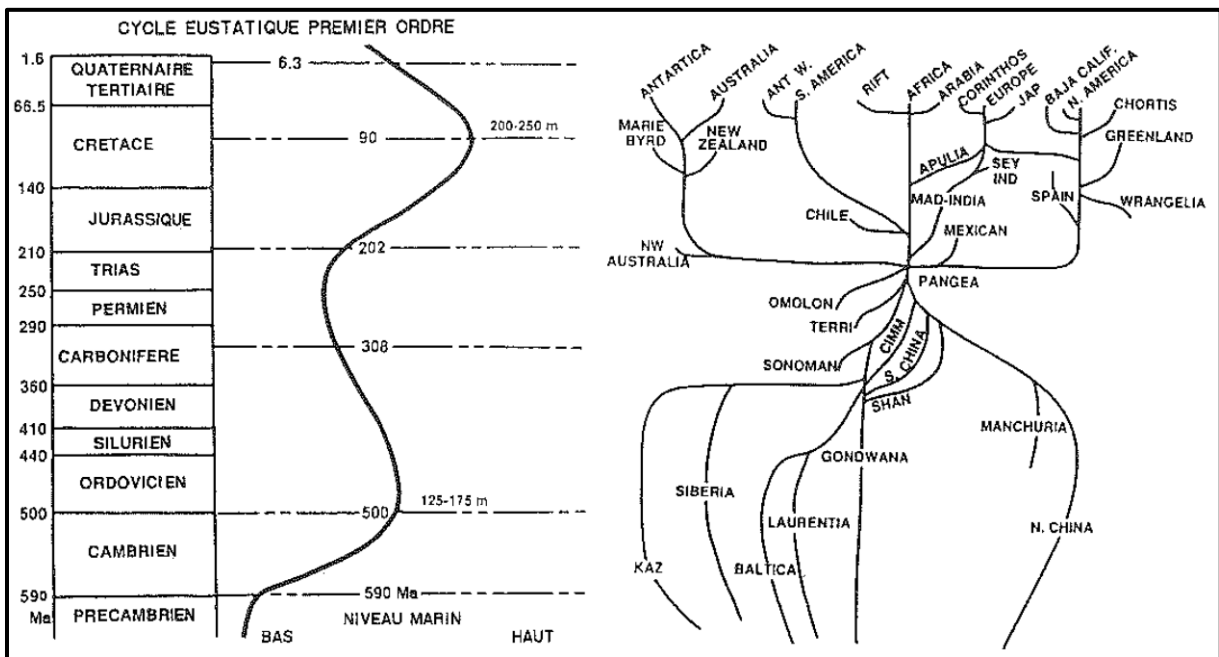


Figure 3.24 : Comparaison entre les cycles eustatiques de premier ordre (variation à long terme) et la mobilité lithosphérique (Vail et al., 1991). La phase de bas niveau marin du Permo-Trias correspond au regroupement continental pangéen.

- Cycle stratigraphique de 2^{ème} ordre

Les courbes précédentes des cycles de 1^{er} ordre peuvent être déconvoluées **en cycles de 10 à 100 Ma appelés des cycles de 2^{ème} ordre ou cycles majeurs transgressifs - régressifs**. Ces cycles avaient déjà été décrit par Sloss (1963) sur le continent américain puis corrélés avec les

séquences d'autres continents (Sloss 1972; Soares, 1978), ce qui laisse supposer un contrôle global par le niveau marin. A la suite des modèles numériques établis par Pitman (1978), il est largement admis que ces cycles correspondent à des modifications dans le volume des dorsales océaniques en relation avec les changements des taux d'expansion océanique auxquels sont associés des changements dans les taux de subsidence.

Les limites de ces cycles correspondent le plus souvent à des limites de séquence de 3^{ème} ordre de type 1 souvent délimitées par une discordance angulaire d'origine tectonique qui traduit une période de soulèvement ou un ralentissement du taux de subsidence (Figure 3.24, Jacquin *et al.*, 1992).

La surface de transgression maximale d'un tel cycle correspond à une surface d'inondation de 3^{ème} ordre se développant sur une aire géographique très importante. Ces périodes de maximum de transgression correspondent souvent aux niveaux d'accumulation majeurs de matière organique et constituent les principales roches mères dans les systèmes pétroliers.

- Cycle stratigraphique de 3^{ème} ordre

Dans une période de transgression de 2^{ème} ordre, les séquences de 3^{ème} ordre apparaissent durant la période de montée du niveau marin. Dans une période de régression de 2^{ème} ordre, l'apparition des séquences de 3^{ème} ordre sera provoquée lors de la période de chute du niveau marin.

D'une durée inférieure à 3 Ma, ces séquences sont connues dans tout le phanérozoïque et seraient, selon l'équipe Exxon (Vail *et al.*, 1978 ; Haq *et al.*, 1988), corrélables à l'échelle globale. Bien que leur synchronisme global soit encore l'objet d'une très vive polémique, on doit noter que de nombreux travaux dans différentes parties du monde mettent en évidence de façon objective le bon accord entre la position chronostratigraphique de nombreuses limites de séquences et les prédictions de la charte des cycles de 3^{ème} ordre de Haq *et al.* (1988).

3.3. Notions d'électrofaciès et d'électroséquences

Une définition largement citée des faciès a été donnée par Reading (1978) : un faciès devrait idéalement être une roche bien distincte qui se forme sous certaines conditions de sédimentation reflétant un processus ou un environnement particulier. L'assemblage des faciès dans des unités génétiques permettent de corréliser à l'échelle du bassin sédimentaire et d'établir, ainsi, l'architecture des objets géologiques.

- **Définition d'électrofaciès :**

Un faciès sédimentaire est une masse de roches sédimentaires qui peut être définie et distinguée des autres par sa géométrie, sa lithologie, ses structures sédimentaires, son modèle de paléo-courants et ses éléments biologiques (Selley, 1978).

L'ensemble des caractéristiques et des propriétés d'une roche sédimentaire dépend des conditions physiques, chimiques et biologiques dans lesquelles elle a été formée et qui lui ont donné son apparence qui permet maintenant de la distinguer des autres.

De cet ensemble, l'origine et l'environnement de dépôt de la roche sédimentaire peuvent être déduits si nous ajoutons des informations sur les variations latérales et les séquences verticales (Figure 3.25).

Les réponses bien distinctes données par l'ensemble des outils de diagraphies sur une formation sédimentaire permettent de définir **l'électrofaciès** (Serra et Abott, 1980).

Les outils statistiques d'analyse des composantes principales, d'analyse discriminante et autres sont utilisés pour caractériser et identifier les types d'électrofaciès (Moline et Bahr, 1995; Lee *et al.*, 2002).

Les électrofaciès sont clairement déterminés par la géologie car les réponses en diagraphie sont des mesures de propriétés physiques des faciès. L'identification définitive des électrofaciès se fait à partir des lithofaciès identifiés en carotte ou en affleurement (Serra et Abbott, 1980).

- **Définition d'électroséquence :**

Il s'agit d'un intervalle défini par les outils de diagraphies à partir d'un ensemble d'électrofaciès, présentant une certaine cyclicité dans la réponse diagraphique et suffisamment distinctes pour le séparer des autres électroséquences.

Il sera d'une dizaine de mètres d'épaisseur et correspond à la succession des faciès sédimentologiques. L'objectif d'une analyse des électroséquences est d'extraire des diagraphies beaucoup d'informations géologiques en identifiant sur une verticalité continue, le dépôt, la stratigraphie et d'éventuelle séquence et des unités stratigraphiques.

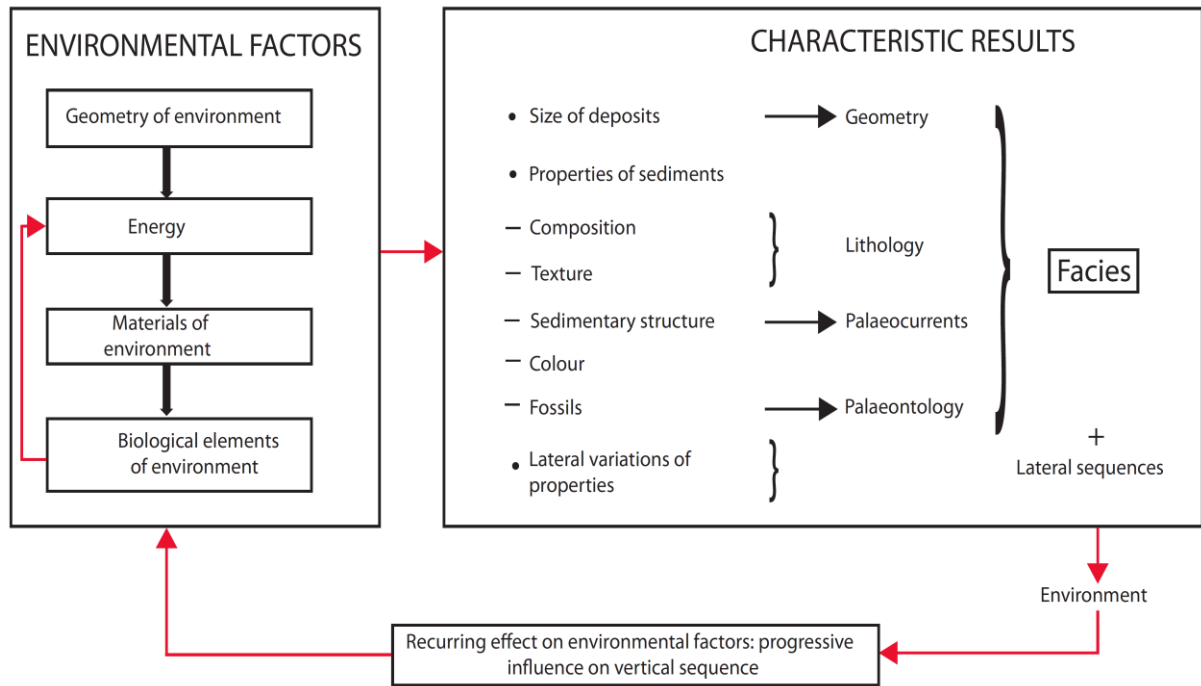


Figure 3.25 : La relation entre les faciès, les séquences sédimentaires et les environnements de dépôt (Krumbein et Sloss, 1963)

L'étude des formes des courbes diagraphiques (décrites dans la section précédente), a deux défauts majeurs : i) l'utilisation de la réponse d'une unique diagraphie; ii) l'identification est basée seulement sur les corps sableux. L'analyse des électroséquences permet d'éviter ces inconvénients et d'utiliser toutes les données disponibles dans tous les puits, et de ne pas se focaliser seulement sur les séries sableuses (Serra, 1972; Serra et Sulpice, 1975).

Le premier principe de cette analyse est que l'on s'intéresse aussi bien des séries sédimentaires réservoirs que des séries sédimentaires non réservoirs. Le second principe est que chaque diagraphie donne une caractéristique physique de la formation sédimentaire et que l'ensemble des diagraphies donne la totalité des caractéristiques de la formation sédimentaire (Figure 3.26).

Les principales étapes pour une bonne analyse d'électroséquence sont définies ci-dessous. (Figure 3.27).

Étape 1 : Interprétation de la lithologie. Il s'agit de la première étape. L'analyse d'électroséquence est effectuée à l'aide de document sur lequel toutes les diagraphies de puits sont tracées, sur lesquelles les profondeurs de puits sont corrélées et mises à la même échelle (Figure 3.27).

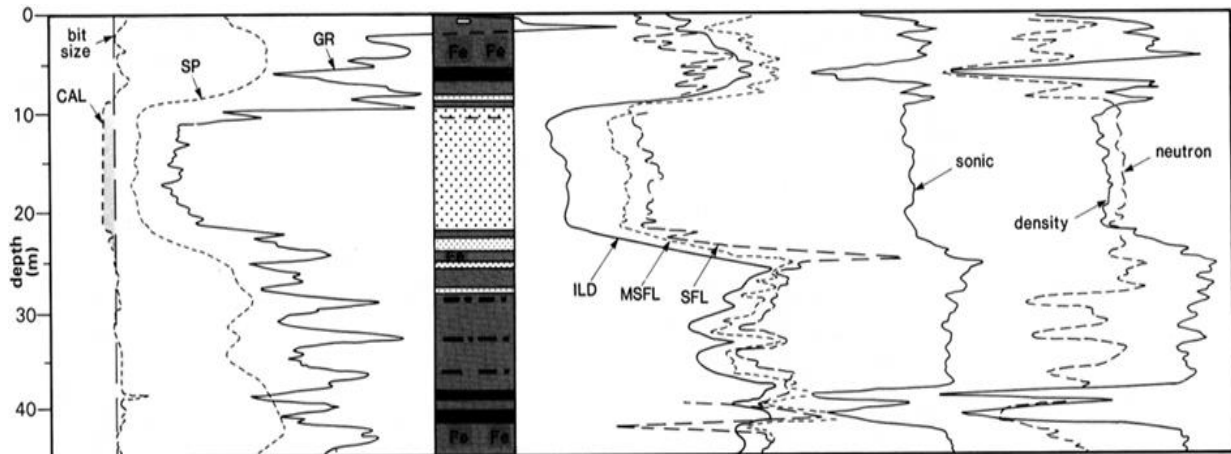


Figure 3.26: Exemple d'une base de données pour l'analyse de l'électroséquence avec un ensemble de données de diagraphies sur les séries sédimentaires réservoirs et non-réservoirs. La section à grain fin montre une séquence de progradation d'un niveau à charbon et argile organique à un niveau à argile avec une teneur en quartz de plus en plus importante (Rider, 2002).

Étape 2 : Identification de l'électrofaciès. Une fois que la lithologie est établie, les diagraphies sont examinées pour chercher des caractéristiques géologiques, en se basant sur des tendances, l'analyse des formes, l'analyse des brusques ruptures et d'autres anomalies. L'ensemble de ces analyses forme ce qu'on appelle un électrofaciès dont les caractéristiques sont suffisamment distinctes pour pouvoir le séparer des autres électrofaciès (Figure 3.27).

La notion de faciès n'est pas forcément identique à la notion d'électrofaciès. L'objectif principal de l'identification des électrofaciès est de préparer les logs pour une interprétation ultime géologique en termes de séquence, en termes d'environnement de dépôt ou de faciès.

Ligne de base. Une ligne de base est une valeur constante de l'outil diagraphique. Elle a une signification à la fois lithologique et stratigraphique. Elle peut représenter une valeur constante verticale d'au moins quelques dizaines de mètres jusqu'à plusieurs centaines de mètres.

Toutefois, cette technique implique que ni l'argile ni les sables ne changent verticalement, ce qui, en termes stratigraphique signifie qu'ils sont de la même formation. Lorsque la formation change, la ligne de base change aussi. La notion de ligne de base ou de valeur de base peut être utilisée dans toutes les diagraphies et pas seulement pour le GR. Ainsi, si les diagraphies

montrent des valeurs constantes, elles suggèrent que les lithologies sont constantes et qu'il n'y a pas de changement de formation sédimentaire. L'exemple donné dans la Figure 3.28 montre trois intervalles d'argiles différentes d'un puits, chacun de plus 50 m d'épaisseur.

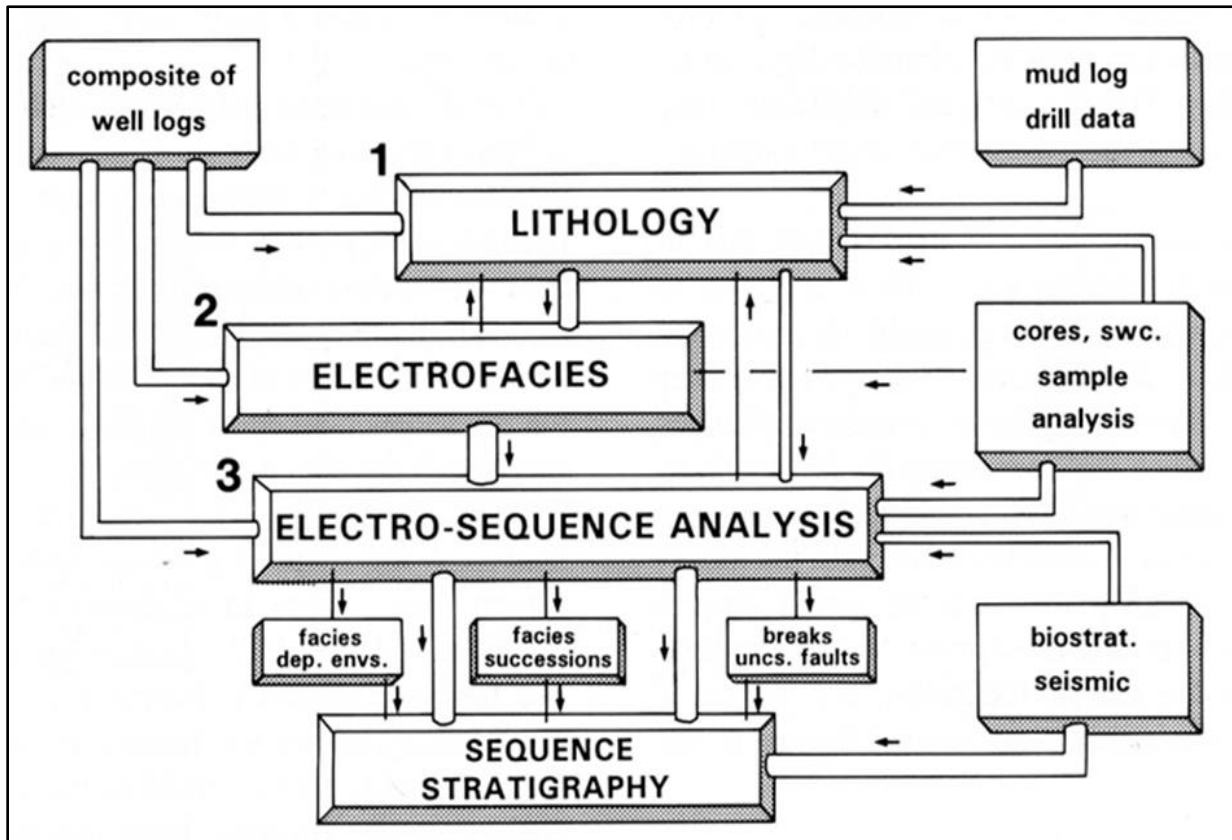


Figure 3.27 : Les différentes étapes pour l'analyse de l'électroséquence (Rider, 2002). Les numéros se rapportent aux différentes étapes d'analyse données dans le texte.

Bien que certaines lignes de base soient similaires d'un intervalle à l'autre (par exemple la ligne de base de rayons gamma est similaire dans les intervalles supérieurs et intermédiaires) la combinaison des valeurs de la ligne de base pour chaque intervalle est tout à fait distincte, chaque argile a une composition et une texture différente.

Identification des lignes de tendance. Une ligne de tendance dans une diagraphe est un changement de valeurs sur une certaine épaisseur traduit par une augmentation ou diminution des valeurs diagraphiques. Les lignes de tendances peuvent faire plus d'un mètre, quand elles sont liées à des couches sédimentaires. Lorsqu'il y a des jonctions de plusieurs couches, les lignes de tendance peuvent faire une dizaine de mètres et dans ce cas elles traduisent des cycles ou des séquences sédimentaires. Elles peuvent aller jusqu'à une centaine de mètres quand elles représentent de grandes structures ou des remplissages de bassin (Figure 3.29).

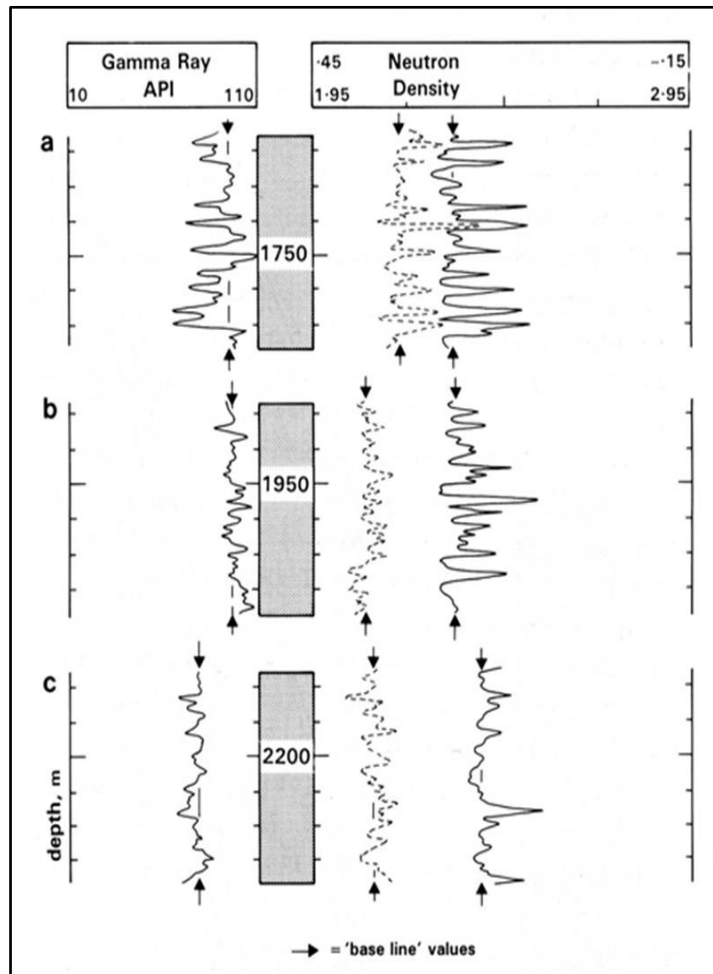


Figure 3.28 : Définition de la ligne de base sur les diagraphies de GR et Densité-Neutron. Elles montrent trois sections d'argiles du même puits, mais à des profondeurs différentes. Les valeurs de référence de chaque log sont indiquées par les flèches. Les trois sections ont des lignes de base différentes ce qui permet de considérer que l'argile des trois sections présentent des compositions et des textures différentes (Rider, 2002).

Les lignes de tendance choisies pour être marquées varient en fonction de l'échelle. Chaque variation de la valeur des diagraphies, même sur quelques mètres, peut être considérée comme une tendance. Les lignes de tendance identifiées sur de plus grandes épaisseurs peuvent indiquer des changements persistants dans la sédimentation.

Les lignes de tendances généralement sont marquées dans chaque diagraphie avec des couleurs distinctes, en indiquant les diminutions ou les augmentations (traditionnellement les augmentations sont indiquées en rouge et les diminutions en bleu).

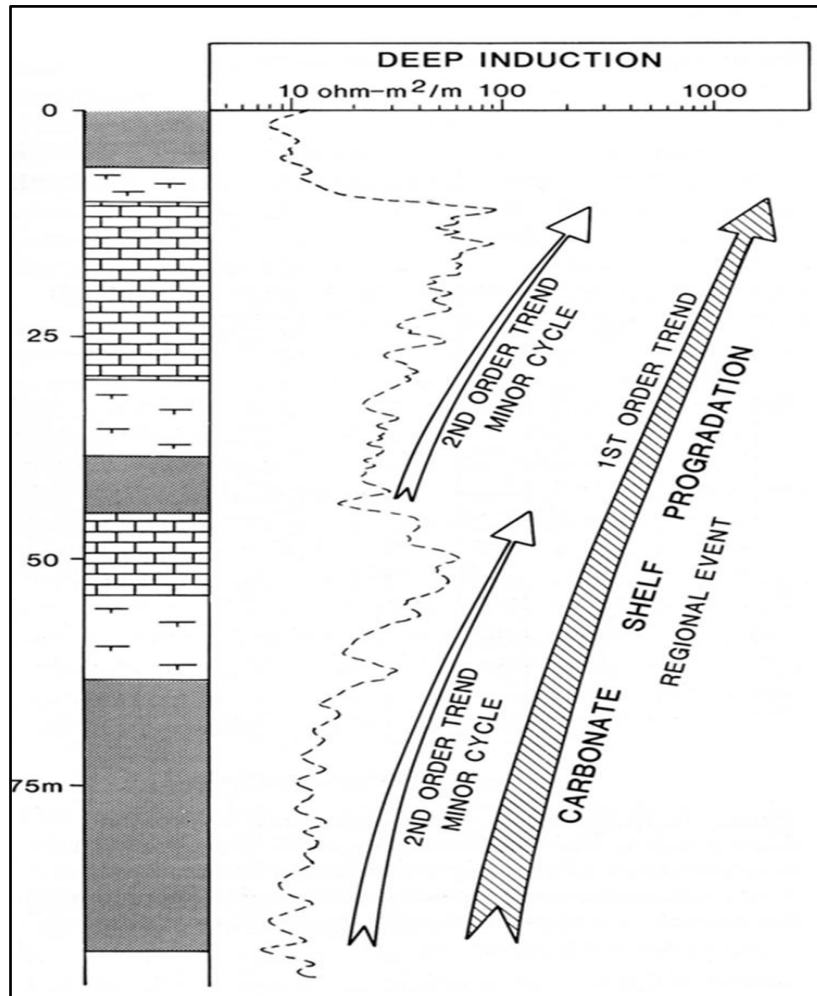


Figure 3.29 : Exemple de l'analyse diagraphique d'une ligne de tendance de premier ordre renfermant deux lignes de tendances de second ordre. Il s'agit d'un système progradant d'une plateforme carbonatée (Rider, 2002).

Analyse des Formes. Comme il a été expliqué dans les paragraphes 3.1.1 et 3.1.2, l'analyse des formes de diagraphies consiste à définir dans la diagraphie des formes reconnaissables (en cloche, en entonnoir ou en cylindre, lisse ou irrégulière etc...). La forme, telle qu'elle existe, doit être marquée sur le log dans une couleur distincte de la ligne de base et des lignes de tendance. Certaines formes vont tout simplement être des indicateurs de faciès. La Figure 3.30 donne un exemple d'analyse de forme complexe des diagraphies de neutron sur trois puits distants de plus de 50 km. Il s'agit de 5 séquences épaisses d'argiles remplissant un bassin sur une durée de 30 Ma.

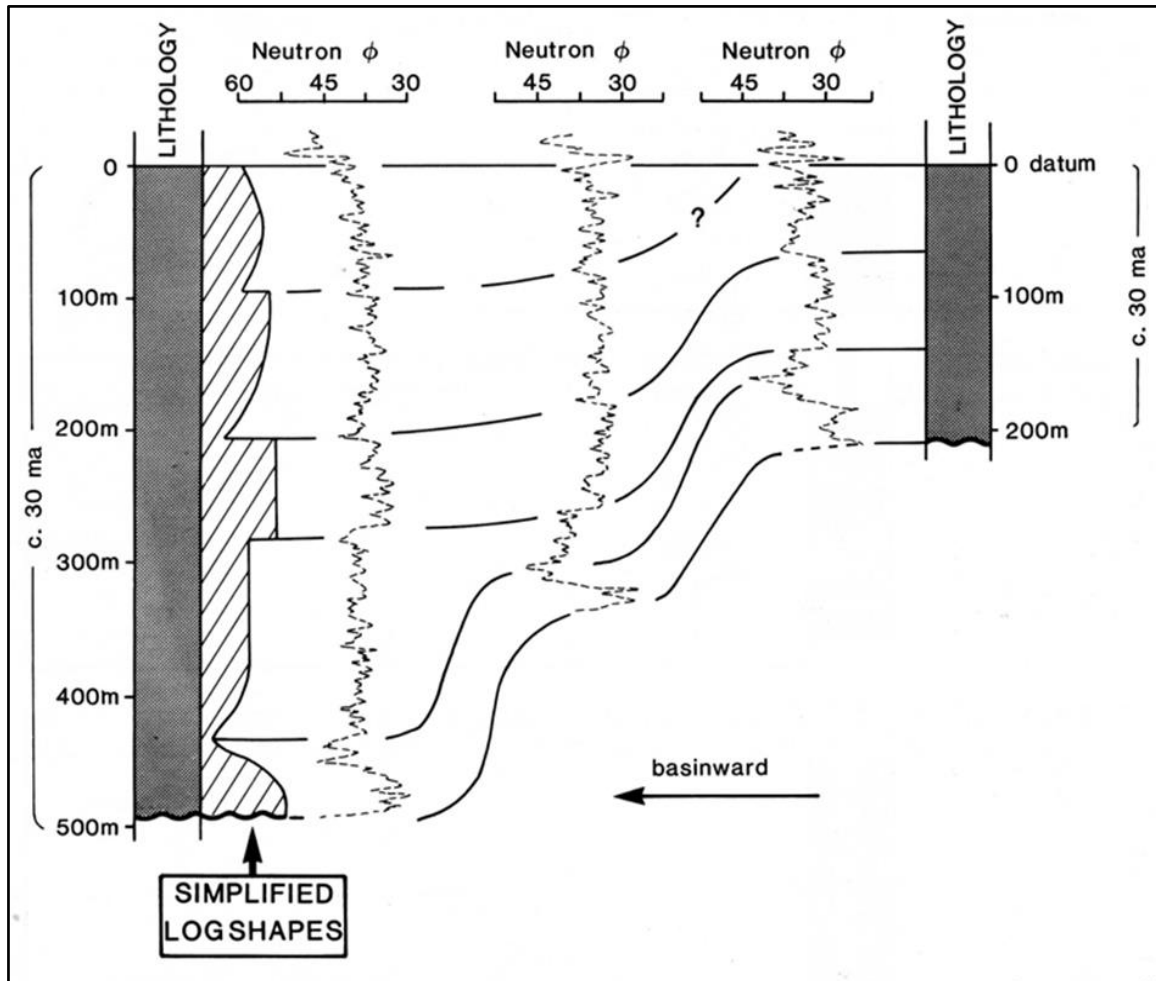


Figure 3.30 : Exemple de formes complexes dans des diagraphies de neutron indiquant les modèles de dépôt. Les différentes formes analysées dans les diagraphies de neutron de 3 puits montrent 5 intervalles épais d'argiles qui représentent au moins 30 Ma de remplissage sédimentaire d'un bassin (Rider, 2002).

Identification des ruptures et des changements brusques dans le signal diagraphique. La reconnaissance des ruptures brusques dans les courbes de diagraphies est très importante. Elles peuvent indiquer des changements brusques dans la lithologie, des changements importants structuraux, des changements dans la nature des fluides dans les formations ou un changement important et rapide dans l'organisation et l'empilement des dépôts.

Dans ce sens, l'identification des ruptures et des changements brusques dans les courbes de diagraphies est particulièrement importante dans les reconstitutions sédimentologiques et dans l'analyse de la séquence stratigraphique. Dans l'analyse des électroséquences, le changement brusque et rapide s'applique à tout changement soudain et important dans les valeurs de diagraphies (Serra et Sulpice, 1975).

La Figure 3.31 donne plusieurs exemples de changement rapide et brusque du signal de diagraphies.

Lorsque le changement brusque du signal met en relation des grès sus-jacents avec des argiles en dessous des grès, cela peut être interprété comme une surface d'érosion d'un chenal (Figure 3.31A). Si, au contraire, le changement rapide dans la courbe de diagraphie montre des argiles reposant sur des grès, alors la surface d'érosion est peu probable et dans ce cas il s'agit plutôt d'une surface d'inondation (Figure 3.31B).

Si l'interprétation lithologique montre que les changements brusques du signal de diagraphies sont à l'intérieur d'une séquence d'argiles, des argiles reposant sur d'autres argiles, alors l'interprétation ne peut être une surface d'érosion ou une surface d'inondation. Dans ce cas l'interprétation est plus en faveur de la présence d'une faille ou d'une surface de discordance (Figures 3.31C, 3.31D).

Étape 3 : L'analyse des électroséquences et des environnements de dépôts. Après avoir identifié la lithologie et analysé les éléments sur les électrofaciès, on complète l'analyse avec d'autres données pertinentes telles que les âges stratigraphiques, la sédimentologie sur les carottes, l'analyse sur les lames minces, etc. ... (Figure 3.27).

L'ensemble des éléments d'analyse tels que la lithologie, l'électrofaciès, les données d'analyse sur des échantillons, permet d'introduire l'analyse des électroséquences dans le puits. Durant cette étape de l'interprétation, l'objectif est de construire la succession verticale d'électrofaciès dans les électroséquences permettant de les interpréter en termes de milieux de dépôt, de faciès, de succession de faciès, de lacunes stratigraphiques, de failles, etc. ...

Dans la Figure 3.32 est donné un exemple d'une analyse complète d'électroséquence. 4 électroséquences majeures sont définies.

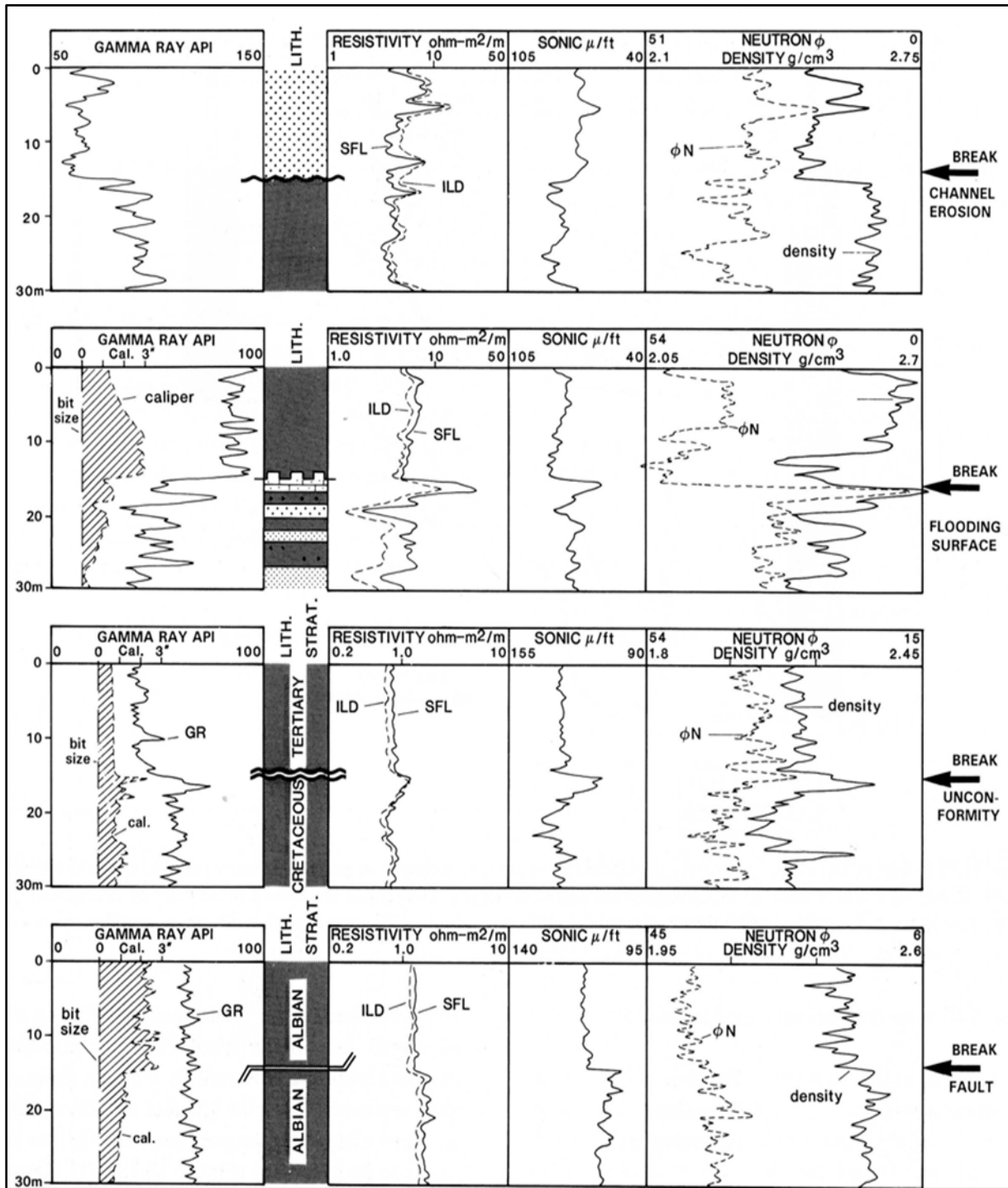


Figure 3.31 : Différents exemples de changements et des ruptures brusques dans les courbes de diagraphies. A. l'érosion d'un chenal : les sables recouvrent des argiles. B. une surface d'inondation : des argiles recouvrant des sables. C. une discordance : des argiles du Tertiaire recouvrent en discordance les argiles du Crétacé. D. une faille dans des argiles de l'Albien (Rider, 2002).

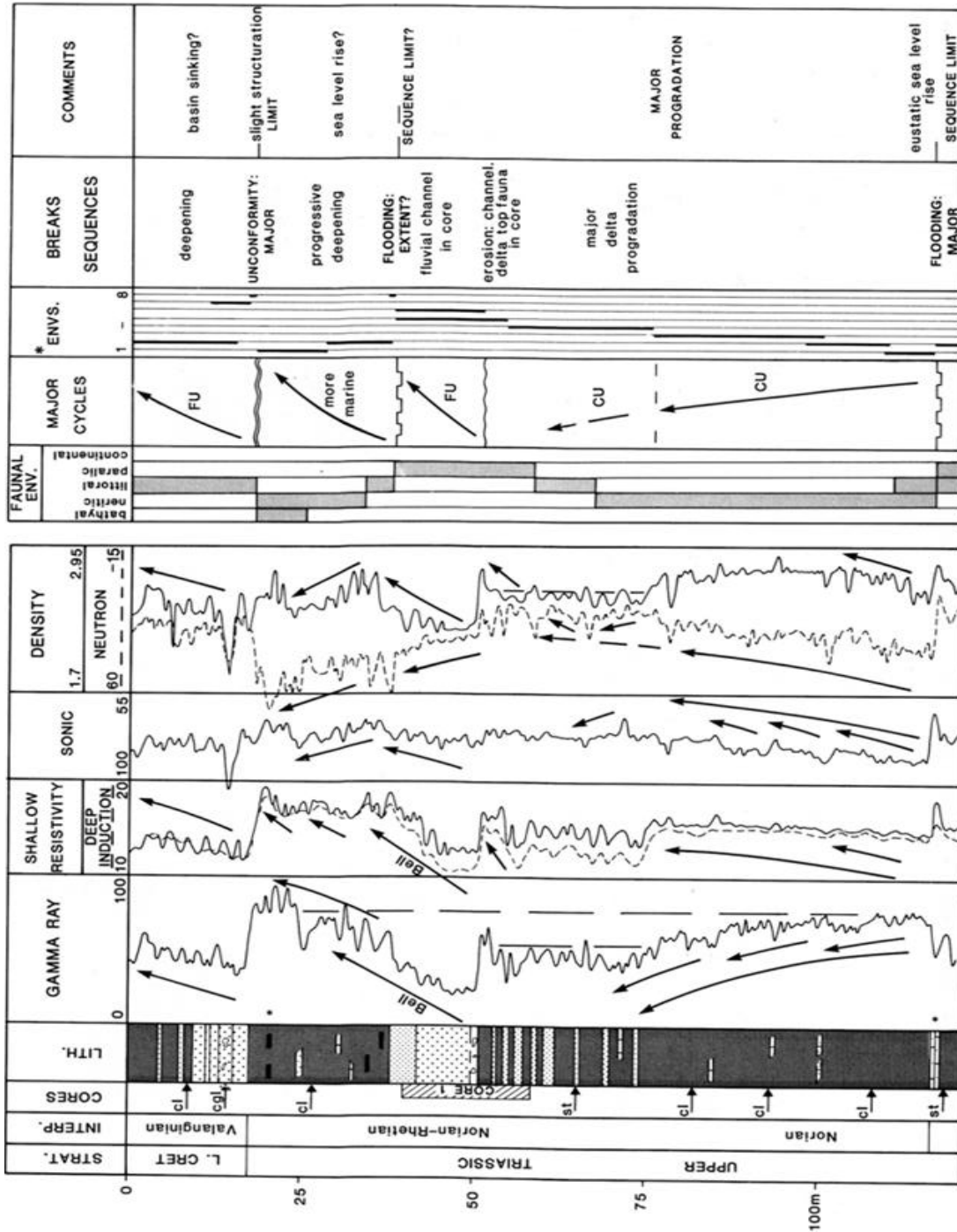


Figure 3.32 : Exemple d'une analyse complète d'électroséquence. Les informations sur la lithologie, les électrofaciès et les données d'échantillon sont réunis pour donner une séquence verticale des environnements de dépôt et des délimitations de séquences à partir des changements rapides des valeurs de diagaphies. Environnements : 1 - marins profonds, 2 - marins peu profonds, 3 - prodelta, 4 - avant delta, 5 - top delta, 6 - chenaux, 7 - plage et littoral, 8 - continental, CU = séquence granocroissante, FU = séquence granodécroissante (Rider, 2002).

3.4. Notions de corrélation stratigraphique

Pour réaliser les corrélations entre les données de diagraphies de puits, la méthode la plus simple est d'utiliser des marqueurs particuliers : un pic remarquable dans les courbes de diagraphies; une forme particulière ou une lithologie distincte. Ces marqueurs présentent un intérêt particulier dans l'analyse stratigraphique séquentielle.

Outre ces marqueurs particuliers, les indicateurs biostratigraphiques restent indispensables dans l'analyse stratigraphique séquentielle. La compréhension de ces marqueurs particuliers dans le processus de corrélation est importante.

Ainsi, dans des séquences constituées de sables et d'argiles, les corrélations entre puits deviennent souvent extrêmement complexes. Il est facile de corréler deux corps sableux semblables entre deux puits. Or, si les fluides qui constituent ces corps sableux présentent des caractéristiques différentes (salinité ou conductivité) d'un puits à l'autre et bien la corrélation n'a pas lieu d'être.

Le contrôle biostratigraphique des corrélations entre puits est essentiel dans la stratigraphie séquentielle. Ainsi, tout élément biostratigraphique, l'apparition ou la disparition d'espèces de faunes ou de flores identifiées dans les puits peut apporter une garantie dans le processus de corrélation.

Certains événements biostratigraphiques sont considérés comme isochrones et donc, corrélables. En raison des difficultés d'échantillonnage en subsurface, les événements biostratigraphiques peuvent ne pas toujours être identifiés dans un puits ou être précis. L'utilisation combinée de la stratigraphie des événements et les données de puits est, donc, essentielle.

Les données de cette étude se reposent sur environ 130 puits où les diagraphies de GR et de potentiel spontané (SP) constituent l'essentiel dans la corrélation entre puits. Ces données ont été utilisées pour la corrélation des faciès, en déterminant la position des marqueurs permettant de définir, par la suite, les électrofaciès et les électroséquences, ainsi que les environnements de dépôt. Six sections transversales stratigraphiques couvrant l'ensemble de la zone d'étude (les bassins de Ghadamès et de Jefarah), ont été établies en utilisant PETREL 2014 (logiciel de Schlumberger).

3.5. Notions de propriétés réservoirs

L'évaluation de la qualité des systèmes réservoirs passe par une quantification des propriétés pétrophysiques telles que la porosité et ses composantes porales, la perméabilité, les propriétés électriques, les propriétés acoustiques, les propriétés de densité etc... Cette quantification des propriétés réservoirs peut s'effectuer de deux manières : i) en laboratoire en utilisant des carottes prélevées dans les puits; ii) à partir des outils de diagraphies. Souvent les mesures effectuées en laboratoire servent à calibrer les outils de diagraphies pour une meilleure évaluation des propriétés réservoirs. Les échelles d'analyse sont également différentes : de quelques centimètres pour les carottes à plus de 30 cm en moyenne en diagraphie.

Quelques définitions de base des propriétés réservoirs utilisées par la suite sont présentés en suivant.

3.5.1. Définition de la porosité (Φ) et de ses composantes

La porosité (Φ) est définie comme le rapport entre le volume d'espace poreux V_p et le volume total de la roche V_T comme exprimée ci-dessous :

$$\Phi = \frac{V_p}{V_T} = \frac{V_p}{V_p + V_s} = \left(1 - \frac{V_s}{V_T}\right) \cdot 100 \quad (1)$$

où :

Φ : la porosité exprimée en % ou en fraction,

V_T : le volume total de la roche,

V_s : le volume du solide,

V_p : le volume des pores.

La porosité, compte tenu de la connexion ou pas du réseau poreux dans lequel circule les fluides peut se décomposer en deux types de porosité :

- **Porosité efficace Φ_u** : porosité correspondant aux pores connectés et où les fluides peuvent circuler ;

- **Porosité résiduelle Φ_r** : porosité correspondant aux pores non connectés et où les fluides ne circulent pas.

La somme de ces deux porosités donne la porosité totale :

$$\Phi = \Phi_u + \Phi_r$$

Même si la définition de la porosité est simple, la quantification et la mesure de ce paramètre pétrophysique peut devenir très compliquée car elle dépend de beaucoup de paramètres propres à la roche : le milieu de dépôts de la roche sédimentaire, de sa texture, de sa minéralogie, de l'histoire diagénétique de la roche, etc. ...

Ainsi, la porosité peut être primaire, liée aux conditions de dépôts des sédiments, ou secondaires liées à l'histoire diagénétique. L'histoire diagénétique peut améliorer la porosité totale, par des phénomènes de dissolution et peut aboutir à des propriétés d'écoulement améliorées.

L'essentiel des systèmes réservoirs rencontrés dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah, est silicoclastique. Dans ces systèmes réservoirs silicoclastiques, la porosité tout comme la perméabilité dépend beaucoup de la nature et du mode de répartition des argiles dans le milieu poreux réservoirs. La Figure 3.33 donne les différents modes de distribution de l'argile. On peut distinguer (Serra, 2000; 2003) :

- **Les argiles laminées.** Elles correspondent aux argiles détritiques déposées en fins lits entre deux couches de réservoirs sableux ou carbonatés;
- **Les argiles dispersées.** Elles correspondent aux catégories des argiles qui soit adhérents aux grains, soit les enduisant, soit encore occupent partiellement les pores. Elles correspondent en général aux argiles authigéniques formées par la diagenèse.
- **Les argiles structurales.** Elles correspondent aux argiles se présentant sous forme de grains ou de nodules indurés jouant le même rôle que les autres grains de la matrice.

La Figure 3.34 donne l'influence des différents types de distribution des argiles sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs (la porosité et la perméabilité). On constate globalement que les argiles diminuent peu ou pas la porosité. Elles diminuent la porosité dans le cas des argiles dispersées ou bien dans certaines argiles structurelles.

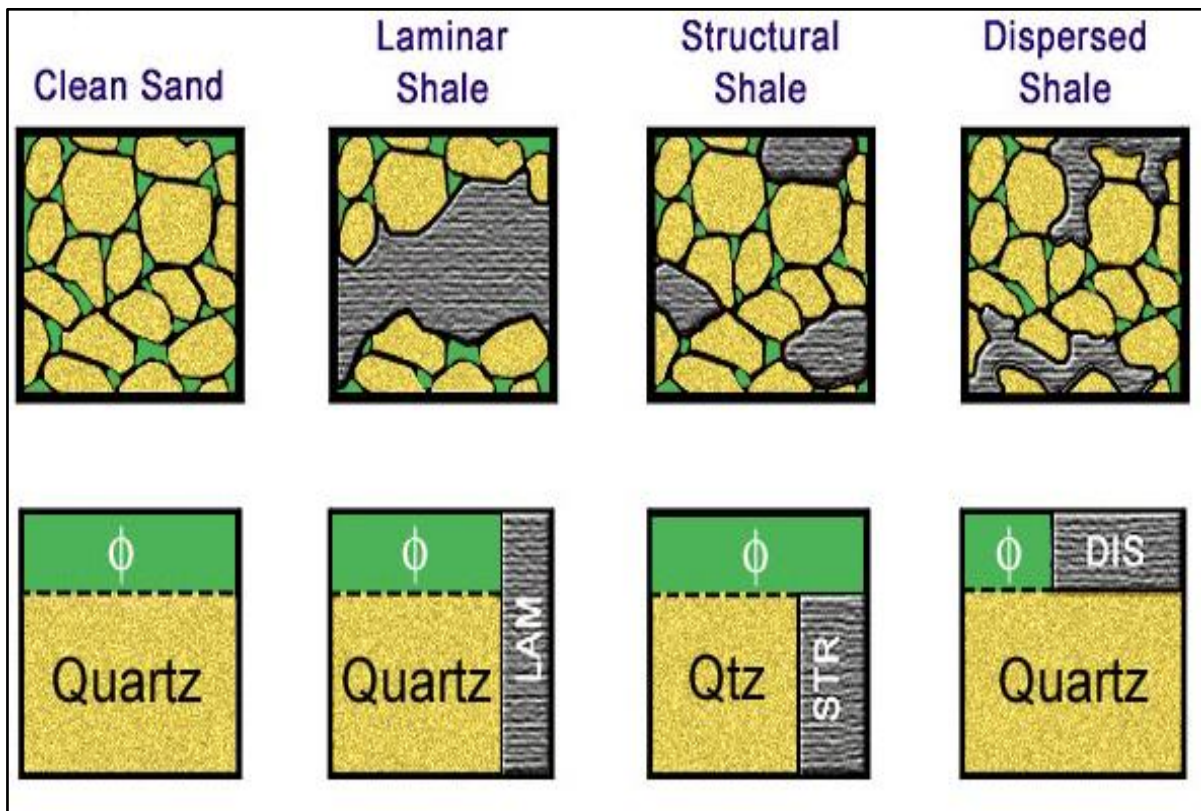


Figure 3.33 : Les différents modes de distribution de l'argile (représentation volumétrique) (Serra, 2000; 2003)

La porosité et la perméabilité dépendent également de la typologie des argiles qu'il y a dans les systèmes réservoirs. Plusieurs cas de figures de pores sont distingués dans la littérature (Serra, 2000; 2003) :

- « **Pore filling** ». Il s'agit d'espaces poreux remplis par la disposition en « bouquins » de certaines argiles telles que la kaolinite ou la dickite;
- « **Pore lining** ». Il s'agit d'espaces poreux autour des grains affectés par la disposition en enrobage des grains du chlorite;
- « **Pore bridging** » : Il s'agit d'espaces poreux remplis par la disposition en « ponts » de l'illite (Figure 3.35).

Classification géologique		Dessin	Classification log	ψ_e	Perméabilité k		
Argiles granulaires	Grains d'argile indurée		Argiles structurales		H	V	
	Boulette (pellets) d'argile parfois glauconisée						
Minéraux argileux détritiques	Grains de quartz isolés dans l'argile						
	Laminations ou fins lits d'argile		Argiles laminées				
Matrice argileuse	Conglomérat à grains jointifs		Argiles dispersées				
Argiles allogéniques							
Argiles authigéniques							
Classification géologique		Dessin	Classification log	ψ_e	Perméabilité k		
Minéraux argileux par altération in situ des feldspaths, micas....	(1) Particules dispersées		Argiles dispersées		H	V	
	(2) Tapissage des pores						Argiles laminées
	(3) Pont d'argile		Argiles structurales				
	(4) Enrobage des pores						
Pseudomorphose: remplacement des feldspaths...			Argiles structurales				
Dépôt de minéraux argileux par hydrothermalisme	Remplissage des pores		Argiles dispersées				
	Remplissage de fractures		Argiles laminées				
Concentration de minéraux insolubles par pression et solution	Styfolithes		Styfolithe				

Figure 3.34 : Les différents types de distribution des argiles et l'influence sur les caractéristiques pétrophysiques des réservoirs dans lesquels elles apparaissent (Serra, 2000; 2003)

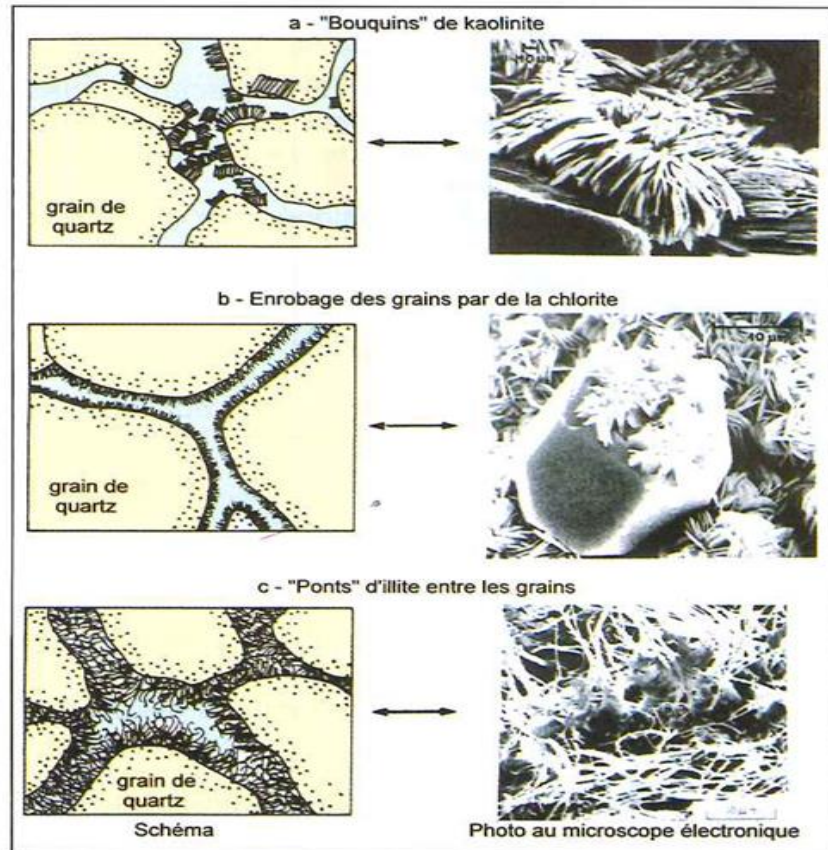


Figure 3.35 : Trois types d'argiles dispersées dans un réservoir gréseux ainsi que la typologie de l'espace poreux associé (Serra, 2000; 2003).

3.5.1.1 Evaluation de la porosité par les outils diagraphiques

Evaluation de la porosité par la diagraphie du Sonic

La diagraphie du Sonic mesure le temps de transit d'une onde sonore de compression traversant la formation le long de l'axe de la paroi du trou de forage. Une onde sonore de compression peut circuler dans les solides, les liquides et les gaz. Cependant, le chemin le plus rapide à suivre pour une onde est dans la partie solide.

En conséquence, l'outil du Sonic enregistre la porosité primaire de la matrice de la formation. Ainsi, les porosités secondaires de dissolution (vacuoles, karsts, fractures) ne sont pas mesurées par cet outil de diagraphie. D'autres outils doivent prendre le relais pour évaluer la porosité totale (Cannon, 2016).

L'outil sonique comprend un ou plusieurs émetteurs ultrasonores et deux récepteurs ou plus positionnés verticalement pour minimiser et compenser les effets de la rugosité du forage (Figure 3.36).

Le temps de l'intervalle de transit (Δt) est la réciproque de la vitesse de l'onde sonore passant par la formation et est mesuré en microsecondes par pied ou par mètre ($\mu s / ft$ ou $\mu s / m$). Δt dépend de la lithologie et de la porosité remplie de fluide de la formation.

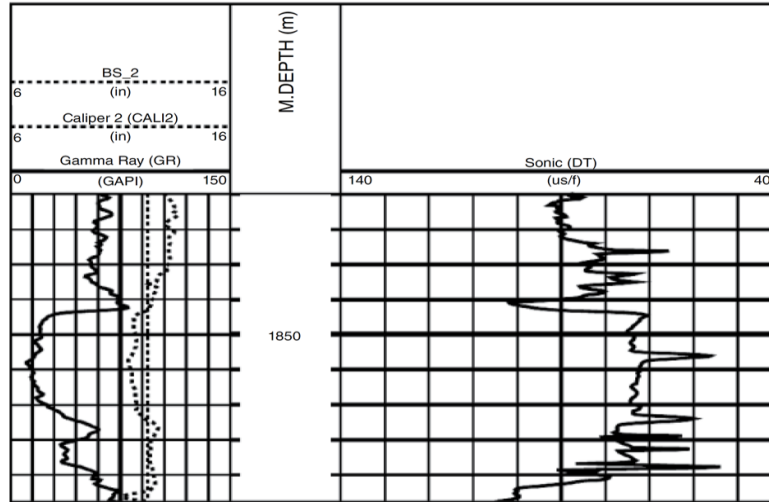


Figure 3.36 : Exemple de données de diagrapie du Sonic en relation avec des données de GR et de Caliper (Cannon, 2016).

L'utilisation principale de la gamme d'outils soniques est à l'appui de l'interprétation sismique et géophysique en établissant une égalité entre les mesures de temps et de profondeur (Cannon, 2016). Mais l'outil sonique permet également d'évaluer la porosité. Ainsi, deux modèles de calcul de porosité à partir du Sonic sont utilisés dans ce travail :

1. Wyllie (1963) propose que le temps de transit Δt dans une formation puisse être représenté comme la somme du temps de transit dans la fraction de matrice (Δt_{ma}) et le temps de transit dans la fraction liquide (Δt_f) :

$$\Phi_s = \Phi = \frac{\Delta t_L - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \text{ où } \Phi_s \text{ est la porosité calculée à partir de la lecture des données}$$

de diagrapie du Sonic; Δt_L est la lecture du temps de trajet à partir de la diagrapie du Sonic (en microsecondes / ft); Δt_{ma} est le temps de trajet dans la matrice (en microseconde / ft) et Δt_f est le temps de trajet dans le fluide (en microseconde / ft). La Figure 3.37 donne le principe du modèle de Wyllie *et al.*, (1956) alors que la Figure 3.38 donne la relation entre le temps de trajet et la porosité suivant le modèle de Wyllie *et al.* (1956) comparé à un autre modèle de Raymer *et al.* (1980) : $V_p = (1 - \Phi)^2 V_{pma} + \Phi V_f$ où V_p est la vitesse mesurée des ondes P ; Φ est la porosité ; V_f et V_{pma}

sont respectivement les vitesses des ondes P dans la phase fluide du milieu poreux et dans la phase solide.

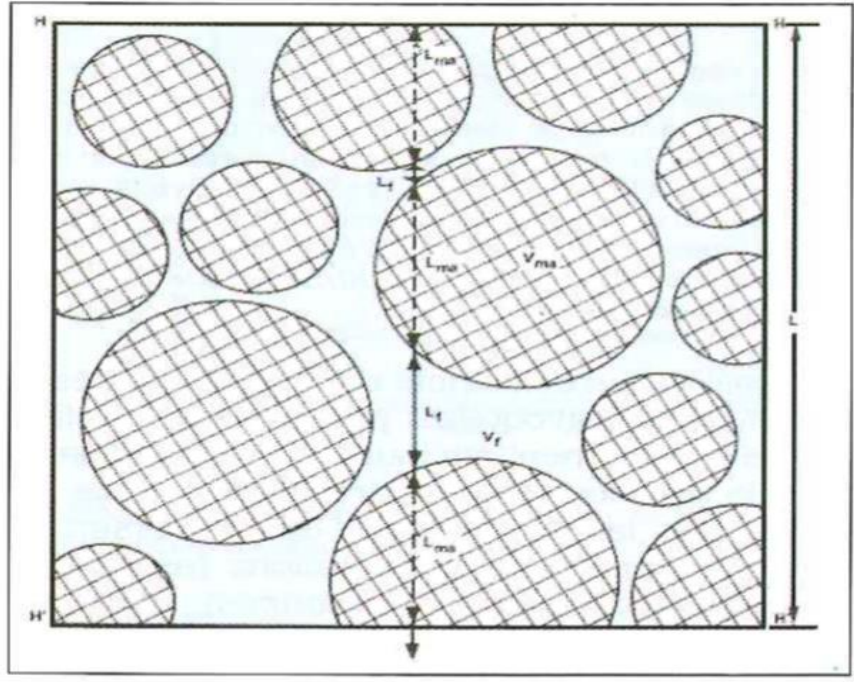


Figure 3.37 : Trajectoire d'une onde de compression dans un sable saturé en eau (Wyllie et al., 1956).

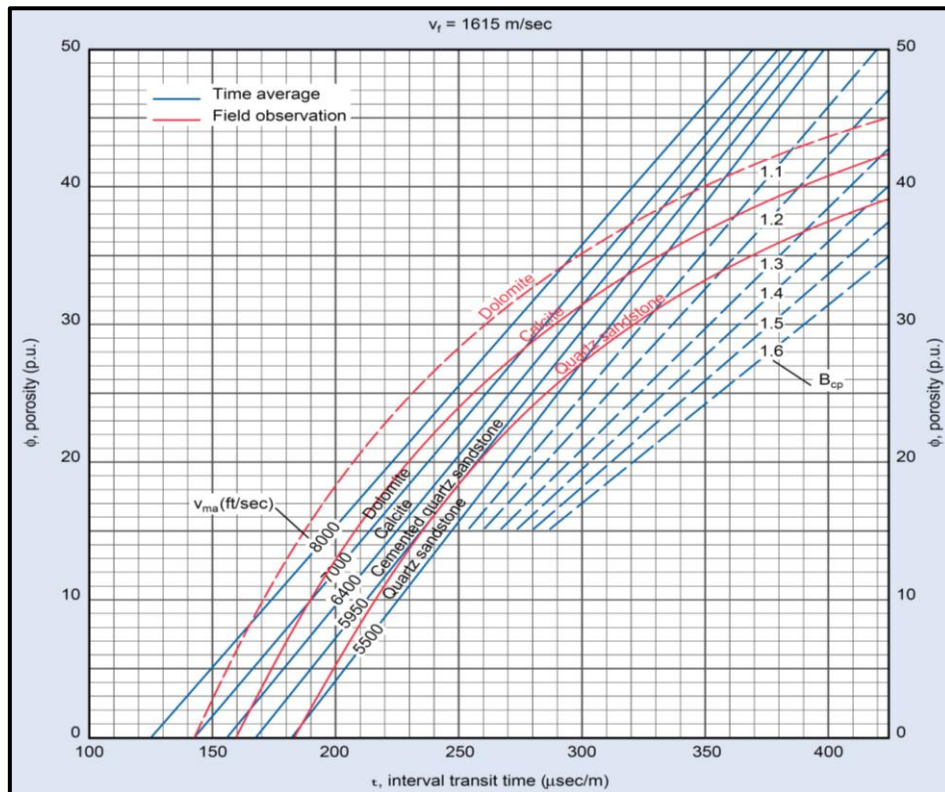


Figure 3.38 : Relation entre le temps de trajet, la porosité et la densité des minéraux (Wyllie et al., 1956, courbes en bleu ; Raymer et al., 1980, courbes en rouge).

2. Une deuxième relation entre le temps de trajet et les caractéristiques des roches, appelée l'équation de l'AFF, a été proposée par Raiga-Clemenceau *et al.* (1988) :

$$\frac{\Delta t_m}{\Delta t} = \frac{v}{v_m} = (1 - \Phi)^x \quad (3)$$

où Φ est la porosité fractionnaire (le terme $1 - \Phi$ représente la fraction solide de la roche), x est un exposant à déterminer à partir des données, et Δt_m et v_m sont le temps de trajet dans la matrice et la vitesse sonique, respectivement. L'expression correspondante pour la porosité est :

$$\Phi = 1 - \left(\frac{\Delta t_m}{\Delta t} \right)^{\frac{1}{x}} \quad (4)$$

Comme l'ont souligné Raiga-Clemenceau *et al.* (1988), l'équation (3) est fonctionnellement similaire à la relation entre la résistivité électrique et la porosité. Il est simple dans sa formulation, et il relie la vitesse d'une onde sonique à la fraction solide du milieu, plutôt qu'à l'espace poreux (Table 3.2).

La Figure 3.39 montre un exemple d'application de calcul de porosité dans les formations du puits HH1- NC7A dans le bassin de Ghadamès.

	ρ g/cm ³	K GPa	μ GPa	Δt_c μs/ft	Δt_s μs/ft	$\Delta t_s / \Delta t_c$
<i>Minéral</i>						
Quartz	2.65	38.0	44.4	50.3	74.5	1.48
Calcite	2.71	77.0	32.0	45.9	88.7	1.93
Dolomite	2.87	95.0	45.0	41.5	77.0	1.86
Anhydrite	2.98	56.3	29.1	54.0	97.5	1.81
Halite	2.16	25.2	15.3	66.3	114.5	1.73
Biotite	3.01	50.0	25.021	57.9	105.8	1.83
Pyrite	5.02	158.1	48.7	36.2	56.0	1.55
Hématite	5.24	97.8	93.1	46.8	72.3	1.54
Sidérite	3.96	124.0	51.0	43.8	84.9	1.94
Rutile	4.26	223.0	103.5	33.1	61.8	1.87
Barytine	4.51	54.6	23.8	69.7	132.7	1.90
	ρ_{ma}	K_{ma}	μ_{ma}	Δt_{cma}	Δt_{sma}	$\Delta t_s / \Delta t_c$
<i>Matériaux</i>						
Grès	2.65	37.5	31.8	55.5	88.0	1.59
Calcaire	2.71	70.1	31.1	47.5	88.5	1.86
Dolomie	2.87	82.9	43.5	43.5	78.5	1.80
Anhydrite	2.98	67.1	32.7	50.0	92.0	1.84
Halite	2.16	24.8	14.8	67.0	119.5	1.73
Muscovite	2.83	93.4	11.8	49.0	149.5	3.04
Pyrite	5.00	141.7	120.4	39.0	62.0	1.58
Hématite	5.27	162.2	77.8	43.0	79.5	1.85
Limonite	3.50	59.2	30.9	57.0	103.0	1.80
<i>Fluide</i>						
Eau pure	1.00	2.2		205.5		
Eau salée	1.10	3.2 à		165 à		
		3.8		180		
Boue normale	1.20	2.5 à		200 à		
Boue à huile	1.20	-2.2		210		
				225		

Table 3.2 : Paramètres acoustiques de certains minéraux, roches et fluides (Serra, 2000; 2003).

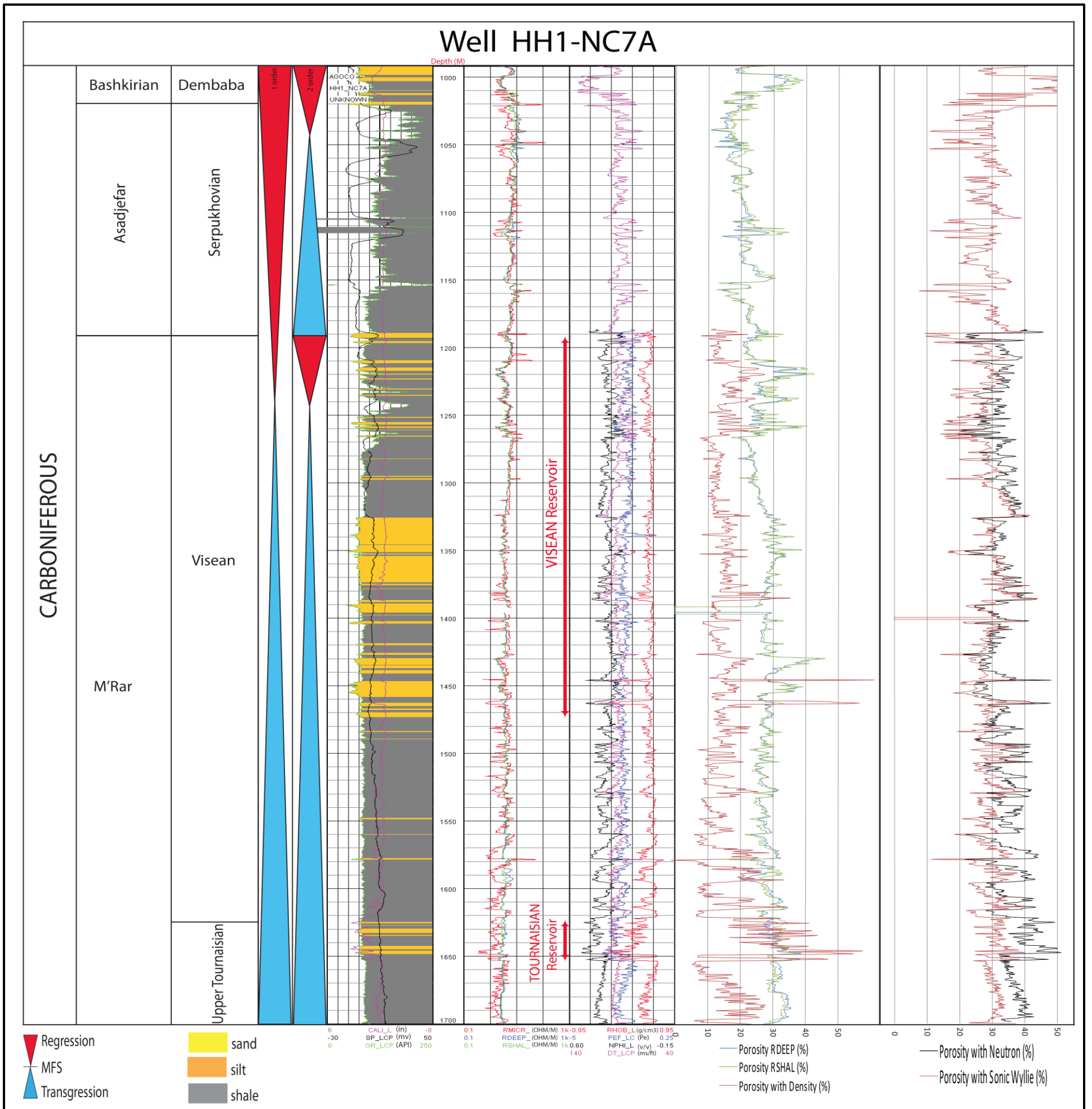


Figure 3.39 : Exemple d'application de calcul de porosité dans les formations du puits HH1- NC7A dans le bassin de Ghadamès.

3.5.1.2. Evaluation de la porosité par la diagraphie de densité

Les diagraphies de densité permettent de quantifier la porosité. Pour ce faire, il faut connaître la densité de la matrice et la densité de tous les fluides dans l'espace des pores. La matrice ou la densité de la roche est constante pour une lithologie pure donnée telle que le calcaire ou le grès, c'est-à-dire un solide sans porosité.

La densité apparente ρ_b d'une formation peut être écrite comme une contribution linéaire de la densité de la matrice de roche ρ_{ma} et de la densité de fluide ρ_f . Ainsi, la porosité donnée par la densité est exprimée ci-dessous :

$$\Phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (5)$$

Où ρ_{ma} est la densité de la matrice de formation (en g/cm^3); ρ_b est la densité apparente mesurée par la diagraphie de densité (g/cm^3); ρ_f est la densité du fluide dans les pores (en g/cm^3). L'abaque de la Figure 3.40 fourni par Schlumberger, traduit cette relation entre la porosité et la densité globale quand on connaît la densité de la matrice solide et celle du filtrat de boue.

Les roches réservoirs les plus courantes sont le grès ($\rho_{ma} = 2,65 \text{ g/cm}^3$), le calcaire ($\rho_{ma} = 2,71 \text{ g/cm}^3$) et la dolomite ($\rho_{ma} = 2,87 \text{ g/cm}^3$) (valeurs de densité donnée en lithologie non poreuse).

Le tableau 3.3 donne les valeurs de densité globale des minéraux et des fluides les plus communs entrant dans la composition des roches.

Ces valeurs de densité de matrice sont utilisées pour calculer la porosité à partir de la densité. L'autre donnée nécessaire au calcul de la porosité, la densité du fluide ρ_f est habituellement celle de l'eau, réglée à 1 g/cm^3 .

La Figure 3.39 donne un exemple de courbe de porosité calculée à partir de la densité dans le puits HH1- NC7A dans le bassin de Ghadamès.

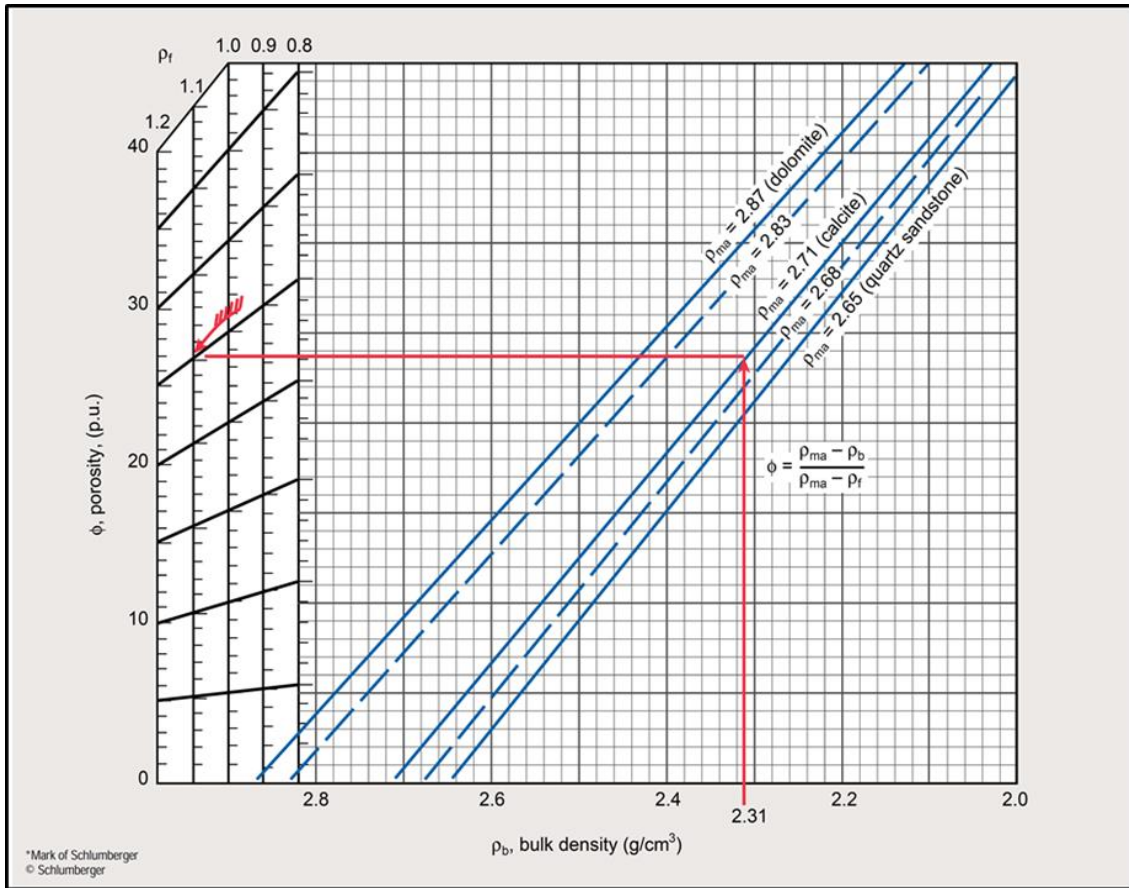


Figure 3.40 : Relation entre la porosité et la densité quand on connaît la densité de la fraction solide et celle du filtra de boue (Serra, 2000; 2003).

Composé	Formule chimique	Densité réelle ρ_b	Poids moléculaire	$2 \sum Z^2$ $C = \frac{\quad}{\text{Poids moléculaire}}$	Densité électronique $(\rho_e)_i$ (équ. g/cm ³)	ρ_a (vu par la sonde)
Quartz	SiO ₂	2,654	60,09	0,9985	2,650	2,648
Calcite	CaCO ₃	2,710	100,09	0,9991	2,708	2,710
Dolomite	CaCO ₃ MgCO ₃	2,870	184,42	0,9977	2,863	2,876
Anhydrite	CaSO ₄	2,960	136,146	0,999	2,957	2,977
Halite	NaCl	2,165	58,45	0,9581	2,074	2,032
Sylvine	KCl	1,984	74,557	0,9657	1,916	1,863
Gypse	CaSO ₄ ·2H ₂ O	2,320	172,18	1,0222	2,372	2,351
Barytine	BaSO ₄	4,50	233,366	0,8913	4,011	4,500
Anthracite		1,400-1,800		1,030	1,442-1,852	1,355-1,796
Charbon bitumineux		1,200-1,500		1,060	1,272-1,590	1,173-1,514
Eau douce	H ₂ O	1,000	18,016	1,1101	1,110	1,000
Eau salée	200.000 ppm	1,146		1,0797	1,237	1,135
Pétrole	n (CH ₂)	0,850		1,1407	0,97	0,850
Méthane	CH ₄	$\rho_{\text{méthane}}^*$		1,247	1,247 $\rho_{\text{méthane}}$	1,335 $\rho_{\text{méth.}}$
Gaz	C ₁ H _{4,2}	ρ_{gaz}^*		1,238	1,238 ρ_{gaz}	0,188 1,325 ρ_{gaz} - 0,188

Table 3.3 : Les valeurs de densité des principaux minéraux et des principaux fluides rencontrés dans les roches (Serra, 2000; 2003).

3.5.1.3. Evaluation de la porosité par la diagraphie de neutron

La signification fondamentale de cet outil est l'estimation indirecte de la porosité de la formation (Figure 3.41). La porosité mesurée reflète réellement la concentration d'hydrogène (Schlumberger, 1989b).

Dans la plupart des cas, la cause de l'enrichissement en hydrogène est l'eau contenue dans les espaces des pores des sédiments (Doveton, 1994).

Chaque minéral ou lithologie a sa propre richesse en hydrogène diagnostique qui se traduit par la diagraphie de neutron en valeurs de porosité. La calcite est généralement choisie comme minéral par défaut, dans ce cas les valeurs de porosité seront les vraies porosités dans les intervalles de calcaire.

Lorsque les lithologies diffèrent du calcaire, la diagraphie neutron doit être réévaluée dans le minéral de la matrice existante ou combinée avec une porosité équivalente au densité calcaire.

La diagraphie de neutron a une résolution légèrement inférieure à celle de la diagraphie de densité. La meilleure résolution minimale est d'environ 1 m, bien que de vraies valeurs de formation puissent être obtenues dans des couches jusqu'à 60 cm d'épaisseur (Rider, 1991). La Figure 3.39 donne un exemple de courbe de porosité calculée à partir du neutron dans le puits HH1- NC7A dans le bassin de Ghadamès.

3.5.2. Définition de la perméabilité (k)

La capacité d'un réservoir à faire circuler des fluides dans le milieu poreux est appelée perméabilité. Cela indique que les roches non poreuses n'ont pas de perméabilité (Tiab et Donaldson, 2004).

La perméabilité d'une roche dépend de sa porosité efficace, par conséquent, elle est affectée par la taille des grains, la forme des grains, la distribution des grains, le degré de consolidation et de cimentation du réservoir.

Certaines argiles, en particulier les smectites (bentonites) et les montmorillonites, gonflent dans de l'eau douce et ont tendance à bloquer partiellement ou complètement les espaces des pores.

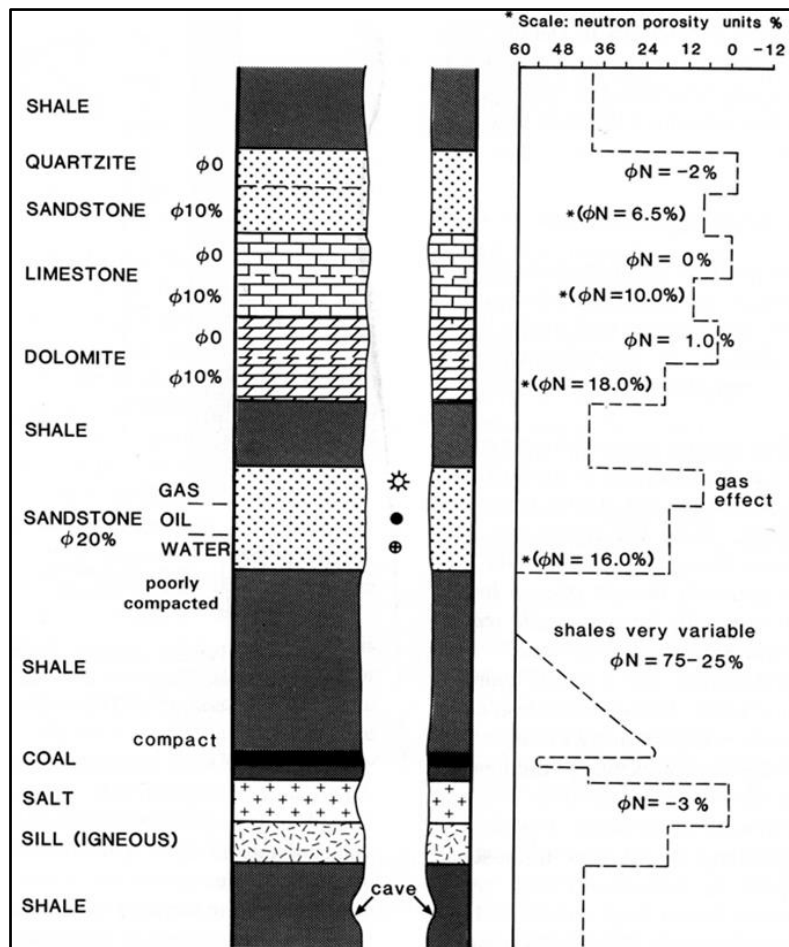


Figure 3.41 : Exemple de diagraphie neutron. L’outil de neutron montre l’indice d’hydrogène qui est converti en unités de porosité neutronique. * Porosité avec de l’eau douce et l’outil Schlumberger CNL (Rider, 2002).

La perméabilité est donnée par la loi de Darcy :

$$Q = - \frac{k \cdot A}{\mu} \frac{dp}{dl} \quad (6)$$

où Q est le débit d’écoulement (en cm^3 / s) ;

A est la surface transversale de la roche (cm^2) ;

k est la perméabilité absolue en Darcy;

μ est la viscosité du fluide (en centipoises (cP)) ;

l est la longueur de l’échantillon de roche (en cm) ;

et $\frac{dp}{dl}$ est le gradient de pression dans la direction x du flux (en atm / cm).

La perméabilité, k , dans l'équation (6) est appelée la perméabilité "absolue" si la roche est 100% saturée avec un seul fluide (ou une phase), comme de l'huile, du gaz ou de l'eau.

En présence de deux fluides dans le milieu poreux, la perméabilité est appelée la perméabilité "efficace" (k_o , k_g , ou k_w) d'un fluide (soit du pétrole, du gaz, ou la perméabilité efficace de l'eau, respectivement).

Les fluides des réservoirs n'interviennent mutuellement lors de leur déplacement à travers les canaux poreux de la roche, par conséquent, la somme des perméabilités efficaces de toutes les phases sera toujours inférieure à la perméabilité absolue.

En présence de plus d'un fluide dans la roche, le rapport de la perméabilité efficace de n'importe quelle phase à la perméabilité absolue de la roche est connu sous le nom de perméabilité "relative" (k_r) de cette phase. Par exemple, la perméabilité relative de l'huile, du gaz et de l'eau serait $k_{ro} = k_o / k$, $k_{rg} = k_g / k$, $k_{rw} = k_w / k$ respectivement.

Alors que la compaction et la cimentation réduisent généralement la perméabilité, comme le montre la Figure 3.42, la fracturation et la dissolution ont tendance à l'augmenter. La qualité des réservoirs peut être classée en fonction des valeurs de perméabilité (en mD) :

- pauvre si $k < 1$ mD,
- médiocre si $1 < k < 10$ mD,
- modérée si $10 < k < 50$ mD,
- bonne si $50 < k < 250$ mD,
- très bonne si $k > 250$ mD.

Les facteurs qui influent sur la grandeur de la perméabilité dans les sédiments sont : i) la forme et la taille des grains ; ii) l'orientation et la stratification des couches ; iii) le degré de cimentation ; iv) la fracturation et la dissolution.

3.5.3. Relation entre la perméabilité et la porosité

Les relations entre la porosité et la perméabilité sont, en général, établies expérimentalement à partir de mesures sur carottes obtenues en laboratoire sur un grand nombre d'échantillons. On cherche des tendances qualitatives dans ces corrélations entre la porosité et la perméabilité.

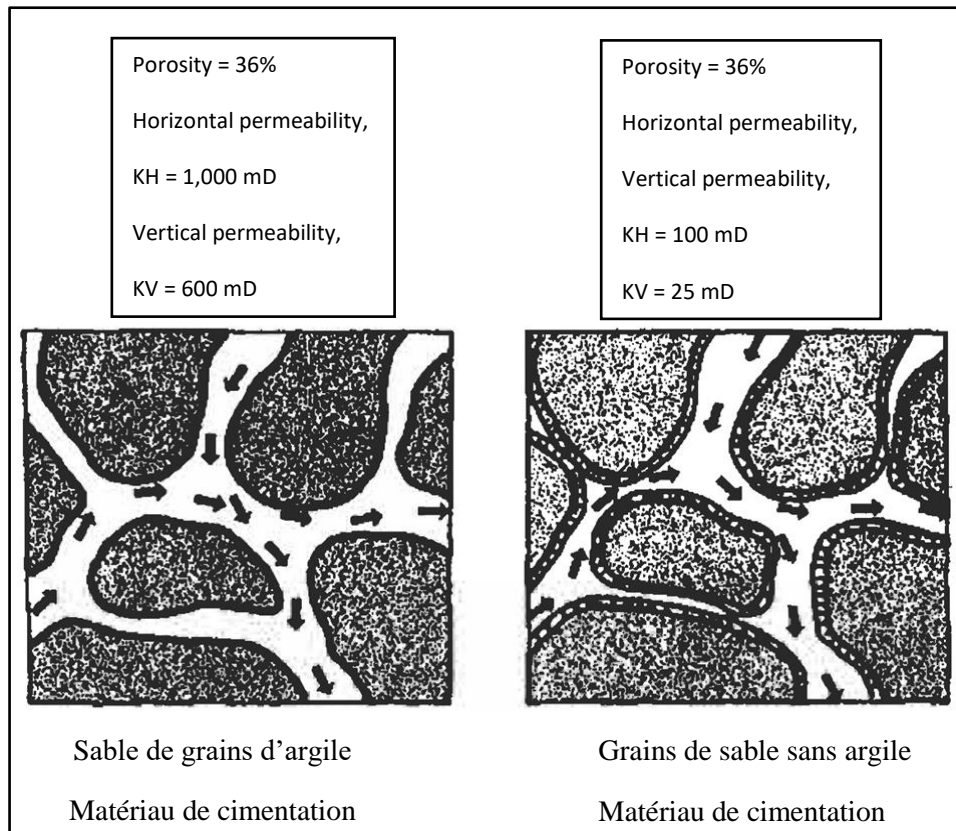


Figure 3.42 : Effets des argiles sur la porosité et la perméabilité (Tiab et Donaldson, 2004).

La Figure 3.43 montre un exemple d'une tendance de corrélation semi-logarithmique des données de perméabilité et de porosité obtenues à partir d'un grand nombre d'échantillons de formation de grès.

Il est possible d'avoir une porosité très élevée et une perméabilité quasi nulle. C'est le cas de la pierre ponce et des argiles. L'inverse, une perméabilité élevée avec une faible porosité, pourrait également être vrai comme dans les carbonates micro-fracturés.

Chilingarian *et al.* (1992) a montré que la granulométrie des grès influence la relation entre la perméabilité et la porosité. La Figure 3.44 est une relation semi-log entre la perméabilité et la porosité pour (1) les grès granuleux, (2) les grès grossiers et moyens, (3) les grès fins, (4) les silts et (5) les grès argileux.

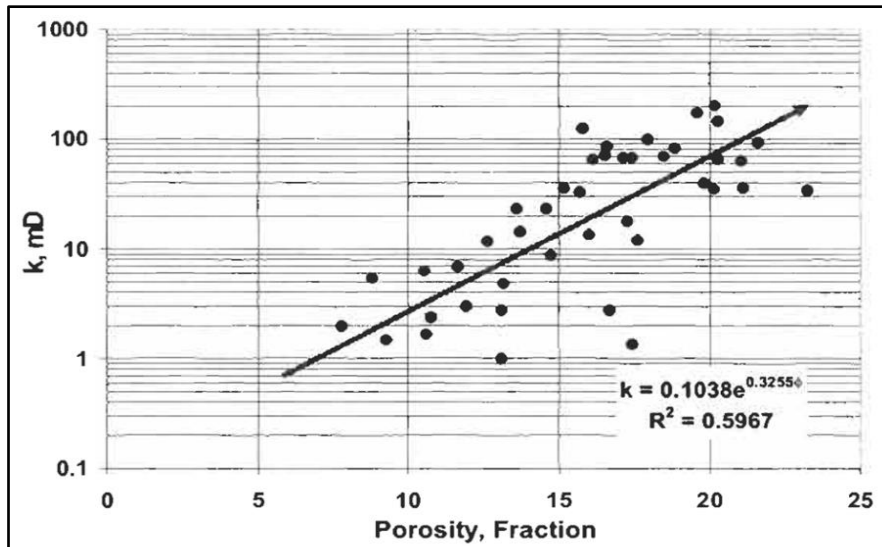


Figure 3.43 : Exemple de relation entre la perméabilité et la porosité (Tiab et Donaldson, 2004).

La Figure 3.45 montre les tendances dans la relation entre la perméabilité et la porosité pour différents types de roches. Une telle relation est très utile dans la compréhension du flux de fluide à travers les milieux poreux.

Il existe également de nombreux modèles physiques reliant la perméabilité à la porosité, à la taille des pores, à la surface spécifique, à la saturation du fluide irréductible et d'autres variables physiques.

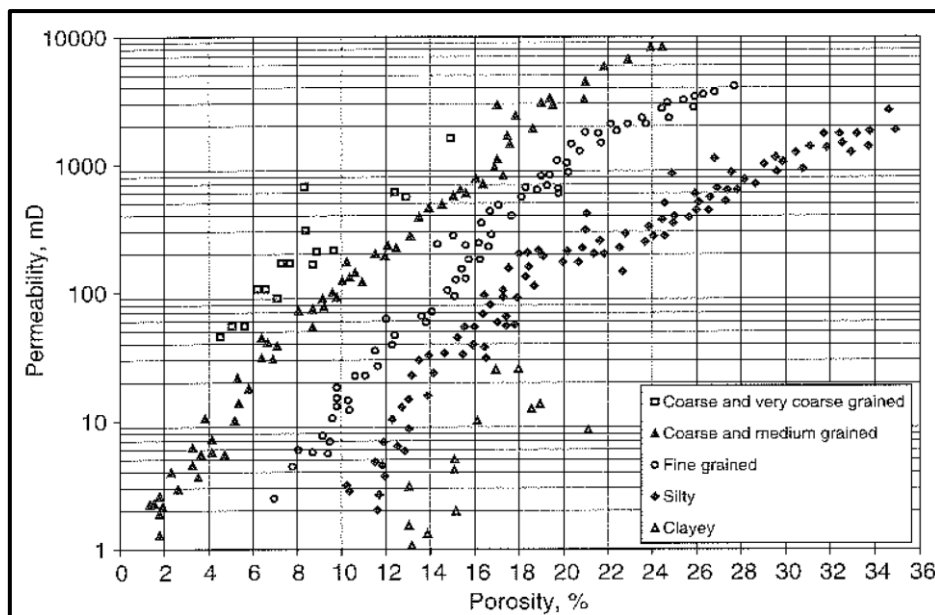


Figure 3.44 : Influence de la granulométrie sur la relation entre la perméabilité et la porosité (Tiab et Donaldson, 2004).

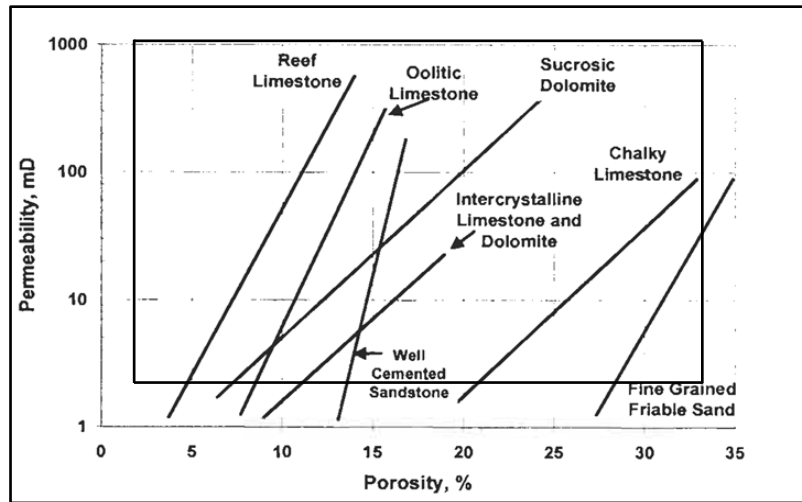


Figure 3.45 : Relation entre la perméabilité et la porosité pour différents types de roches (Tiab et Donaldson, 2004).

3.5.4. Définition des propriétés électriques

La résistivité ou la conductivité des formations sédimentaires est un paramètre important utilisés dans les diagraphies de résistivités. L'utilisation principale de ces outils de résistivités est de calculer la porosité des séries réservoirs ainsi que la saturation respective en eau, en gaz ou en huile dans les systèmes réservoirs. Pour ce faire deux lois majeures sont utilisées :

- **Première loi d'Archie (1942) en milieu saturé en eau, $S_w = 100 \%$.** Elle donne la relation entre le facteur de formation F_R , la porosité Φ et le facteur de cimentation m :

$$F_R = \frac{R_o}{R_w} = \frac{C_w}{C_o} = \frac{a}{\Phi^m} \quad (7)$$

où R_o et C_o sont respectivement la résistivité (en ohm.m) et la conductivité (en $S.m^{-1}$) de la roche saturée en eau ; R_w et C_w sont respectivement la résistivité (en ohm.m) et la conductivité (en $S.m^{-1}$) de l'eau de formation ; Φ est la porosité de la formation ; m est le facteur de cimentation sans dimension, qui varient entre 1,3 et 2 pour les réservoirs gréseux et entre 2 et 2,8 concernant les réservoirs carbonatés ; a est un facteur géométrique de complexité du milieu poreux, en général $a \geq 1$.

La Figure 3.46 donne graphiquement la relation entre le facteur de formation et la porosité. La pente de la droite reliant ces deux paramètres sur une échelle log-log permet de calculer le facteur de cimentation m . Ce facteur de cimentation dépend d'un certain nombre de paramètres tels que : le degré de cimentation des milieux poreux, la température, la

distribution des pores et leur typologie, la présence ou pas de minéraux conducteurs (ex. argiles, pyrite, etc. ...), le facteur de constriction du réseau poreux et la compaction.

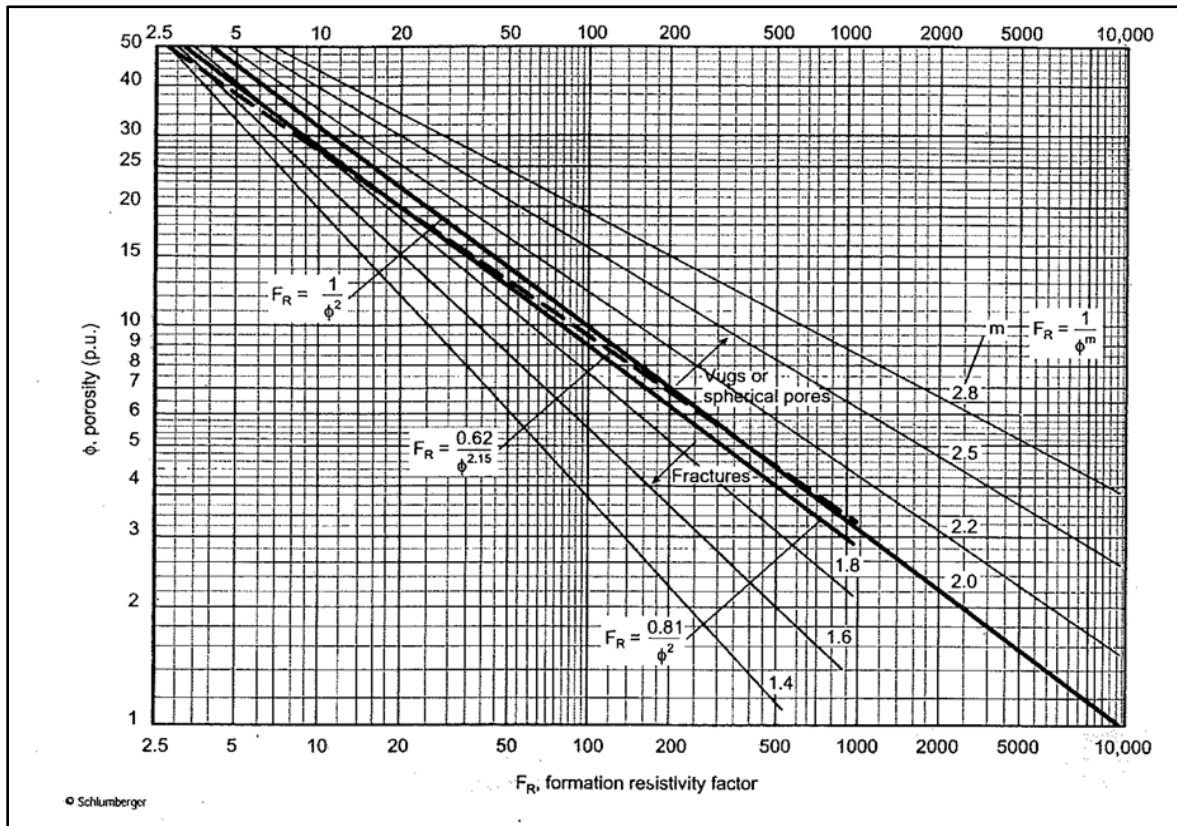


Figure 3.46 : Exemple graphique de relation entre le facteur de formation et la porosité. La pente des droites représente le facteur de cimentation m . On note le rôle de la forme des pores sur le facteur de cimentation.

D'autres modèles existent qui mettent en relation le facteur de cimentation et la porosité.

Dans les grès, on utilise souvent le modèle d'Humble :

$$F = \frac{0.81}{\phi^2} \quad (8a)$$

$$F = \frac{0.62}{\phi^{2.15}} \quad (8b)$$

Dans le cas des carbonates, on utilise des modèles comme dessous :

$$F = \frac{1}{\phi^2} \quad (8c)$$

$$F = \frac{1}{\phi^m} \quad (8d)$$

où m est variable 1,8 à 3.

A partir de la relation (7), on calcule la porosité appliquée aux outils de diagraphies de résistivités :

$$\Phi^m = \frac{a \cdot R_w}{R_o}$$

où, encore, pour des $m = 2$ (pris en général dans la loi d'Archie), on peut écrire :

$$\Phi = \sqrt{\frac{a \cdot R_w}{R_o}} \quad (9)$$

où $a = 1$ et la valeur de la résistivité de la roche saturée R_o est donnée par les diagraphies double ou simple latérolog.

C'est cette relation (9) qui est utilisée, par la suite, pour le calcul des porosités à partir des diagraphies de résistivité. La Figure 3.39 est un exemple de calcul de porosité dans le puits HH1-NC7A.

- **Deuxième loi d'Archie (1942) en milieu non saturé $S_w < 100\%$.**

Le comportement électrique des réservoirs en milieu non saturé est donné par la relation entre l'indice de résistivité I_R et la saturation en eau S_w comme dessous :

$$I_R = \frac{R_t}{R_o} = \frac{C_o}{C_t} = \frac{R_t}{R_w a \Phi^m} = S_w^{-n}$$

où n est l'exposant de la saturation ; R_t est la résistivité de la roche non saturée en eau (en ohm.m) ; R_o est la résistivité de la roche saturée en eau (ohm.m).

L'exposant de saturation n est pris égal à 2 dans la loi d'Archie et dépend de certains facteurs : la température, la mouillabilité du milieu, la présence ou pas de minéraux conducteurs comme les argiles, de l'orientation de la stratification par rapport à la mesure.

Cette loi est indispensable pour obtenir les valeurs de saturation du milieu en eau, en gaz et en hydrocarbure.

3.6 Différentes étapes suivies dans l'étude (Workflow)

Les différentes étapes suivies pour réaliser ce travail sont expliquées dans la Figure 3.47.

Deux types d'analyses ont été faites et organisées suivant la Figure 3.47 :

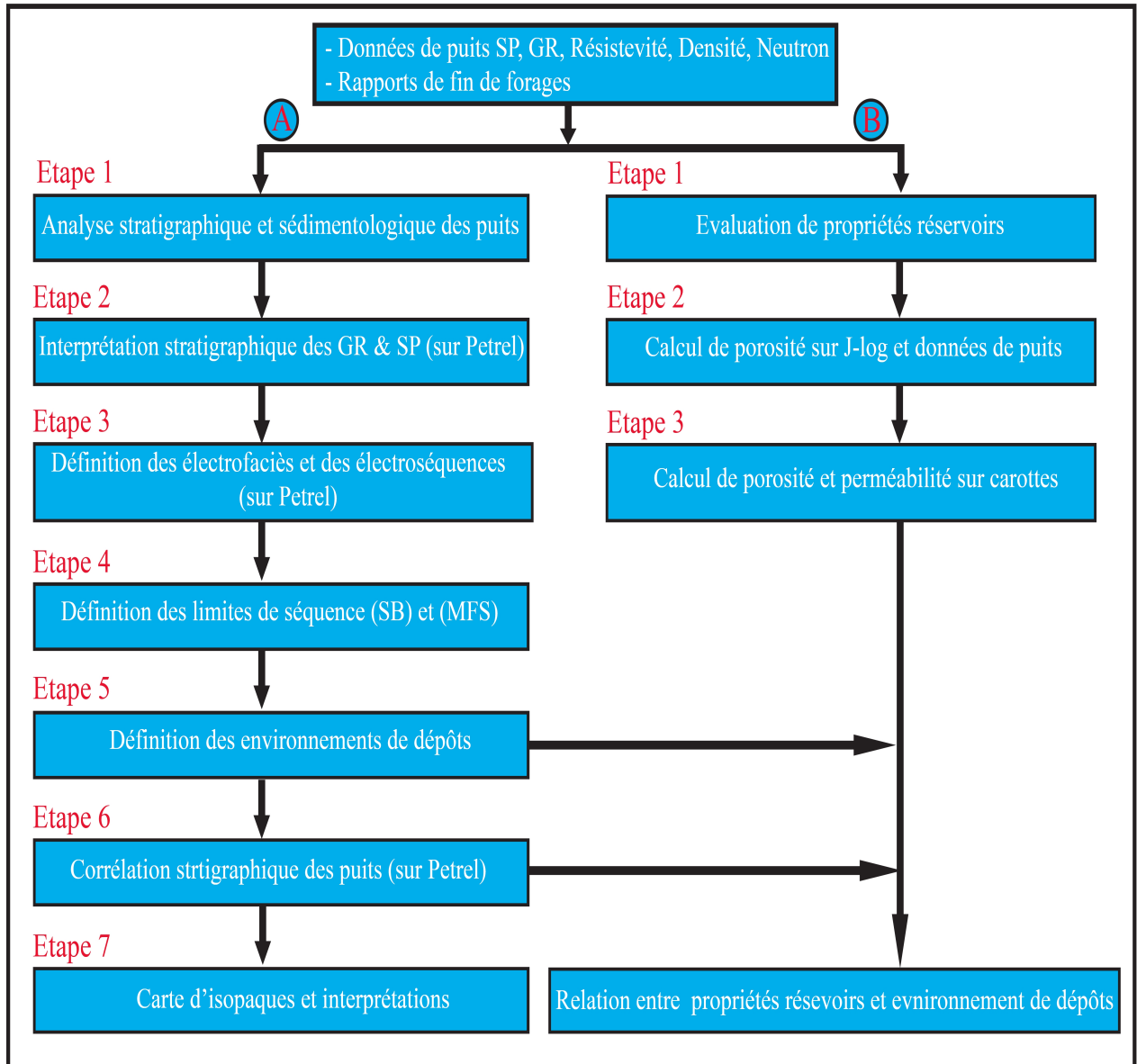


Figure 3.47 : Les différentes étapes suivies dans la réalisation de cette étude.

3.6.1 Interprétation stratigraphique et sédimentologique des puits

Elle se fait en 7 étapes :

Etape 1 : Les données de cette étude reposent sur des diagraphies d'environ 130 puits correspondant aux outils de GR et de SP, ainsi que des rapports de fin de forage (Figure 3.48).

Etape 2 : Interprétations stratigraphiques sur Petrel pour définir les faciès (Figure 3.49).

Etape 3 : Définitions des électrofaciès et des électroséquences sur Petrel (Figure 3.49). Calage stratigraphique, détermination des marqueurs/attributs permettant de définir les électrofaciès et les électroséquences.

Etape 4 : Définition des limites de séquence (SB) et (MFS). Cette étape a été réalisée sur Adobe Illustrator.

Etape 5 : Définition des environnements de dépôt (Figure 3.50). Définition des séquences de progradation, de retrogradation et/ou d'aggradation liées aux variations eustatiques du niveau de la mer et à la tectonique. Cette étape a été réalisée sur Adobe Illustrator.

Etape 6 : Réalisation de 6 sections stratigraphiques (la première représente le Cambrien et l'Ordovicien, tandis que les autres représentent la période du Silurien au Permien) couvrant l'ensemble de la zone d'étude (bassins de Ghadamès et de Jefarah) à l'aide de PETREL 2014 (Figures 3.50 et 3.51).

Etape 7 : Cette étape consiste à établir des cartes isopaques et de paléogéographie des différentes unités stratigraphiques durant le Paléozoïque dans le bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie (Figure 3.52) à l'aide de PETREL.

3.6.2 Evaluation des réservoirs du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah

Elle se fait en trois étapes :

Etape 1 : Evaluation de propriétés réservoirs sur la base de 28 puits utilisés dans l'établissement de 5 sections de corrélation stratigraphique transversale.

Etape 2 : Quantification de la porosité sur J-log et données de puits. Pour obtenir la porosité dans les systèmes réservoirs, on utilise les données de diagraphies de densité, de sonic, de résistivité et de neutron. Ces données ne sont pas disponibles dans tous les puits. JLog version

4 a été utilisé pour estimer la valeur de porosité pour chaque réservoir et PETREL pour la construction de modèles de corrélation stratigraphique (Figure 3.53).

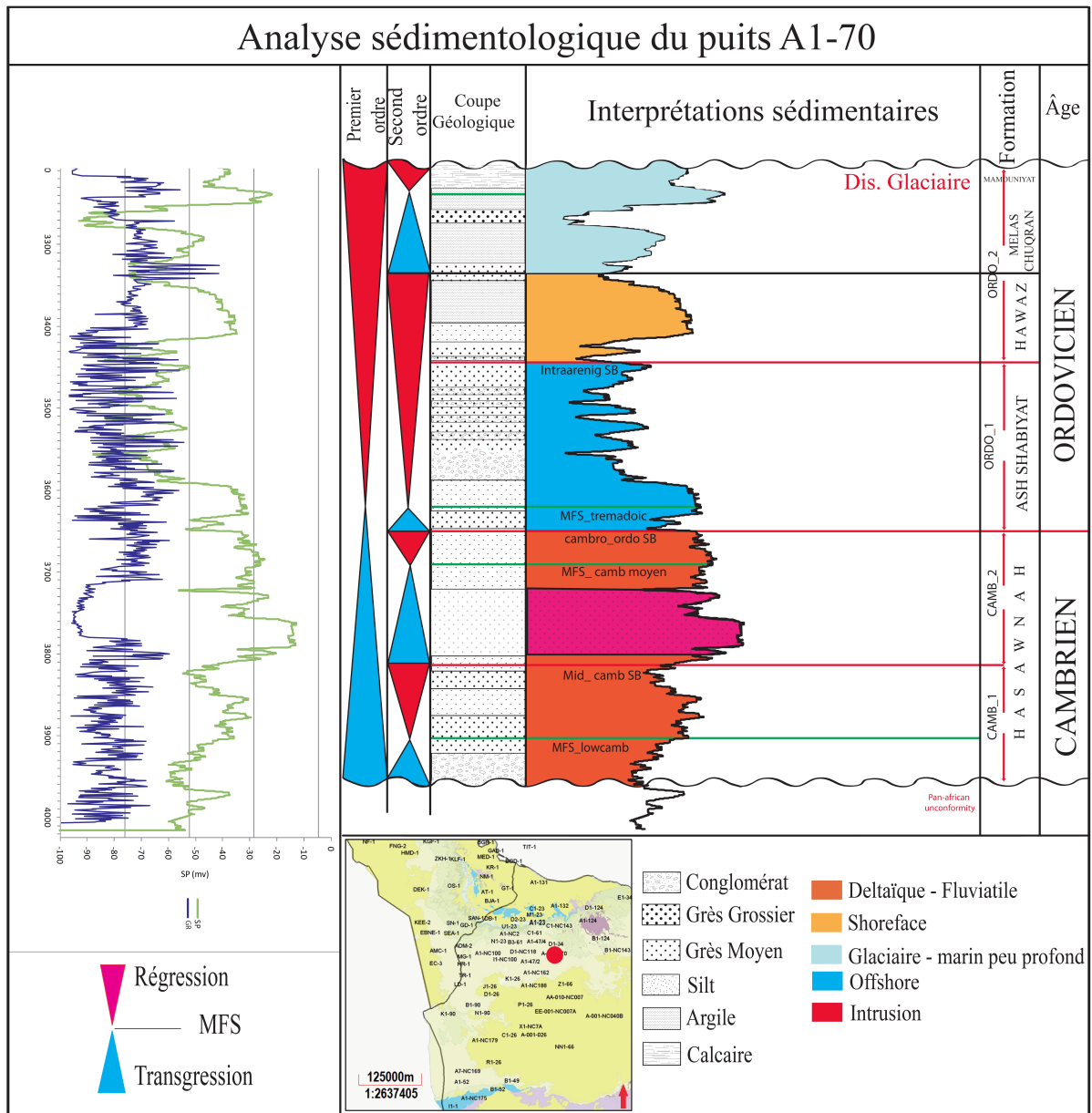


Figure 3.48: exemple d'interprétation d'électrofaciès et d'électroséquence dans les formations du puit A1-70 durant le Cambrien et l'Ordovicien, à partir des diagraphies de GR et de SP.

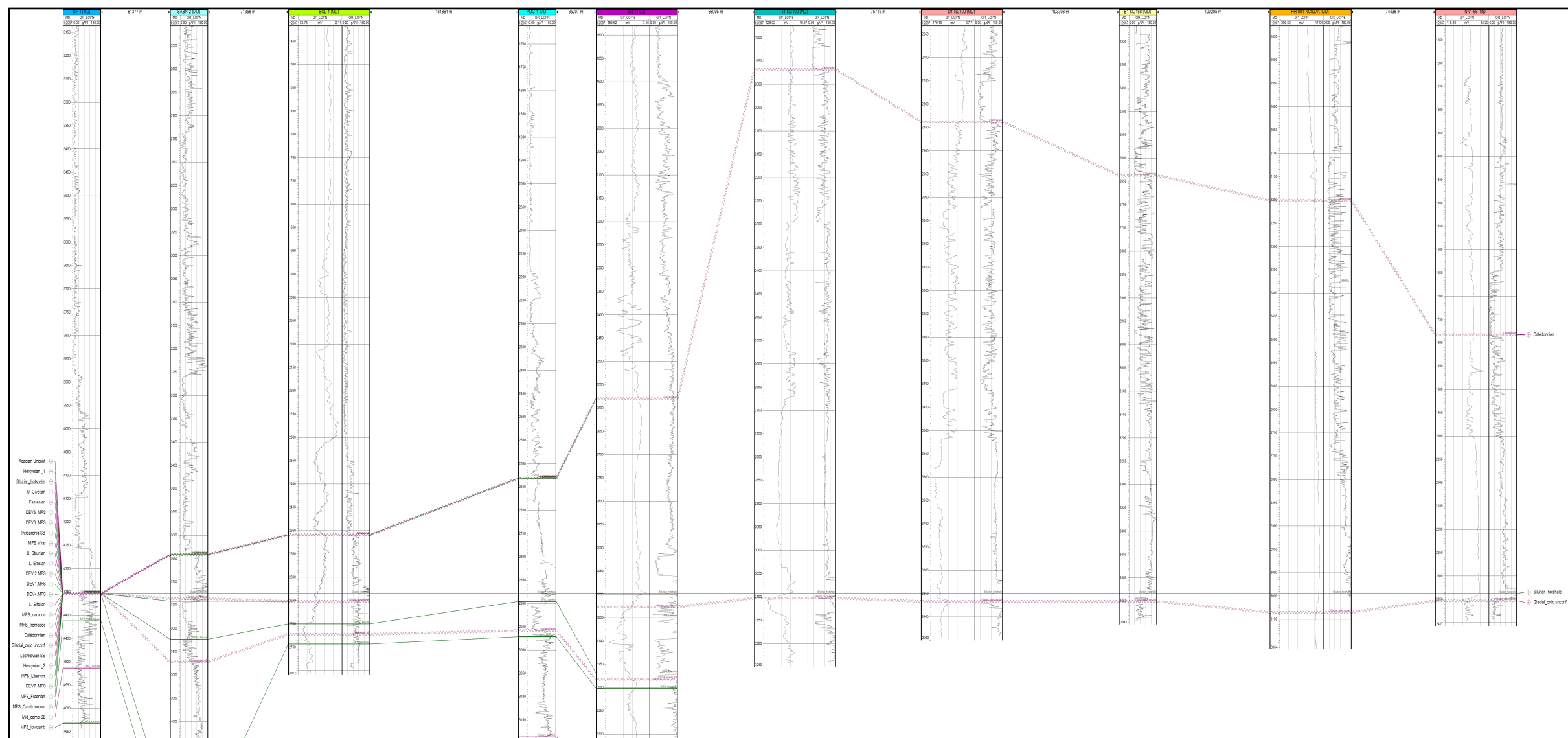


Figure 3.49 : Interprétations stratigraphique des données de GR et PS, définitions des électofaciès et des électroséquences sur Petrel.

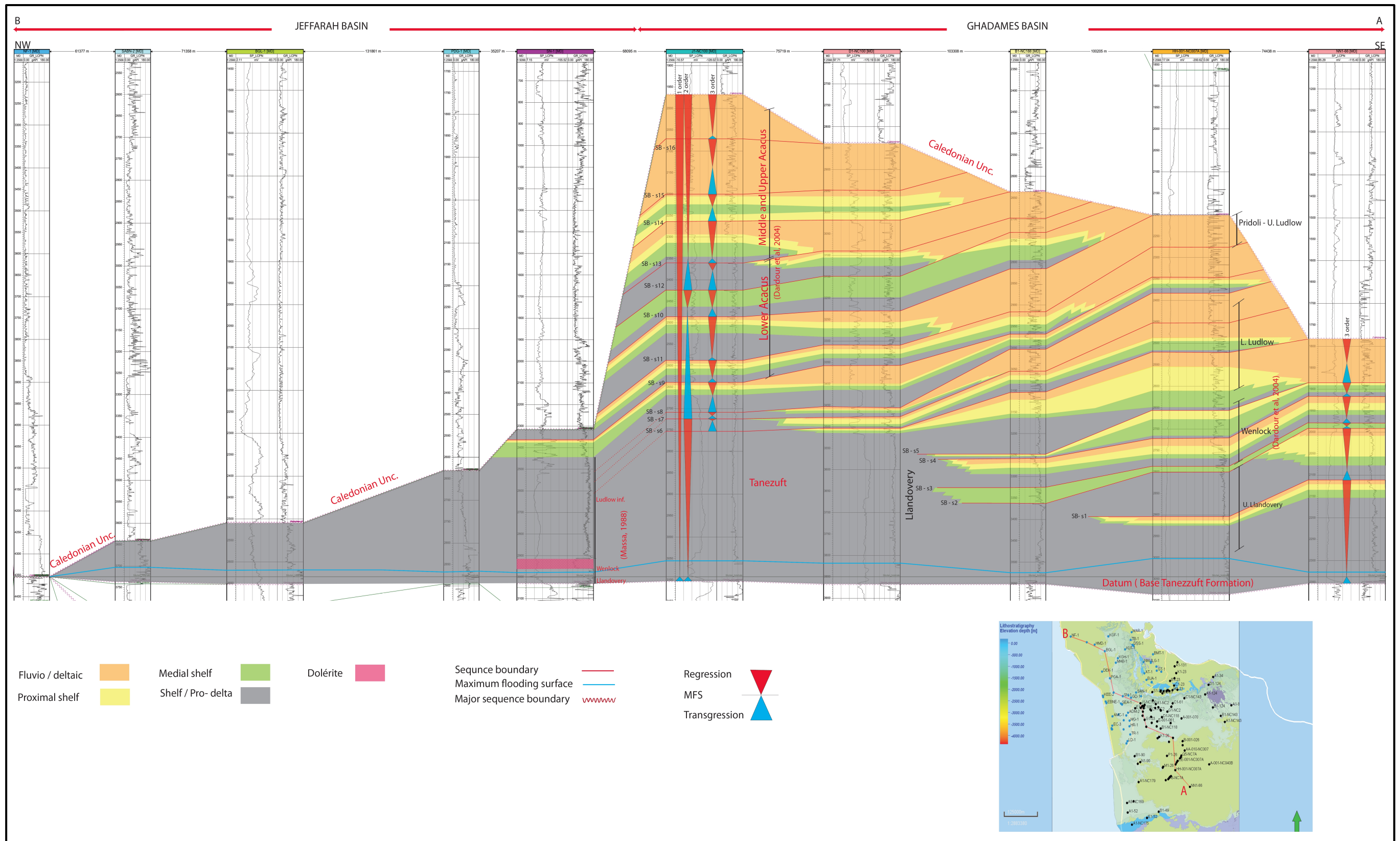


Figure 3.50 : Exemple de corrélation stratigraphique à partir de l'interprétation des électrofaciès, des électroséquences et les environnements de dépôt.

Etape 3 : Cette étape concerne la mesure en laboratoire des porosités et des perméabilités sur les carottes. 40 échantillons ont été analysés en laboratoire. 15 d'entre eux sont représentatifs de la période cambro-ordovicienne dans le puits SN-1, 19 représentent la même période dans le puits ST-1, tandis que 6 échantillons restants représentent la formation d'Akakus inférieure dans le puits J1-NC100.

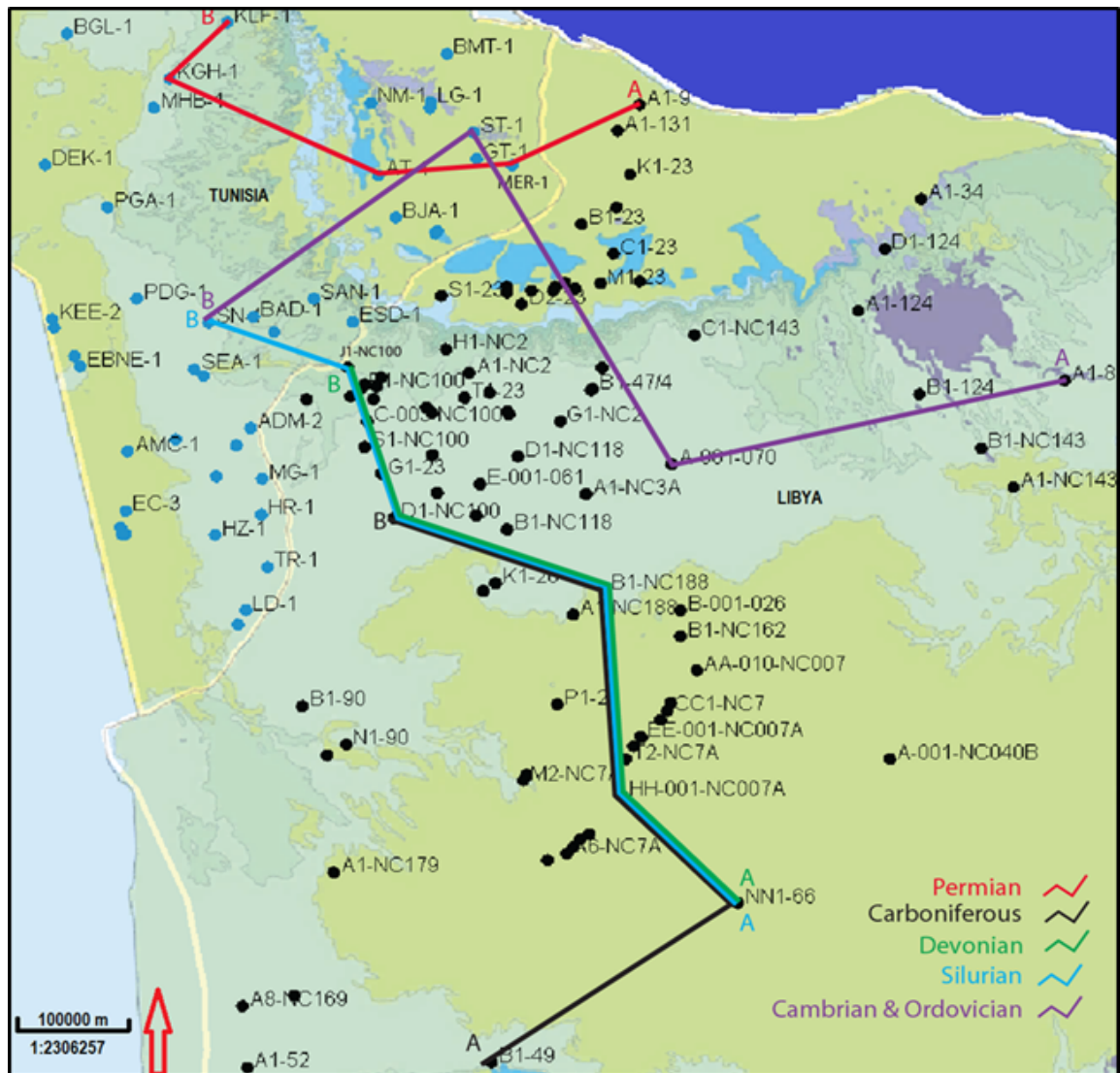


Figure 3.51: Carte de localisation des puits utilisés pour les corrélations et l'évaluation des réservoirs sur PETREL et JLog.

Enfin, les deux séries d'analyse sur i) les environnements de dépôts durant le Paléozoïque dans le bassin de Ghadames et de Jefarah (évolution tecto-sédimentaire) et ii) sur l'évaluation des principaux réservoirs potentiels par la caractérisation pétrophysique, ont permis lors de la dernière étape **d'analyser l'impact des environnements de dépôts sur la qualité des systèmes réservoirs.**

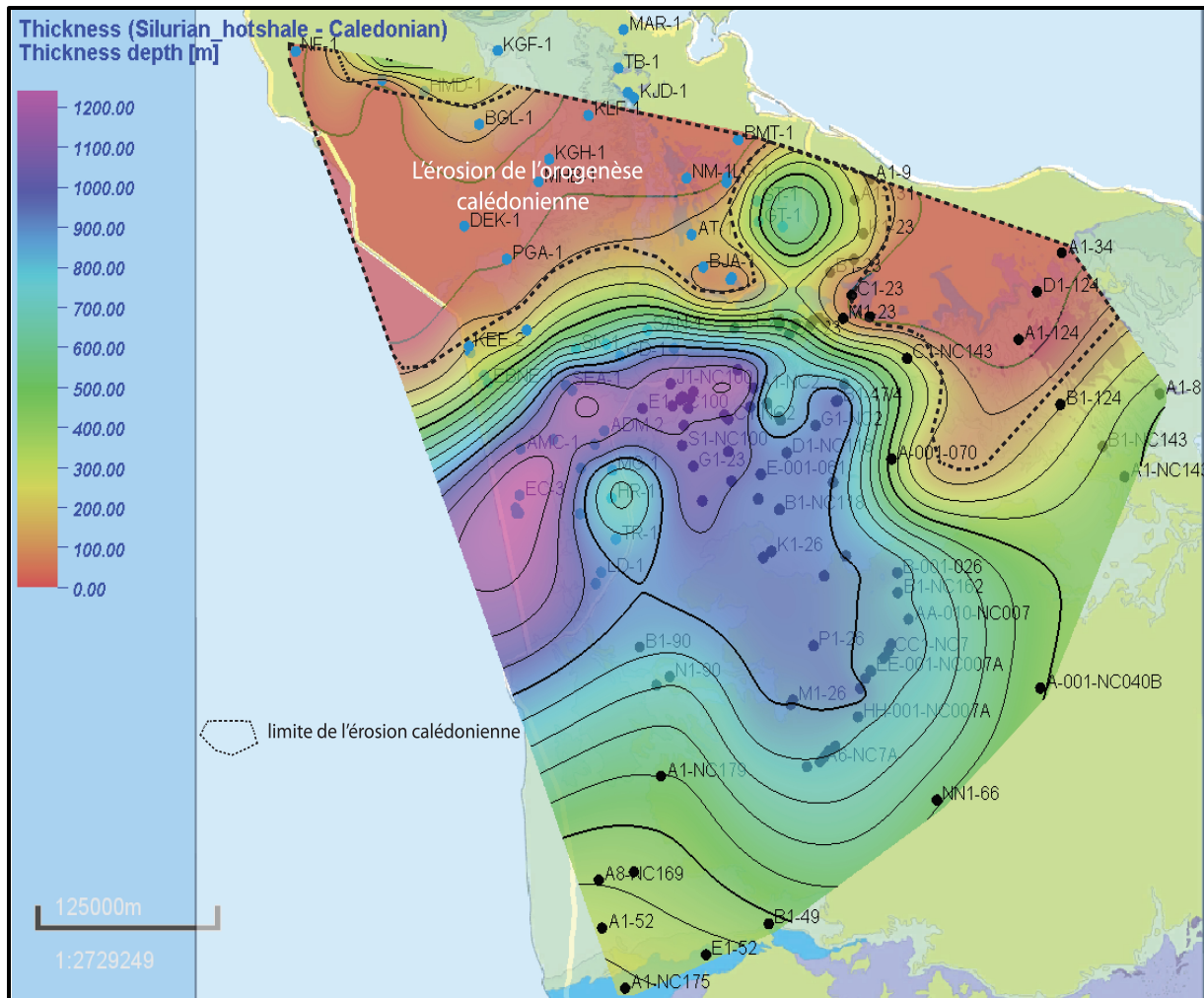


Figure 3.52 : Exemple de carte isopaque montrant l'épaisseur des formations du Famennien (Dévonien supérieur).

3.7. Conclusions partielles

Ce chapitre a permis d'exposer les outils et les méthodes utilisés dans cette étude en se basant sur de nombreuses études stratigraphiques, sédimentologiques, méthodologiques publiées. Les outils de diagraphies ont été exposés plus spécialement GR et SP utilisés dans la définition des électrofaciès, l'électroséquence et l'environnement de dépôt à l'aide de PETREL et de JLog. Six sections ont été effectuées grâce à des corrélations entre puits couvrant l'ensemble de la zone d'étude (bassins de Ghadamès et de Jefarah).

Les principales propriétés réservoirs (la porosité et la perméabilité) ont été définies et les méthodes de quantification à l'échelle des puits et des carottes ont été données.

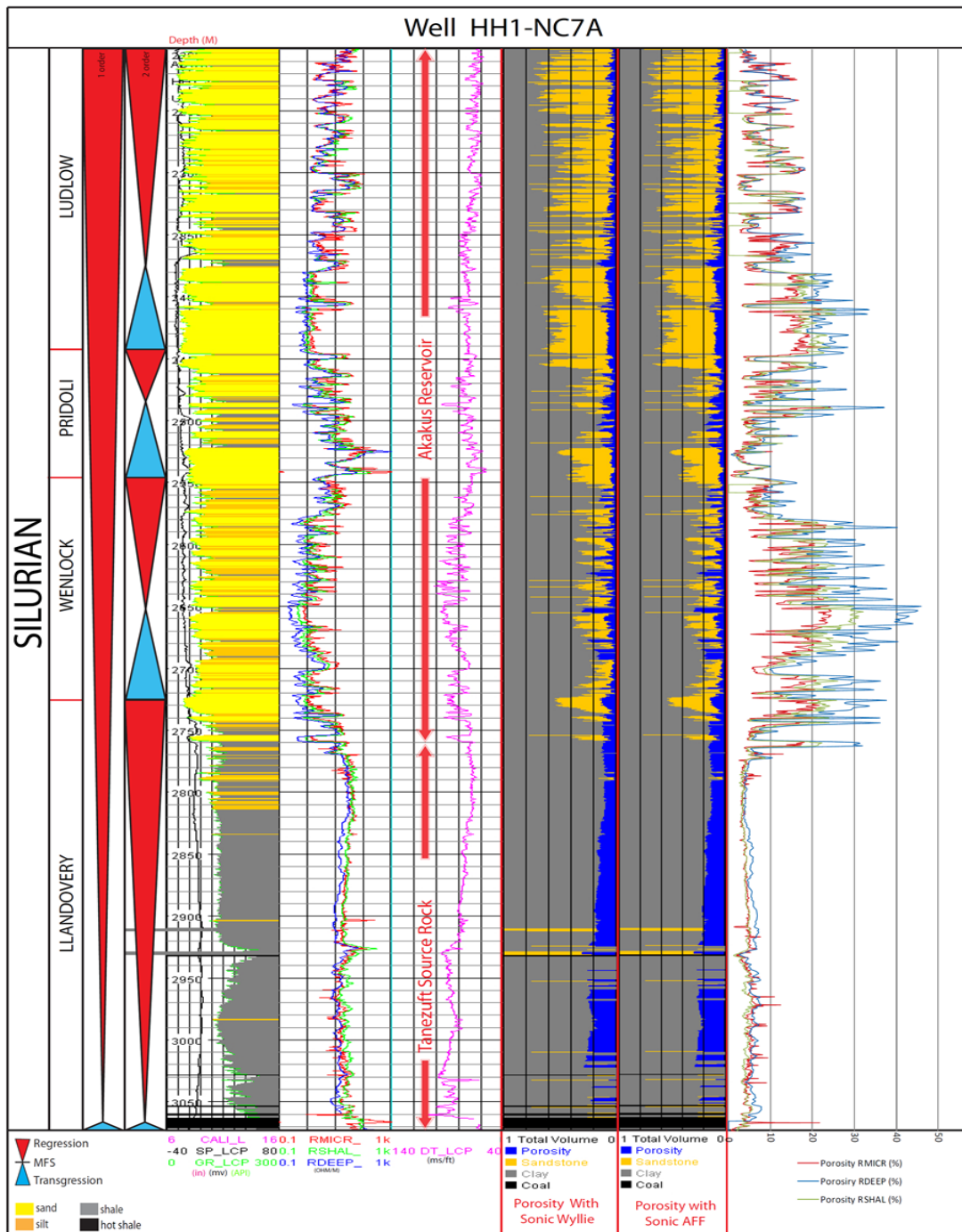


Figure 3.53 : Exemple d'utilisation des diagraphies de densité, de Sonic, de résistivité et de neutrons du puits HH1-NC7A, pour obtenir la valeur de porosité du réservoir par JLog version 4.

Les différentes étapes « workflow » suivies pour réaliser ce travail sont expliquées et des exemples sont donnés pour chaque étape.

Les deux chapitres qui vont suivre permettront de développer les résultats obtenus sous forme de deux articles aussi bien dans l'interprétation stratigraphique et sédimentologique entre les

puits que dans l'évaluation des réservoirs du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.

Références

- Archie, G.E. 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, 146, 54-62.
- Asquith, G. and Gibson. C. (1982) Basic well log analysis for geologists. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Methods in Exploration Ser.* 216.
- Cannon, S., 2016. *Petrophysics: A Practical Guide*. John Wiley & Sons, Ltd, 204.
- Cant, D. J., 1984a. Development of the shoreline-shelf sand bodies in a Cretaceous epeiric sea deposit. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 541-556.
- Cant, D. J., 1984b. Subsurface facies analysis. In: Walker R. G (ed) *Facies models*. Geological Association of Canada, 297-310.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, vol. 92, 1–33.
- Chamberlain. A.K. (1984) Surface gamma-ray logs: a correlation tool for frontier areas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 68 (8) 1040-1043.
- Chillingarian, S. J.Mazzullo and H. H. Rieke, eds, *Carbonate reservoir characterization: a geologic engineering analysis*, Part 1, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, *Developments of Petroleum Science* 30, p. 331-377.
- Cojan, I., & Renard, M., 2013. *Sédimentologie*. 3^e édition, Dunod, 480 p.
- Davies, D.K. and Ethridge. F.O. (1975) Sandstone composition and depositional environment. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 59 (2) 239-264.
- Doveton, J.H. (1986) *Log analysis of subsurface geology: concepts and computer methods*. Wiley and Sons. 273p.
- Doveton. J.D. (1994) *Geologic log analysis using computer methods* *Am. Assoc. Petrol. Geol. computer applications in geology* 2, p.169.
- Dypvik. H. and Eriksen, D.Ø. (1983) Natural radioactivity of clastic sediments and the contributions of U, Th and K. *J. Pet. Geol.* 5(4) 409-416.
- Emery, D. and Myer, K. J., 1996. *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 297p.
- Galloway, W. E. and Hobday, D. K. 1983. *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer-Verlag, New York. 423p.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W.

- Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 71–108. SEPM Special Publication 42.
- Hurst, A. (1990) Natural gamma-ray spectroscopy in hydrocarbon bearing sandstones from the Norwegian continental shelf. In: Geological applications of well logs. eds. Hurst, A., Lovell, M. and Morton, A.C. Geol. Soc. London Sp. Pub. 48, 211-222.
- Jacquin, T., Garcia, J. P., Ponsont, C., Thierry, J. et Vail, P., 1992. Séquences de dépôt et cycles régressifs/transgressifs en domaine marin carbonate: exemple du Dogger du Bassin de Paris. C.R. Acad. Sci., Paris, 315, p. 353-362.
- Ketzer, J. M., Morad, S., and Amorosi, A. (2003a). Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In Clay Mineral Cements in Sandstones (R. H. Worden and S. Morad, Eds.), pp. 43–61. International Association of Sedimentologists, Special Publication No. 34.
- Krumbein, W.C., and Sloss L.L., 1963. Stratigraphy and Sedimentation. Second ed. San Francisco: Freeman.
- Lee, S.H., Kharghoria A., and Datta-Gupta A., 2002. Electrofacies Characterization and Permeability Predictions in Complex Reservoirs. SPE Reservoir Evaluation & Engineering Jun.: 237-248.
- Moline, G.R. and Bahr, J.M., 1995. Estimating Spatial Distributions of Heterogeneous Subsurface Characteristics by Regionalized Classification of Electrofacies. Mathematical Geology 27(1): 3-22.
- Murotsev, V., 1984. L Nedra. Jeletrometricheskaja geologija peschanyh tel - litologicheskikh lovushek nefti i gaza. pp. 24-110.
- Myers, K. J. and Bristow, C. S. 1989. Detailed sedimentology and gamma-ray log characteristics of a Namurian deltaic succession: gamma-ray logging. In: Whateley, M. K. G. and Pickering, K. T. (eds.) Deltas: sites and trapes for fossil fuels. Geological Society Special Publication, 41, 81-88.
- Pitman, W. C., 1978. Relationship between sea level change and stratigraphic sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin, Vol. 89, pp. 1389–1403.
- Raymer, L.L., Hunt, E.R. and Gardner. J.S. 1980 An impoved sonic transit time to porosity transform. SPWL4 21st Ann. Symp. Trans., Paper P, 1-12.
- Reading, H. G. (Ed.) 1978. Sedimentary Environments and Facies. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, p. 615.
- Rider, M. H., 2002, The geological interpretation of well logs, 2nd edition, Rider-French Consulting Ltd, 280.
- Rider, M. H. 1991. The geological interpretation of well logs. Revised eddition. Whittles Publishing, 175pp.
- Rider, M.H. 1990 Gamma-ray log shapes used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. In: Geological applications of well logs, eds. Hurst, A., Lovell, M.A. and Morton, A.C. Geol. Soc. London Sp. Pub. 48, 27-38.
- Schlumberger 1989b Log interpretation charts. 151p.
- Schlumberger, 1982. Well Evaluation Developments, Continental Europe. Schlumberger Publication.

- Schlumberger, I 1989 a. Log interpretation, principles and applications. Schlumberger Educational Services.
- Schmoker, J.W. 1979 Determination of organic content of Appalachian Devonian shales from formation density logs. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 63 (9); 1504-1509.
- Schmoker, J.W. 1981 Determination of organic-matter content of Appalachian Devonian shales from gamma-ray logs. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 65, 1285-1298.
- Selley, R. C. 1976 b. Subsurface environmental analysis of North Sea sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 60, 184-195.
- Selley, R. C., 1978. Concepts and Methods of Subsurface Facies Analysis. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes Series 9, p. 82.
- Selley, R.C., 1976. Subsurface environmental analysis of North Sea sediments. *Bull. Am. Assoc. Geol* 60(2); 184-195.
- Serra, O. and Abbott, H. 1980. The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. 55th Ann. Fall. Techn. Conf. SPE of AIME., Paper SPE 9270.
- Serra, O. and Sulpice, L. 1975. Sedimentological analysis of sand-shale series from well logs. The Society of Professional Well Log Analysts, 16th Annual Logging Symposium, paper W, 1-23.
- Serra, O. and Serra, L. 2000. *Diagraphies - Acquisition & Applications*. Serralog, Calvados, France.
- Serra, O. and Serra, L. 2003. *Well Logging and Geology*. Serralog, Calvados, France.
- Serra, O. (1972) *Diagraphies er stratigraphie*. Mem. BRGM Fr., No. 77, 775-832.
- Sloss, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin* 74, 93–114.
- Tiab, D. and Donaldson, EC., 2004, *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*. Gulf Professional Publishing/Elsevier, Oxford, UK, 2nd Ed., 889 p.
- Vail, P. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In *Atlas of Seismic Stratigraphy*, Am. Assoc. petrol. Geol. Stud. Geol., 27, p. 1-10.
- Vail, P., Mitchum, R. M. Jr., Thompson, S., III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, 83–98.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., and Hardenbol, J. (1988). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 39–45. SEPM Special Publication 42.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion. K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *MPG Methods in exploration series*, 7, 55p.
- Wyllie, M. R. J, 1963. *The Fundamentals of well Log Interpretation*. Academic Press, New York.

Wyllie, M.R.J., Gregory, AR. and Gardener, L.W. (1956) Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21(1); 4 1-70.

CHAPITRE 4

**Etude stratigraphique, sédimentologique et
paléogéographique des séries paléozoïques du nord du
bassin de Ghadamès et de Jefarah en Libye et en Tunisie**

Sommaire

4.0. Objectifs

4.1. Article “Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of a Paleozoic succession, Ghadames and Jefarah basin, Libya and Tunisia” soumis le 2 novembre 2016 au *Journal of African Earth Sciences*.

4.1.1. Introduction

4.1.2. Regional geological setting

4.1.3. Detailed information on stratigraphy

4.1.4. Tectonics

4.1.5. Methodology and database

4.1.6. Results and discussions

4.1.7. Conclusions

4.2. Compléments d’analyse sédimentologique et cartes isopaques.

4.2.1. Les cartes isopaques et profils de corrélation entre les puits

4.3. Conclusions partielles

4.0. Objectifs

Le chapitre précédent a été consacré aux méthodes d'analyses et aux outils utilisés dans cette étude. Dans ce chapitre les premiers résultats sont développés pour répondre aux objectifs suivants :

- Comprendre la relation entre la sédimentation et l'évolution structurale durant le paléozoïque dans le bassin de Ghadamès et Jefarah en Libye et en Tunisie. L'étude présentée ici du bassin de Ghadamès et de Jefarah est basée sur la présence d'une base de données constituée de plus de 130 puits et de diagraphies associées fournie par la société TOTAL.
- Comprendre la relation entre la sédimentation, l'évolution des systèmes sédimentaires et stratigraphiques durant le Paléozoïque et les événements tectoniques majeurs dans la zone d'étude.
- Etablir des cartes isopaques pour chaque séquence stratigraphique de 2^{ème} ordre dans la zone d'étude.

Le développement de ce chapitre est basé pour l'essentiel sur l'article soumis le 2 novembre 2016 au *Journal African Earth Sciences*. L'ensemble des puits, 130 en total, a été analysé du point de vue d'électrofaciès, d'électroséquences et en termes de sédimentologie. Le résultat de ces analyses de puits est présenté dans l'annexe et repris en termes de corrélation entre les puits dans l'article et le complément ajouté à la fin dans ce chapitre.

4.1. Article:

Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the Paleozoic succession, Ghadames and Jefarah basin, Libya and Tunisia

(soumis le 2 novembre 2016 au Journal African Earth Sciences)

JABIR, A. (1), CEREPI, A. (1), LOISY, C. (1), RUBINO, J-L (2)

1, EA 4592 Géoressources et Environnement, ENSEGID- Bordeaux-INP, 1 allée Fernand Daguin, 33607 Pessac cedex, FRANCE, email: adel.jabir@ipb.fr

2 Total CSTJF, avenue Laribau, 64018, PAU, Cedex, France, e-mail: jean-loup.rubino@total.com

Abstract

The sedimentology and tectonics and their relationship of the Paleozoic series that fill the Ghadames basin and its northern extension consisting of the Jefarah basin in Libya and Tunisia was studied. These formations belong to the Gondwana cycle and are typically interpreted as being deposited in a cratonic basin truncated by the Hercynian unconformity. This study is based on wells. The stratigraphic correlation between the wells is based on the definition of second order cycles. This allowed to produce isopach maps of facies distributions and to reconstruct the paleogeography of the different stratigraphic units. These data allow to address the nature of the deformation and also clarifies the behavior of active high regional areas during the Palaeozoic. The Paleozoic succession in the Ghadames and Jefarah basins can be divided in to five first order sequences, bounded by major tectonic unconformities with sequence duration of 40 - 70 Ma. Within these five sequences eighteen second order sequences (10 - 40 Ma) were differentiated, describing Sequence Boundaries (SB), Maximum Flooding Surfaces (MFS) and sedimentological characteristics.

Keywords: Ghadames basin, Jefarah basin, Paleozoic, sequence stratigraphy, electrofacies, electrosequence.

4.1.1. Introduction

The study focuses on the entire Paleozoic succession. A stratigraphic synthesis has been presented by Ben Rahuma on the Devonian in 2010. Furthermore based on a seismic study of the Jefarah basin, Raulin (2013) established a new structural framework of that part of the study area. The latter author also showed that there are actually two unconformities related to major erosion events, one at the base of the Carboniferous and the other at its top. Both are associated with an extensional regime.

Due to the economic importance of the Ghadames and Jefarah basins with regard to hydrocarbon occurrences, numerous deep boreholes have been drilled.

The Ghadames basin generally is considered as an intracratonic sag basin which formed during Early Paleozoic time. Many type sections and type areas of Paleozoic rock units have been described from exposures from the Al Qarqaf Arch (figure 4.1) as well as from the subsurface of the Ghadames basin.

This study addresses two different scientific questions, namely:

First, since Paleozoic rocks do not crop out in the study area except in the Al Qarqaf and Nafusah Arches, these strata were studied using wireline log data (GR and SP) originating from about 130 wells. Based on the latter, the electrofacies, electrosequence and depositional environments have been defined in order to unravel the sedimentary and tectonic evolution of the basin. Some authors published studies on the stratigraphy and sedimentology of the Paleozoic succession in North Africa obtained from wireline log data. Galeazzi et al. (2009) studied the regional geology and petroleum systems of the Illizi-Berkine area of the Algerian platform. Relatively detailed outcrop and core-based data have been published by Ben Rahuma (2010) who studied the stratigraphic architecture of the Devonian succession in Western Libya.

Secondly, the study of the relationship between paleogeography and tectonic events in the Ghadames basin is very important in order to understand the geodynamic evolution of a sedimentary basin and also to predict different reservoirs and source rock levels in the basin. Several authors have studied this area and related regions. Craig *et al.* (2008) focused their study on the structural styles and prospectivity of the Precambrian and Paleozoic hydrocarbon system of North Africa, while Eschard et al. (2011) concentrated on the regional palaeohighs and their influence on the North African Paleozoic petroleum systems.

4.1.2. Regional geological setting

The Ghadames basin is an intracratonic basin located on the North African Platform. It covers an area of approximately 350.000 km². It is located in the northwest of Libya, and extends to the south of Tunisia and eastern Algeria. The basin is bounded in the west by the Amguid-El Biod Uplift in Algeria, to the south by the Hoggar Massif in Algeria and the Qarqaf Arch in Libya, and to the north by the Dahar-Nafusah Uplift. To the east the basin wedges out beneath the western part of the Sirte basin. The Jefarah basin covers an area of 15.000 km², is bounded by the Nafusah uplift to the south and the offshore Sabrata Basin to the north, and it extends westwards into Tunisia north of the Dahar Uplift (figure 4.1).

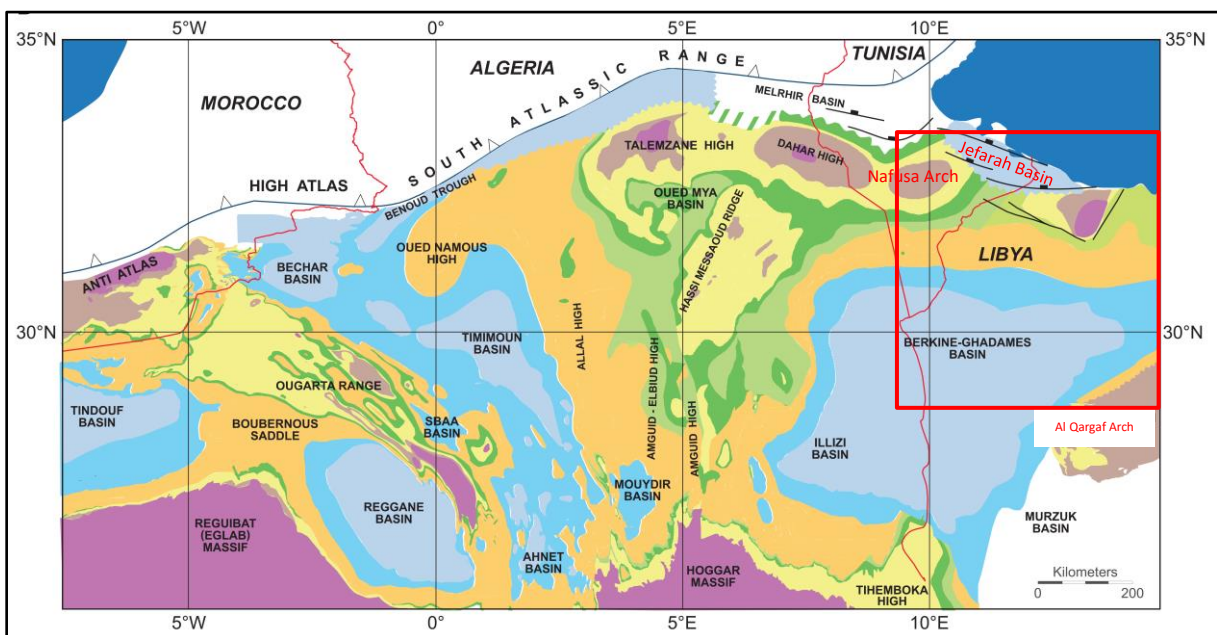


Figure 4.1: Location of the study area and tectonic elements in North Africa (Basins and Arches) modified after Galeazzi et al. (2009).

In this paragraph we first will give a general overview of the Paleozoic succession. Subsequently the different formations will be addressed in detail. The Ghadames and Jefarah basins form important petroleum systems. The early Paleozoic history of the Ghadames basin was controlled by the northwest-southeast Pan African tectonic trend. A detailed reconstruction is hampered due to the important thickness of the overlying sediments (Hallett, 2002).

The Pan African tectonic phase continued until the Ordovician. During middle Ordovician (Llandeilian) uplift and erosion occurred on the Tihemboka Arch, and during late Ordovician (Caradocian) folding, faulting uplift and erosion occurred which removed much of the early

and middle Ordovician succession on the Dahar Uplift in Tunisia, resulting in an irregular surface which became covered by an ice sheet in late Ordovician. Due to subsequent ice melting, a major post-glacial transgressive event occurred in the Early Silurian (Rhuddanian) which is represented by the Tanezuft Formation (Lower–Middle Silurian). The regression of the Silurian sea resulted in the deposition of the overlying Akakus Formation (Middle–Upper Silurian). The Caledonian unconformity separates the Silurian deposits from overlying Devonian strata. This orogeny caused uplift and erosion of the late Silurian deposits. This event is associated with uplift of the Al Qarqaf Arch and separation of the Libyan Ghadames from the Murzuq basin to the south. Lochkovian - Pragian sandstone deposits directly occur upon the Caledonian unconformity. The Devonian succession consists dominantly of clastic coastal to shallow marine and offshore deposits. Finally marine shales were deposited during this transgression, which locally are known as the Frasnian Hot Shales. They provide a widespread high-quality source rock within the study area. Shallow marine and deltaic sediments were deposited during the Late Devonian and Carboniferous times (Belhaj, 1996). The Hercynian orogeny reached its peak during the late Carboniferous, and major new tectonic structures were formed, such as the Al Qarqaf and Nafusah Uplifts in Libya, the Dahar Arch in Tunisia and the Talemzane and El Biod Arches in Algeria (figure 4.1). During this event, the entire area was uplifted and became subjected to intense erosion during the Permian. For example the Nafusah and Al Qarqaf Arches were eroded to their Cambro-Ordovician roots. Many of the wells drilled in Jefarah basin reveal a stratigraphy extending from Paleozoic to Miocene in age. North of the Jefarah basin a thick Permian sequence has been found in numerous wells in Tunisia and Libya (Hallett, 2002). The stratigraphy of the Ghadames and Jefarah basins is summarized in figure 4.2, which shows the stratigraphic nomenclature and dating of the Paleozoic series as defined in the northern Ghadames basin (Tripolitania and south Tunisia) and in the southern Ghadames basin (Al Qarqaf area geological section).

4.1.3. Detailed information on stratigraphy

In this section the different formations present in the Ghadames and Jefarah basins will be briefly addressed. The well numbers, their location, different cross sections used in this study that are referred in the text can be found in figure 4.3A.

4.1.3.1. Hasawnah Formation (Cambrian)

In the subsurface of the Ghadames basin, the Cambrian Hasawnah Formation consists of medium to coarse-grained cross-bedded sandstone, up to 1021 m thick in the ST-1 well in Tunisia and 672 m in the A1-23 well in Libya (Massa, 1988). In the Al Qarqaf arch it reaches more than 300 m (Hallett, 2002). The fauna is poor and contains Cruziana, Tigillites and Harlania. Fluvial and deltaic conditions were dominant in the lower part of Hasawnah Formation in Al Qarqaf arch, with intertidal – subtidal conditions reflected in the middle part and dominance of marine conditions in the upper part. In the Jefarah basin and north Ghadames basin (Tripolitania) this formation is called Sidi Toui.

4.1.3.2. Ash Shabiyat Formation (Ordovician: Tremadocian)

The Ash Shabiyat Formation has a thickness of up to 65 m in the Al Qarqaf area, while in the subsurface of Ghadames basin it is about 100 m thick (Massa, 1988). This formation is equivalent to the Sanrhar Formation in the Jefarah basin. It represents a marine transgression with silty sandstone containing abundant Tigillites, Cruziana and Harlania.

4.1.3.3. Hawaz Formation (Ordovician: Llanvirnian-Llandeilian)

The Hawaz Formation reaches a thickness of 120 m in the Al Qarqaf Arch area and about 130 m in the subsurface (Massa, 1988). This formation consists of alternating siltstone and cross-bedded sandstone with abundant Tigillites.

The Hawaz Formation corresponds to an alternation of tidal deposits and continental shelf strata containing storm layers. In Tripolitania and the Jefarah basin (Deunff and Massa, 1975) this unit is composed of fine grained sandstone containing ferruginous oolites and is named Kasbah Leguine Formation (Hallett, 2002).

4.1.3.4. Melàz Shuqràn Formation (Ordovician: Caradocian)

The Melàz Shuqràn Formation represents a significant flooding event, which is dominated by marine shales. It consists of 60 m of silts and clays, locally with, micro-conglomeratic layers and comprising different levels of polygenic faceted and striated blocks and pebbles. The latter are indicators of glaciomarine sedimentation (Collomb, 1962).

In the north of the Ghadames (Tripolitania) and Jefarah basin this formation is called Bir Ben Tartar. Here it is up to 100 m thick and comprises fine grained sandstone and claystone, with abundant trilobites, graptolites and acritarchs (Hallett, 2002).

NOMENCLATURE OF FORMATIONS		STRATIGRAPHIC ATTRIBUTIONS	
		AL QARQAF AREA S N	TRIPOLITANIA
PERMIAN	SAKMARIAN - UFLMIAN	AL WATYAH	
CARBONIFEROUS	STEPHANO - PERMIAN	TIGUENTOURINE FACIES	
	MOSCOVIAN	UPPER	DEMBABA
	BASHKIRIAN	LOWER	
	SERPUKHOVIAN	ASADJEFAR	ASADJEFAR
	WISEAN	M'RAR	M'RAR
	UPPER TOURNAISIAN		
DEVONIAN	STRUNIAN	TAHARA	TAHARA
	FAMENNIAN	AWAYNAT WANIN IV	AOUINAT OUEININE IV
	FRASNIAN	AWAYNAT WANIN III	AOUINAT OUEININE III
	GIVETIAN	AWAYNAT WANIN II	AOUINAT OUEININE II
	EIFELIAN	AWAYNAT WANIN I	AOUINAT OUEININE I
	EMSIAN	OUAN KAZA	OUAN KAZA
	PRAGIAN	TADRART	TADRART
	LOCHKOVIAN		
SILURIAN	PRIDOLI		ALTERNATION ARGILO-GRESEUSES
	LUDLOW		ARGILES PRINCIPALES
	WENLOCK		
	M - UPPER LLANDOVERY		AKAKUS
	LOWER LLANDOVERY		TANEZUFT
			IYADHAR
ORDOVICIAN	ASHGILL	MAMOUNIYAT	JEFARAH
	CARADOC	MELAZ SHUQRAN	
	LLANDEILO	HAWAZ	BIR BEN TARTAR
	LLANVIRN		KASBAH-LEGUINE
	ARENIG		
	TREMADOC	ASH SHABIYAT	SANRHAR
CAMBRIAN	UPPER ?	CAMBRIAN	HASAWNAH
	MIDDLE		
	LOWER		
INFRACAMBRIAN			
PRECAMBRIAN			SOCLE

Figure 4.2: Stratigraphic nomenclature and dating of the Paleozoic series as defined in the northern Ghadames basin (Tripolitania and south Tunisia) and in the southern Ghadames basin (Al Qarqaf area geological section) after Massa (1988).

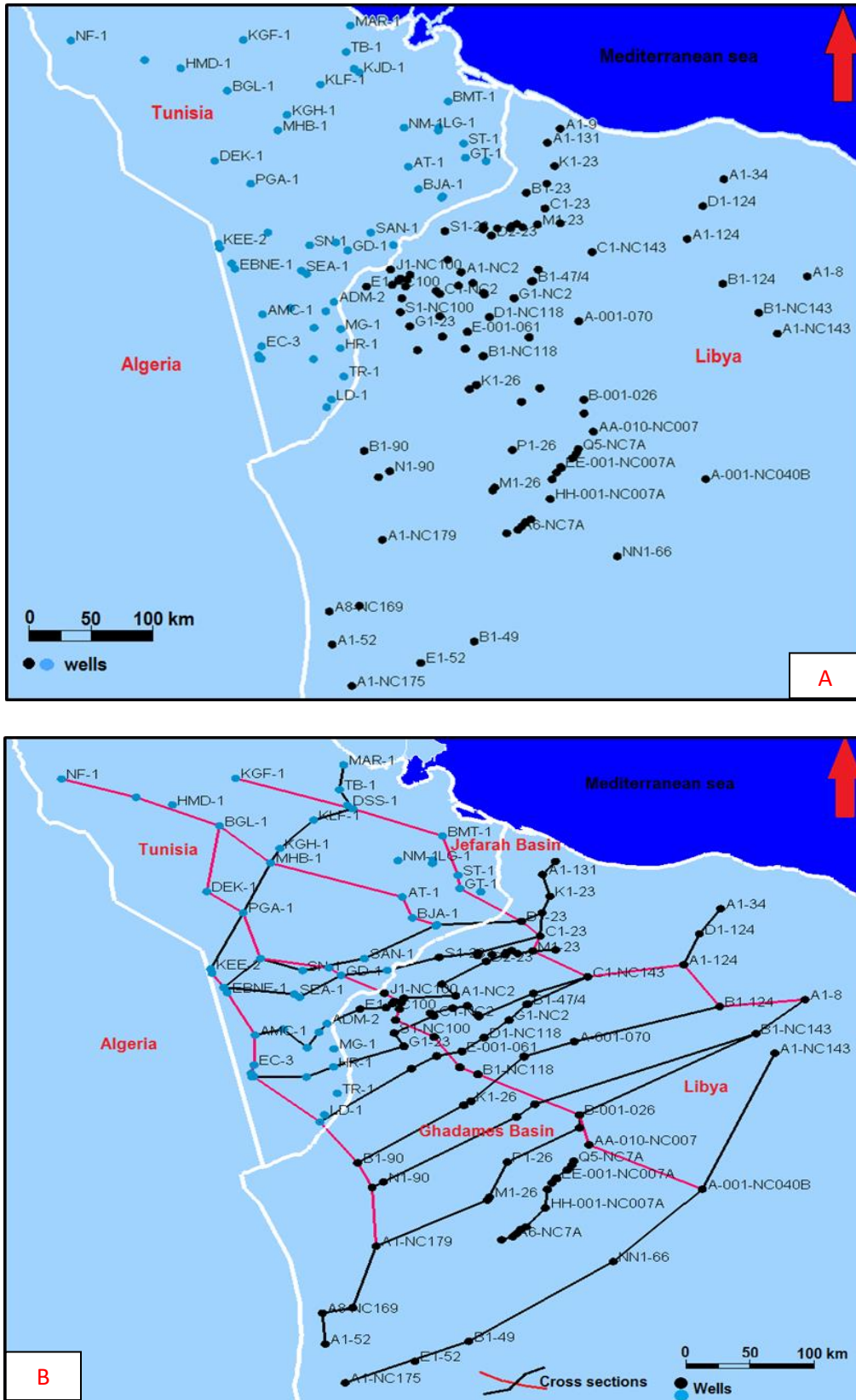


Figure 4.3: Data distribution in the study area. A: Location map of the wells in the Ghadames and Jefarah basin. B: Location map of the fifteen stratigraphic subsurface cross sections through the Ghadames and Jefarah basins.

4.1.3.5. Mamouniyat Formation (Ordovician: Ashgillian)

The Mamouniyat Formation consists mainly of fine grained sandstone and coarse grained conglomeratic sandstone. It is up to 140 m in thickness and contains rare Tigillites, brachiopods and pelecypods.

This formation, in the Jefarah and northern Ghadames basin is called Jefarah Formation, where it also contains brachiopods, ostracods and acritarchs of Caradocian age. The Jefarah Formation contains a carbonate sequence, which attain a thickness of 140 m, containing conodonts of Ashgillian age (Hallett, 2002).

4.1.3.6. Bir Tlacin Formation (Silurian: Rhuddanian)

The Bir Tlacin Formation reflects offshore shelf conditions. It reaches 100 m in thickness (Hallett, 2002) and consists of black mudstones with coarse sand grains. Its age is not clear, but is generally considered as Rhuddanian and thus corresponds to the basal unit of the Silurian.

4.1.3.7. Tanezuft Formation (Silurian: Llandoveryian)

The Tanezuft Formation is a product of a worldwide transgressive event (Lüning, 2000). This formation is extremely rich in organic matter and is therefore an ideal source rock. It is characterised by dark grey to black graptolitic shales, with thickness of about 450 m including radioactive shales (Hallett, 2002).

4.1.3.8 Akakus Formation (Silurian: Llandoveryian – Ludlovian)

The Akakus Formation consists of sandstone with alternations of shale and siltstone. In the Ghadames basin, the thickness reaches about 400 m (Hallett, 2002). From south to north a facies change occurs as the sandy fluvial Akakus Formation of the Murzuq basin is replaced by a sandy shale marine unit in the northern Ghadames basin (Castro et al., 1991). Based on existing graptolites, this formation is dated as middle Llandoveryian – Ludlovian (Bellini and Massa, 1980).

4.1.3.9 Tadrart Formation (Devonian : Lochkovian – Pragian)

The Tadrart Formation comprises fluvial sandstones, with a thickness of 130 m (Hallett, 2002). Palynological analysis proved that this formation is Lochkovian to lower Emsian in age. This formation is considered as a major reservoir in the region.

4.1.3.10 Ouan Kaza Formation (Devonian: Emsian)

The Ouan Kaza Formation is 365 m thick in well E1-8 in eastern Ghadames basin (Belhaj, 1996), where it consists of fine to medium grained sandstone, siltstone and dolomites. Palynological analysis assigns this formation to the Emsian (Massa and Moreau-Benoit, 1976). A shallow marine environment dominated during deposition of the Ouan Kaza Formation.

4.1.3.11 Awaynat Wanin Formation (Devonian: Eifelian – Famennian)

The Awaynat Wanin Formation is divided into four cycles (I to IV) of alternating shale, siltstone and sandstone.

The total thickness of this formation reaches to 683 m (El Rweimi, 1991). Its age ranges from Eifelian to Famennian (Belhaj, 1996). In the upper - most part of Awaynat Wanin III (Frasnian), an organic layer occurs which is considered as a significant source rock in the Ghadames basin.

4.1.3.12 Tahara Formation (Devonian: Strunian)

The Tahara Formation consists of sandstone and shale. It represents deltaic deposits with continental influences. The formation has a thickness of 83 m in the Ghadames basin (El Rweimi, 1991). Palynological analysis suggested that the Tahara Formation corresponds to the uppermost Famennian (Strunian).

4.1.3.13 M'rar Formation (Carboniferous: Tournaisian - Visean)

The M'rar Formation comprises a sequence of alternating silty shales, sandstone with interbedded siltstone and minor limestones. The thickness of this formation in the Ghadames basin reaches 1060 m. Its fauna indicates a Tournaisian – Visean age (Belhaj, 2000).

4.1.3.14 Asadjefar Formation (Carboniferous: Serpukhovian)

The lower part of the Asadjefar Formation consists of thick sandstone, while its upper part consists of shale and limestone (Bellini and Massa, 1980). The subsurface thickness in the Ghadames basin reaches 135 m. The depositional environment of these strata is deltaic and shallow marine. Based on palynological markers, the Asadjefar Formation is dated Serpukhovian in the Ghadames Basin (Belhaj, 2000).

4.1.3.15 Dembaba Formation (Carboniferous: Bashkirian-Moscovian)

The Dembaba Formation is a marine unit composed of carbonates, with intercalated thin, fine sandstone. In the center of the Ghadames basin its thickness reaches 129 m (Hallett 2002). This formation contains brachiopods and fusulinid foraminifera which indicates a Bashkirian to early Moscovian age.

4.1.3.16 Tiguentourine Formation (Carboniferous: Stephanian)

The Tiguentourine Formation consists of dolomitic shale, shaly dolomite and anhydrite, which reaches a thickness of 100 m in well A1-49 southern Ghadames basin (Hallett, 2002). Bellini and Massa (1980) suggested that this formation is Stephanian in age. It represents the regressive event in relation to the Hercynian orogeny.

4.1.3.17 Al Watyah Formation (Permian: Guadalupian- Lopingian)

In the Jefarah basin north of the Nafusa uplift and southern Tunisia, a number of wells penetrated sediments of Permian age. Bellini and Massa (1980) did not provide any evidence of the existence of Permian rocks in the Ghadames basin. Otherwise it is likely that the only Permian rocks in north - west Libya (south of the Nafusah Uplift) are those forming the uppermost unit of the Tiguentourine Formation. The Permian deposits existing in the subsurface reach thickness to 3918.60 m in well TB-1 in the northern Jefarah basin. There are no Permian outcrops in Libya, only in Tunisia at Jabal Tebaga a 1700 m thick succession of carbonates, sandstones and shales is exposed (Hallett, 2002).

4.1.1. Tectonics

The structural history of study area during the Paleozoic is characterised by several major tectonic phases, namely:

4.1.1.1 Pan African Orogeny

The first of these phases corresponds to the Pan African orogeny (900-600 Ma age), which resulted from collision between the West African Craton, the East Saharan Craton and several island arcs (Caby et al., 1981; Vail, 1991; Boullier, 1991; Black et al., 1994; Greiling et al., 1994; Jacobs and Thomas, 2004). Widespread metamorphism has been associated with the Pan African, in which some cratonic margins were remobilised. These belts have been metamorphosed to greenschist facies, which are found in the Al Qarqaf Arch and Al Haruj Al

Aswad area with an age of about 520 Ma (Hallett, 2002). The basement rocks were significantly folded and faulted and the tectonic lineation was northwest - southeast oriented.

4.1.4.2. Infracambrian extension

During the infracambrian an extensional movement occurred. The structures of this period are the result of some shearing along the Trans –African lineament (Schandelmeier et al., 1987), and/or creation of half-graben correlated with the extensional collapse of the Pan African orogeny (Greiling et al., 1994). Infracambrian deposits in the Murzuq basin have been named as Intermediate series, that occurs between the slightly metamorphized schists of the Pharusian and the overlying Hasawnah Formation, which contains conglomeratic and shaly sandstone and siltstone (Jacqué, 1962; Bellini and Massa, 1980; Hallett, 2002; Burollet and Byramjee, 1969). In the northern Ghadames basin it is probably locally present (Bellini and Massa, 1980).

4.1.4.3. Cambro-Ordovician event

The Cambro-Ordovician deposits in North Africa were dominated by continental and shallow marine siliciclastics, with the main sediment source corresponding to the large Gondwana hinterland to the south (Craig et al., 2008). A large platform was initiated in the Early Cambrian, that unconformably overly Proterozoic sediments or metamorphic rocks. During the late Cambrian, a brief drop in sea level was recorded along the North Africa margin that corresponds to regional uplift caused by gentle tectonic deformation (Fabre, 1988). Minor unconformities along the North Africa platform are caused by the tectonic event that occurred at the Cambrian – Ordovician transition (Boot et al., 1998).

Marine transgressions dominated along North Africa during the early Ordovician (Tremadocian). During this period, the erosion of Cambrian strata in Paleozoic uplifts in North Africa such as the Ahara and Tihemboka Arch reflects an instability situation. The tectonic activity reached its peak in the late Llanvirnian and affected the Illizi basin, southern Ghadames basin and Al Qarqaf Arch. Erosional troughs that resulted from faulting and localized erosion were filled by glacial deposits during the late Ordovician (Echikh, 1998). The Taconian unconformity is a widespread event developed in the late Ordovician (Ashgillian) and is interpreted as a combination of traditional tectonic movements and glaciotectonics. This unconformity locally reflected some deep erosion which reached previous underlying deposits. A strong global glaciation is reflected in late Ashgillian

deposits, and resulted of the position of northwestern Africa at a paleo South Pole position. This glaciation event led to a global sea level low stand. Glacio-marine micro-conglomeratic shales (i. e. sandy clays) fills up the palaeotopography above the Taconian unconformity surface, in the northern part of the Murzuq, the Illizi and the Ghadames basins (Echikh, 1998).

Melting of the ice cap caused a sea level rise in the Early Silurian which led to a major transgression that flooded the North African shelf. Organic – rich graptolite shales formed during this period.

4.1.4.4. Silurian subsidence

The Silurian is characterized by continued subsidence of North Gondwana (Craig et al., 2008), especially in the Tinduf basin (Destombes et al., 1985), the Ghadames basin, the southwestern Murzuq basin and the northeastern part of Libya (Wennekers et al., 1996). Sandstone deposition dominated during the Late Silurian, whereby tectonic instability and a drop in global sea level explain the interruption of sedimentation (Guiraud et al., 2005).

4.1.4.5. Late Silurian and Devonian events

Several erosional unconformities mark the latest Silurian and Devonian series in North Africa. The most important are the Caledonian and the intra-Eifelian events. During the late Silurian, compression in western Libya and eastern Algeria is reflected by major uplift of the Tihemboka and Al Qarqaf Arches. This resulted in the separation of the Ghadames basin from the Murzuq basin and caused widespread erosion (Dardour et al., 2004). Coastal sand bar, tidal and fluvial deposits are deposited in the Ghadames and Illizi basins during the latest Silurian and Early Devonian as a result of major eustatic sea level fall (Craig et al., 2008).

The first phase of the Hercynian Orogeny that relates to the collision between Gondwana and Laurasia occurred in the mid-Devonian. This deformation along the North Africa continent occurred at the same period when major uplift of the Ghadames and Illizi basins took place. It also affected the Tihemboka, Ahara, Al Qarqaf and Brak- Bin Ghanimah Arches during Mid Eifelian, i.e. late Givetian (Boudjema and Tremolliers, 1987).

The major tectonic phase in late Devonian is pre-Frasnian in age (Echikh and Sola, 2000). Major eustatic sea-level rise in the late Devonian, are marked by the deposition of shales, limestones and marls in North Africa. During Late Frasnian and early Famennian an organic-rich shale and limestone was deposited within the Algerian and Libyan basins.

During the Strunian (latest Devonian) a sea-level fall caused deposition of fluvial and deltaic sediments.

4.1.4.6. Carboniferous events (Pre-Hercynian)

A tectonic event was registered at the transition of the Devonian – Carboniferous along North Africa. The latter is marked by the frequent breaks in the cycles as well as the development of angular unconformities (Guiraud and Bosworth, 1999). Deformations associated with this event correspond to movement of major N-S trending strike-slip faults which are associated with local folding and uplifts. This tectonic event corresponds to the first stage of the Hercynian Orogeny (Acadian Unconformity) (Guiraud et al., 2005). In the Murzuq and Al Kufrah basins (southern Libya) Intra-Carboniferous deformation has been identified, while time-equivalent deformation features are missing westward (Algerian basins). Echikh (1998) indicated that Early Tournaisian deposits are absent within most of the Ghadames and Illizi basins.

Early Carboniferous shallow marine to deltaic deposits occurred over most parts of North Africa and reflect a rising sea-level, while the Late Carboniferous is dominated by marine siliciclastics.

4.1.4.7. Late Carboniferous – Early Permian (Hercynian Orogeny)

In the Latest Carboniferous, due to uplift of the Hercynian folding and thrusting, continental depositional settings dominated over most North-west Africa (except North-west Libya and Tunisia). Before this major phase of uplift and deformations, Carboniferous and Permian sediments were deposited and became exposed to extensive erosion during the Early and Mid-Triassic. The Arches in central and northern Africa were activated during the Early Carboniferous and Permian. This resulted in the removal of most of the Paleozoic sequence in the Sirte basin (Jassim et al., 2002).

4.1.5. Methodology and database

The data for this study relies on electric logs from about 130 wells corresponding to gamma ray (GR) and spontaneous potential (SP). These logs were used for facies correlation, determining the position of marker beds allowing to infer the thickness of facies units and defining electrofacies and electrosequences as well as depositional environments.

Fifteen stratigraphic cross-sections which cover the whole study area (Ghadames and Jefarah basins) figure 4.3 were reconstructed by the use of PETREL 2014 version (Schlumberger software).

Many published stratigraphical, sedimentological and tectonic studies have been used in this synthesis, also including unpublished petroleum reports providing valuable geological and biostratigraphical data.

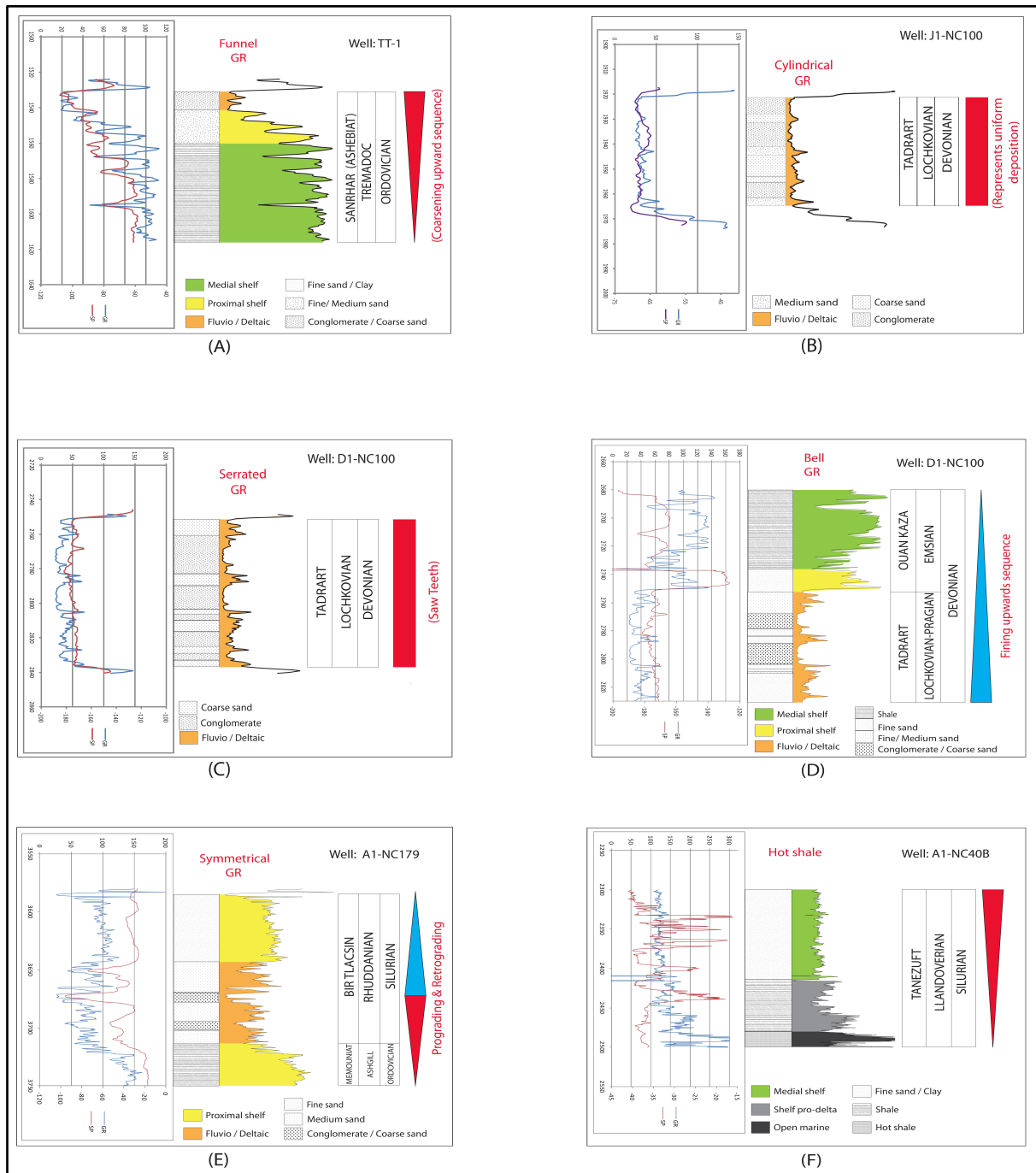
In this study GR and SP log shapes were used to define the so-called log facies and to deduce the depositional environment. Analysis of the GR logs allowed defining three major patterns namely:

- **funnel pattern:** reflecting a coarsening upward trend. This is typical of beach sands, barrier and stream bar deposits and marine - delta fringe sediments deposited within a shoreface and/or deltaic setting (figure 4.4 A).

- **cylindrical pattern:** indicating uniform deposition which is commonly developed in tidal sands, fluvial and turbidites channels and proximal deep sea fan environments (figure 4.4 B and C).

- **bell pattern:** reflecting a fining upward trend, marked by a gradual upward increase in the GR value due to a gradual increase in clay content (figure 4.4 D). This patterns is typical for depositional environments such as fluvial point bar, tidal point bar, deep sea channel, and transgressive shelf sands (Rider, 2002).

Sequence stratigraphy aims to divide the vertical and lateral variations in sedimentary successions into cycles which are thought to be controlled by relative sea level changes. Trends seen in the wireline logs are therefore important because they indicate patterns of progradation, retrogradation and/or aggradation which in turn can be related to changes in sea level (Emery and Myers, 1996). Figure 4.4 E, F, Figure 4.5 G, H, and I shows characteristic patterns of gamma ray recordings and related interpretations of depositional environments. For example, in Figure 4.4 E a symmetrical response of the GR and SP is displayed, which represents a prograding and retrograding succession, while Figure 4.4 F shows the GR response in the hot shales zone, registering high values. Figure 4.5 G shows the response of the GR in glacial sediments containing different grain sizes, and in Figure 4.5 H the GR response in carbonates is shown with typical low values. Figure 4.5 I shows the GR response in igneous rock (dolerite).



- *Figure 4.4: Characteristic pattern of gamma ray recordings. (A) Part of well log (TT-1) which illustrates a funnel patterns. (B) Part of well log (J1-NC100) which illustrates a cylindrical pattern. (C) Part of well log (D1-NC100) which illustrates a serrated pattern. (D) Part of well log (D1-NC100) which illustrates a bell pattern. (E) Part of well log (A1-NC179) which illustrates a symmetrical pattern. (F) Part of well log (A1-NC40B) which illustrates a GR response of “hot shale”.*

4.1.6. Results and discussions

A number of first and second order stratigraphic sequences of the North Africa Paleozoic have been compiled by several authors. Bracaccia et al., (1991) studied the Ordovician, Silurian and Devonian sediments in the Ghadames basin, while Belhaj (1996) studied the Ordovician to Carboniferous in the Ghadames basin. Crossley and McDougal (1998) defined the first order Gondwana Supercycle and described surfaces bounding the second order cycles.

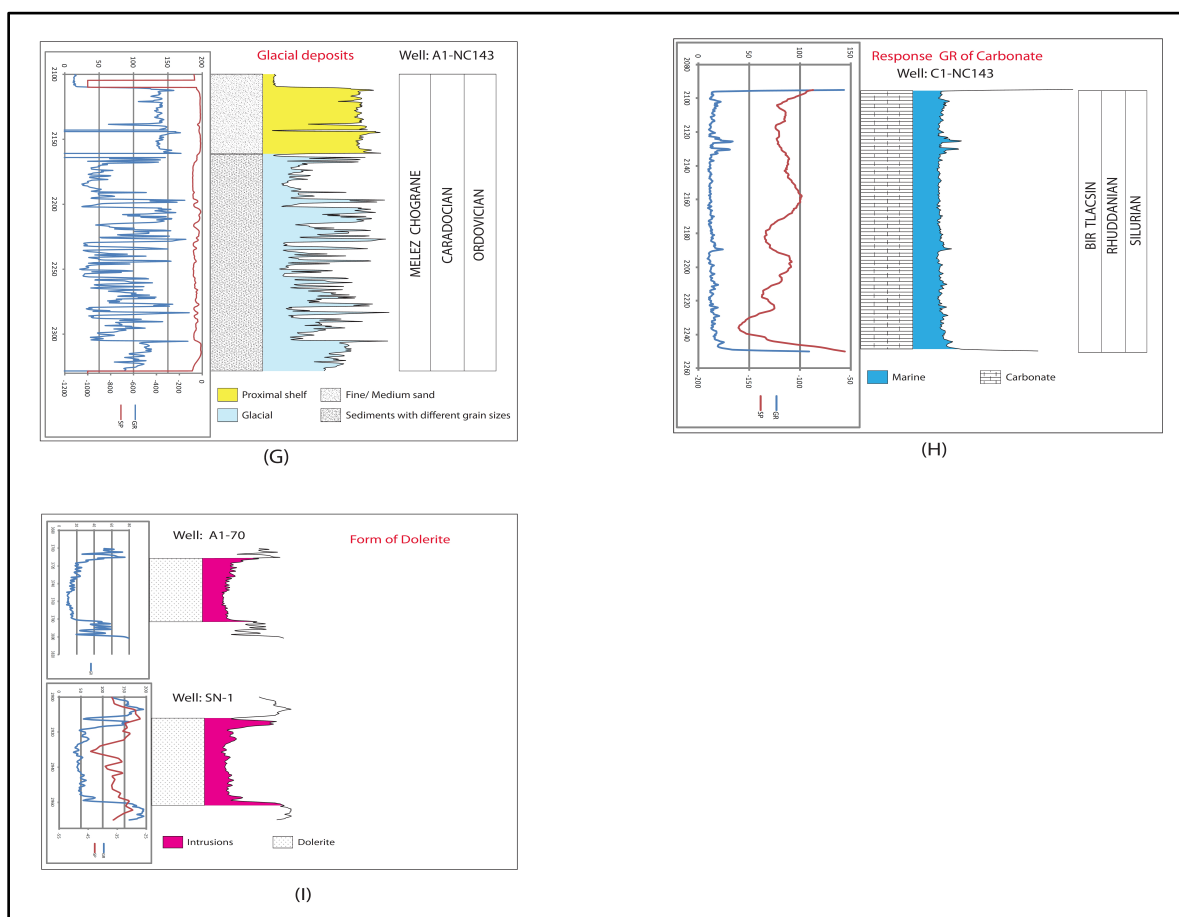


Figure 4.5: Characteristic pattern of gamma ray recordings. (G) Part of well log (A1-NC143) which illustrates a GR response of glacial deposits. (H) Part of well log (C1-NC143) which illustrates a GR response of carbonates. (I) Part of well log (A1-70 and SN-1) which illustrates a GR response of dolerite.

Fekirine and Abdallah (1998) described second order sequences in the Algerian Saharan Platform, including six sequences, namely: Cambrian to Early Ordovician, late Early to early Late Ordovician, Ashgill to Early Llandovery, Silurian, Early Devonian to Namurian (Serpukhovian) and Late Carboniferous. Sharland et al., (2001) studied the Paleozoic of the Arabian Plate and defined six sequences. Carr (2002) divided the Paleozoic of North Africa into

five second order sequences, namely: Cambrian to Late Ordovician, Late Ordovician to Silurian, Devonian, Carboniferous and Permian. Dardour et al. (2004) divided the Silurian into three second order sequences while they divided the Devonian into five second order sequences. Letouzey et al. (2005) divided the Paleozoic of the Ghadames basin in five mega-sequences, i.e.: the Cambrian, the Ordovician, the Silurian to Lower-Middle Devonian, the Upper Devonian to Carboniferous and the Upper Carboniferous to Permian. They also divided the Paleozoic of the Ghadames basin into twenty two second order sequences. Recently, sequence stratigraphic framework in the Illizi-Berkine area (figure 4.1) was presented by Galeazzi et al. (2009). Based on the duration of the first order sequence (10-50 Ma) or/and major tectonic phases, the Paleozoic succession was divided into eight megasequences (second order), namely: Mid to Late Cambrian, Early Ordovician to Early Arenigian, Arenigian to Early Ashgillian, Late Ordovician to Late Silurian, Early Devonian (Lochkovian) to Middle Devonian (Givetian), Frasnian to Famennian, Early Carboniferous (Tournaisian) to early Late Carboniferous (Namurian) and Mid Namurian to Early Permian.

In this study, the Paleozoic in the Ghadames and Jefarah basins was divided into five first order sequences, bounded by major unconformities with a sequence duration of about 40 -70 Ma. We differentiated: Cambrian to (Ashgillian unconformity) Late Ordovician, Ashgillian unconformity to Late Silurian (Caledonian unconformity), Early Devonian to (Acadian unconformity) Upper Devonian, Early Carboniferous to (first phase of Hercynian unconformity), and Permian to second phase of Hercynian unconformity. The results of this study is compatible with the results of Carr (2002) regarding to the first order sequence.

Within these five first order sequences eighteen second order sequences (with a duration of about 10 - 40 Ma) have been defined as illustrated in the synthetic logs shown in figures 4.6 and 4.7. Further details of the Paleozoic sequence stratigraphical succession will be discussed below, describing Sequence Boundaries (SB), Maximum Flooding Surface (MFS) and sedimentological characteristics.

4.1.6.1. First order Early Cambrian - Late Ordovician (Ashgillian unconformity) sequence

North Africa has been assembled during the Precambrian Pan-African orogeny, which generated intense deformations and prominent structural features striking N-S or NNW-SSE. This first order sequence is bounded below by the Pan-African unconformity (Precambrian metamorphic rocks) and bounded at its top by the Ashgillian unconformity which locally merged with the

Ashgillian glacial erosion surface. Within this first order sequence, four second order sequences can be identified, the first two of them marking the Cambrian (figure 4.6).

- The first second order sequence extends up to the Middle Cambrian and it is marked at the top by the Mid-Cambrian SB. This sequence is characterised by fluvial and deltaic coarse sand and sandy conglomerates.
- The second order sequence starts from the Mid-Cambrian SB till the Cambrian-Ordovician SB, which represents a LST, with shallow marine sandstone.
- The third second order sequence starts with shallow marine to offshore marine sediments represented by the Tremadocian Ash Shabiyat Formation and its equivalent the Sanhar Formation in the Jefarah basin. This sequence terminates at the Arenigian (Taconian) unconformity.
- The fourth second order sequence represents first a regressive succession with fluvial sandstones of the Hawaz Formation. This is followed by a maximum transgression of this sequence in the Caradocian corresponding to the Melàz Shuqràn Formation which is dominated by marine shales with interbedded sandstones. This sequence ends at the Ashgillian unconformity (figure 4.8).

The cross section noted that the maximum subsidence in the Cambrian at the well SN-1 in the Jefarah basin and minimum subsidence at the well A1-8 west Ghadames basin. During the Ordovician filling the basin began in the Cambrian is effective and thickness of sediments is more homogeneous in the Ghadames and Jefarah basins.

The available well data indicate that eighteen wells reached to the Cambrian, seven of them even were drilled into the basement (i.e. A1-8, A1-9, A1-23, A1-70, PGA-1, SN-1, and ST-1) (Figure 4.3A).

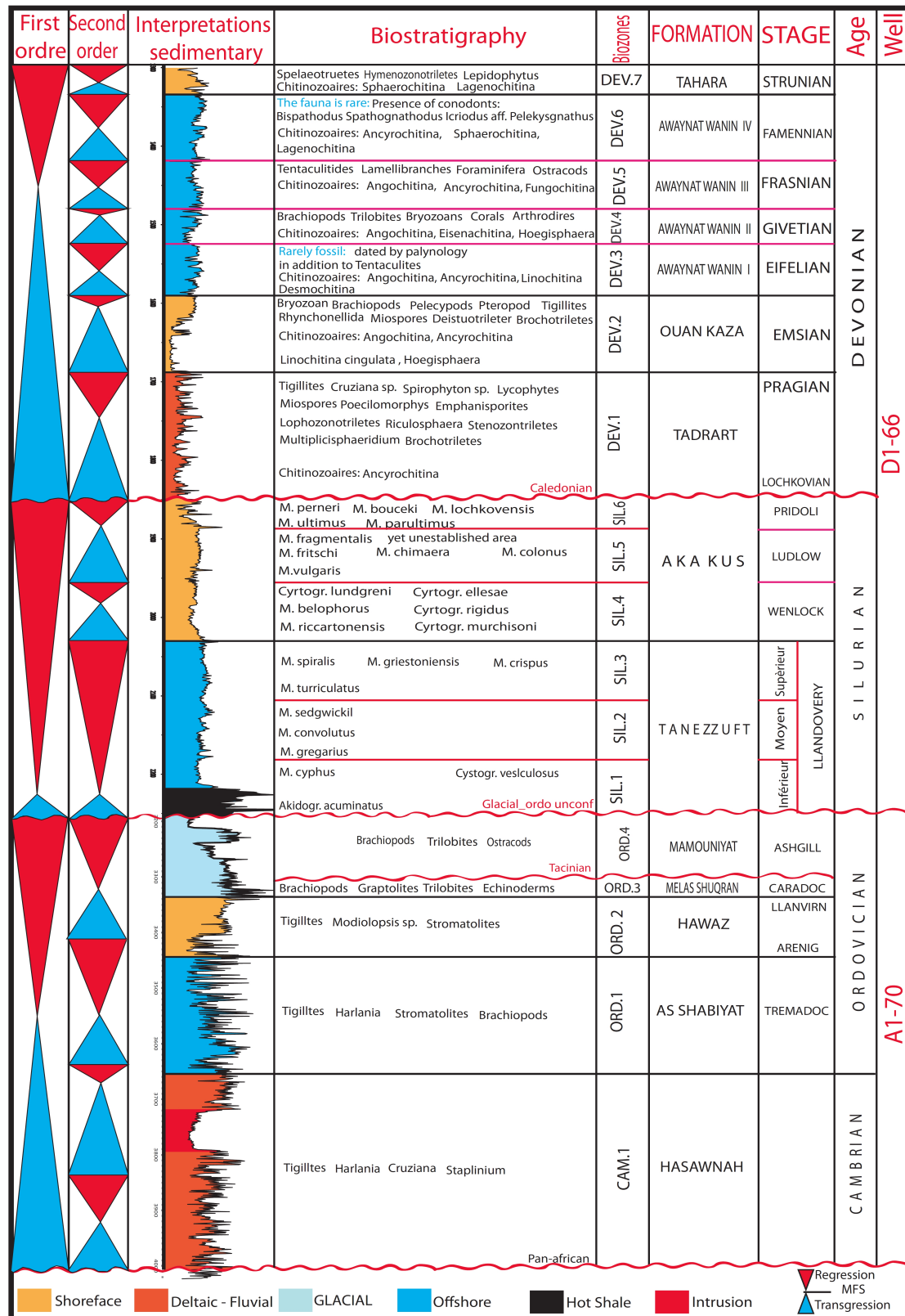


Figure 4.6: Synthetic log, Cambrian (A1-70 well), Ordovician and Devonian (D1-66 well), including the sequence (first and second order) and biozone stratigraphy.

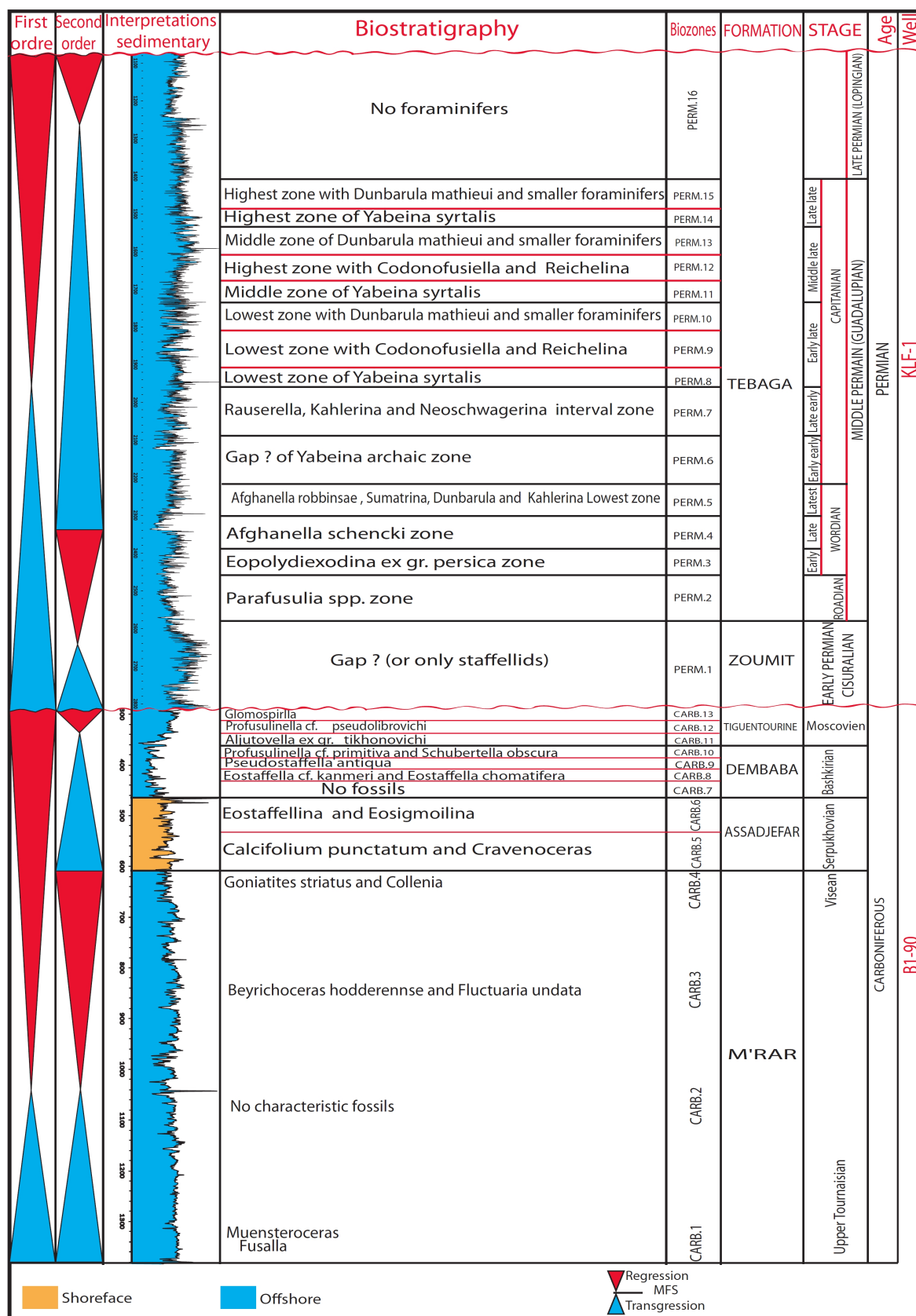


Figure 4.7: Synthetic log, Carboniferous (B1-90 well), Permian (KLF-1 well), including the sequence (first and second order) and biozone stratigraphy.

4.1.6.2. First order Late Ordovician – Late Silurian (Caledonian) sequence

This sequence reflects a major transgressive – regressive evolution. The basal sequence boundary is characterized by a glacial surface. Indeed during the latest Ordovician the Ashgillian sandstones, siltstones and shales were influenced by a major short-lived glaciation when central Africa was positioned near the South Pole. These glacial and glacio-marine deposits are covered by Early Silurian (Llandoveryian) marine shales which are followed by a prograding fluvio-deltaic succession of Mid-Late Silurian age.

Within this first order sequence, three second order sequences can be identified. The first second order sequence (Llandoveryian) reflects a highstand system tract, with the peak transgression (MFS) associated with a global sea level rise in the Rhuddanian - Aeronian corresponding to the deposition of Silurian hot shales (Legrand, 1985). The latter are filling up the glacial erosion surface. This sequence is dominated by offshore mudstones deposits (Graptolitic Shales).

The second and third second order sequences (Wenlockian – Pridolian) indicate a regional northward progradation of the deposits as can be deduced from the cross sections (figure 4.9). It reflects a coarsening upward trend starting from deep marine shales to deltaic sandstones. The maximum thickness of the deltaic sandstones in the south-east of the Ghadames basin and it decreases towards the north-west while increasing the thickness of deep marine shales. So, the sediments were sourced from the Al Qarqaf Arch. We can also deduce the continuity of the hot shales of Tanezuft in the Ghadames and Jefarah basins. The difference of the uplift rates between the Nafusah-Dahar and Al Qarqaf Archs makes the great effect of the Caledonian event in Jefarah basin, which caused in erosion of the most of the Silurian.

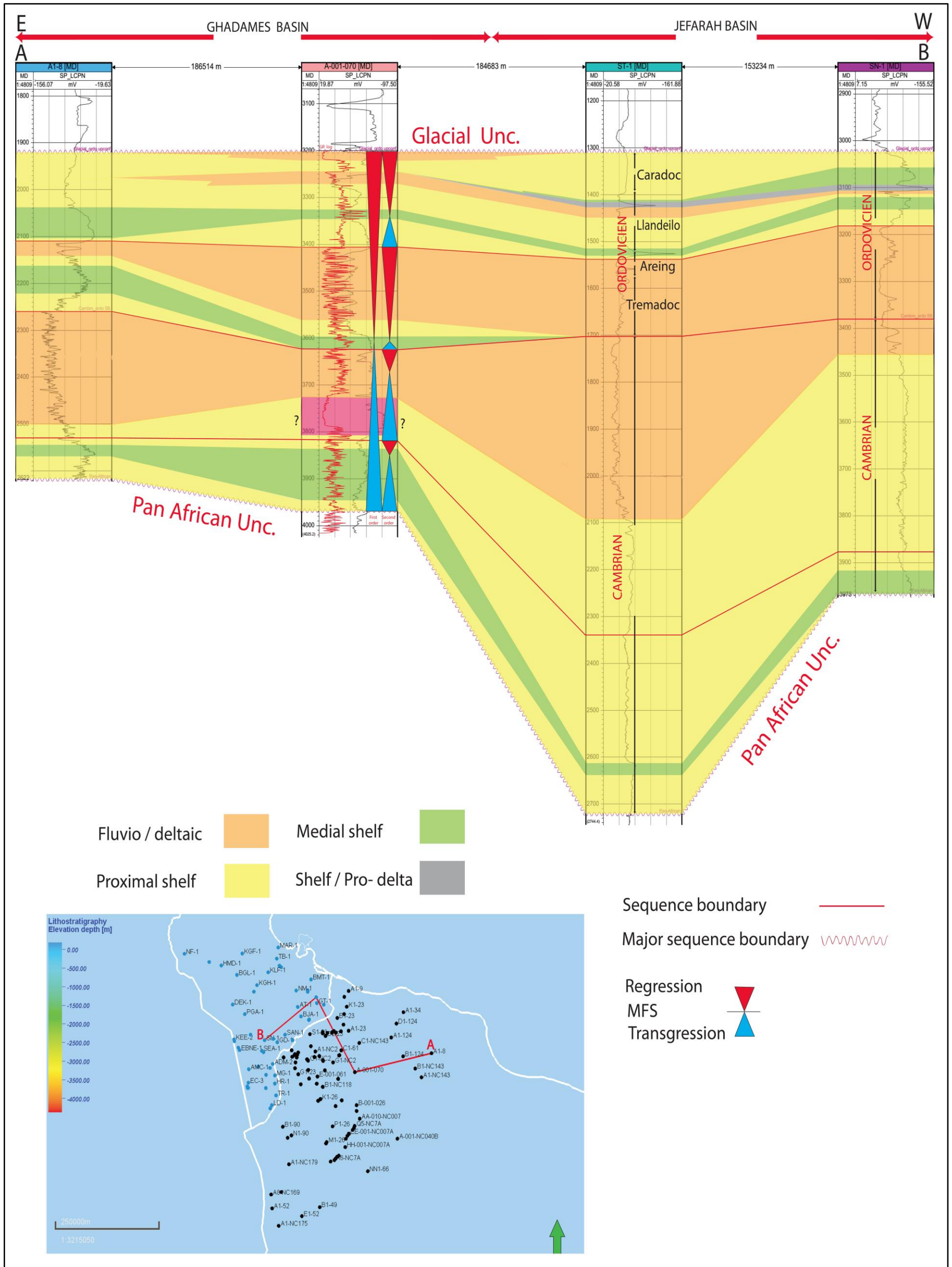


Figure 4.8: Cross section (Cambrian - Ordovician) illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy

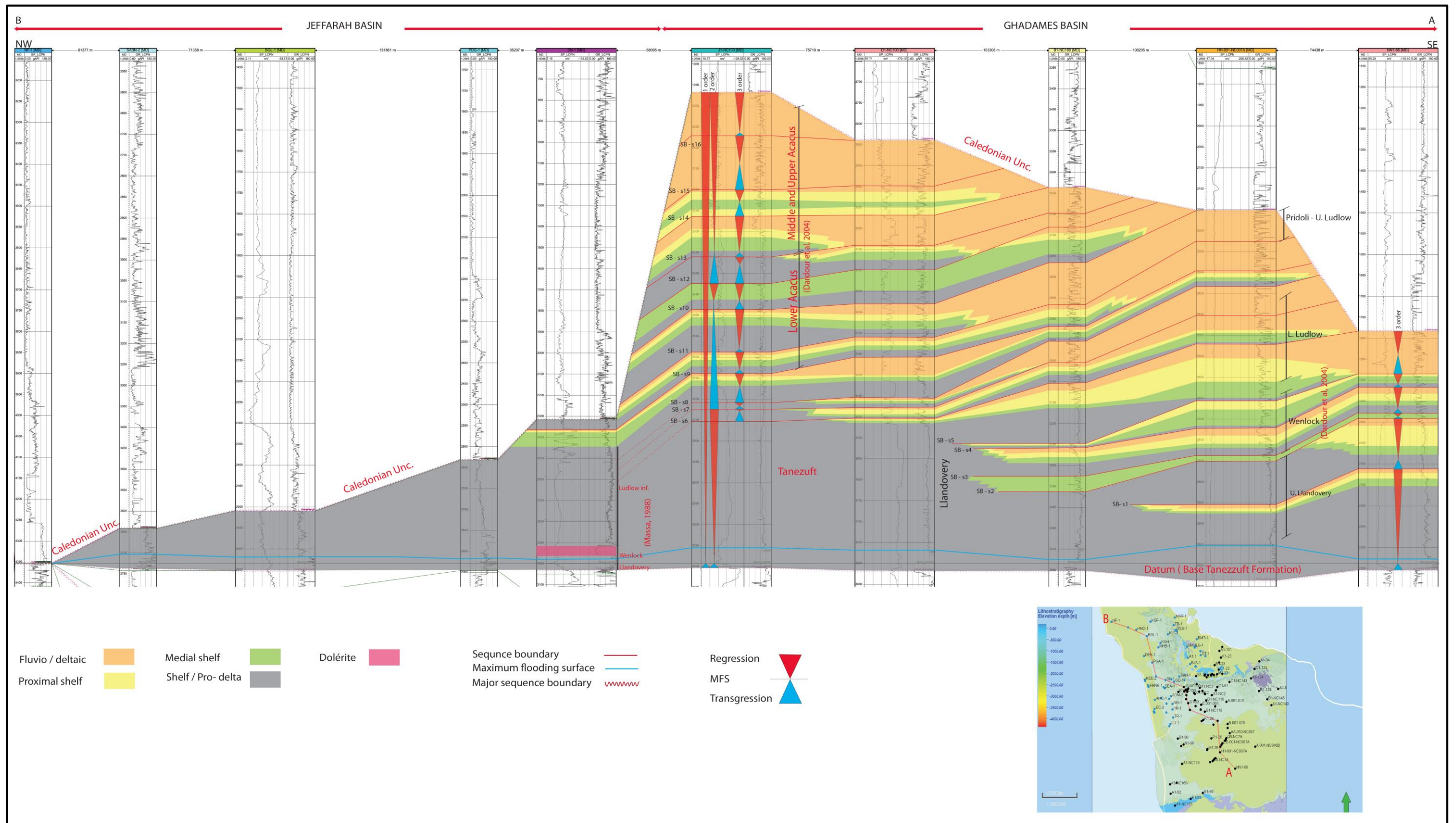


Figure 4.9: SE-NW cross section of the Silurian illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy.

The Upper Silurian succession ends with the Caledonian unconformity, which corresponds with the most important tectonic activity near the Silurian – Devonian boundary. The largest thickness of Silurian sediments is found in the center and eastern part of the Ghadames basin, and thickness decrease towards the north as shown in the isopach map figure 4.10.

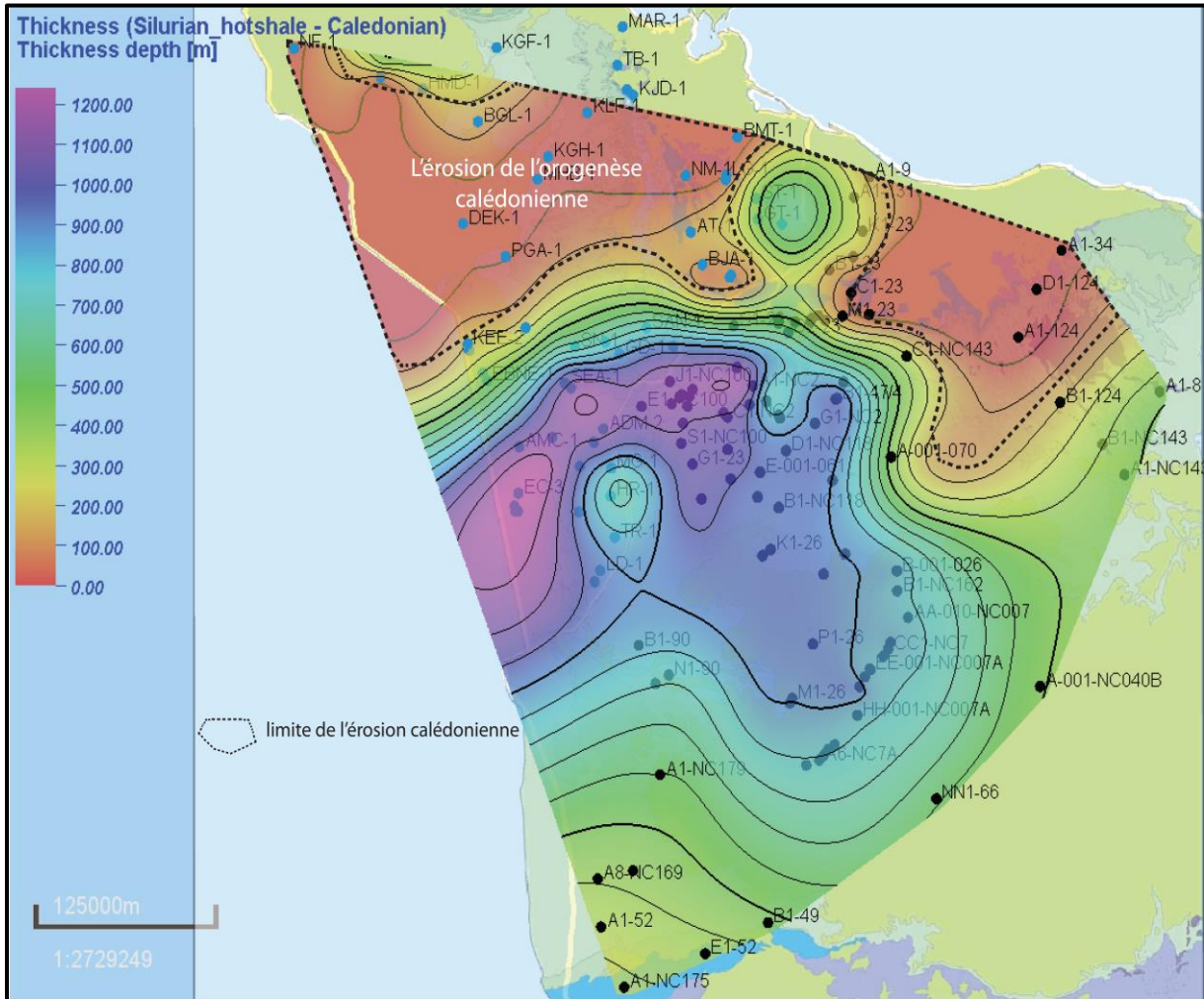


Figure 4.10: Isopach map of the Silurian hot shale to Caledonian, showing the thickness of the deposits in the study area.

4.1.6.3. First order Devonian sequence

This sequence is bounded below by the Caledonian unconformity and at its top by the Acadian unconformity (Late Devonian), with a MFS which occurred in the Frasnian (Awaynat Wanin III succession). This sequence is composed of seven second order sequences (figure 4.6). The sequence commonly consists of clastic coastal to shallow marine and offshore sediments.

The first second order sequence (Lochkovian, Pragian – Emsian) this sequence comprises the Tadrart Formation which is dominated by fluvial sandstone facies, deposited directly upon the Caledonian unconformity. Sediments of Tadrart Formation were sourced from the Al Qarqaf Arch and reflect a proximal to distal trend from south to north (Carr, 2002). The sequence thickness is up to 130 meters.

The second order sequence (Emsian- Eifelian) is represented by the Ouan Kaza Formation, and consists of a marine transgressive sequence. This formation in the Ghadames basin is subdivided into two members, i.e. a lower member which is very sandy in the south and shaly with carbonate interbeds in the northern part of the basin. The upper member consists of an alternation of sands, silts and shales (Belhaj, 1996; Echikh, 1998). This cycle reflects a shallow marine depositional environment.

The third second order sequence (Eifelian – Givetian) corresponds with the lower part of the Awaynat Wanin Formation (Awaynat Wanin I). It reflects the marine transgression registered during the Emsian, with shallow marine sandstones to offshore marine mudstones. The sediment source was from Al Qarqaf Arch (Carr, 2002).

The fourth second order sequence (Givetian – Frasnian) is made up by the Awaynat Wanin II succession. It is dominated by marine shales, with the continued arrival of sediment from the Al Qarqaf Arch situated in the south (Carr, 2002).

The fifth second order sequence (Frasnian – Famennian) corresponds to the Awaynat Wanin III succession. It is characterized by the existence of the Cues Limestone horizon (Frasnian source rocks), which occurs in the Ghadames basin. It is equivalent to the Dabdab Formation in the Murzuq basin and Argile Radioactive of the Berkine region (Echikh, 1992; Hallett, 2002).

The sixth second order sequence (Famennian – Strunian) is corresponding to the Awaynat Wanin IV succession. It represents a regressive system.

The sequence is dominated by shaly to silty lithologies with carbonate interlayers at the base (Bellini and Massa, 1980) and reflecting a coarsening upward cycle (Massa and Moreau-Benoit, 1976).

The seventh second order sequence (Strunian) is represented by the Tahara Formation, which is of uppermost Devonian age. The cycle shows sandy – shaly lithologies, reflecting a shoreface depositional environment (Bellini and Massa, 1980).

The Devonian succession is locally bounded at its top by the Acadian unconformity.

Figure 4.11 shows a SE-NW cross section, correlating 6 wells with Devonian deposits. The section indicates that the sediments were sourced from the south to the north, with the well NN1-66 located near of the Al Qarqaf source area, and the wells B1-NC188 and D1-NC100 located in the center of the basin accumulating the thickest succession within this section, as shown in the isopach map given in figure 4.12.

We can deduce from the cross section the absence of the Devonian in the Jeffarah basin due to the effect of the Hercynian event which was considerable, resulted by rise of Nafusa- Dahar arch greater than the Al Qarqaf Arch. The axis of the subsidence is east – west.

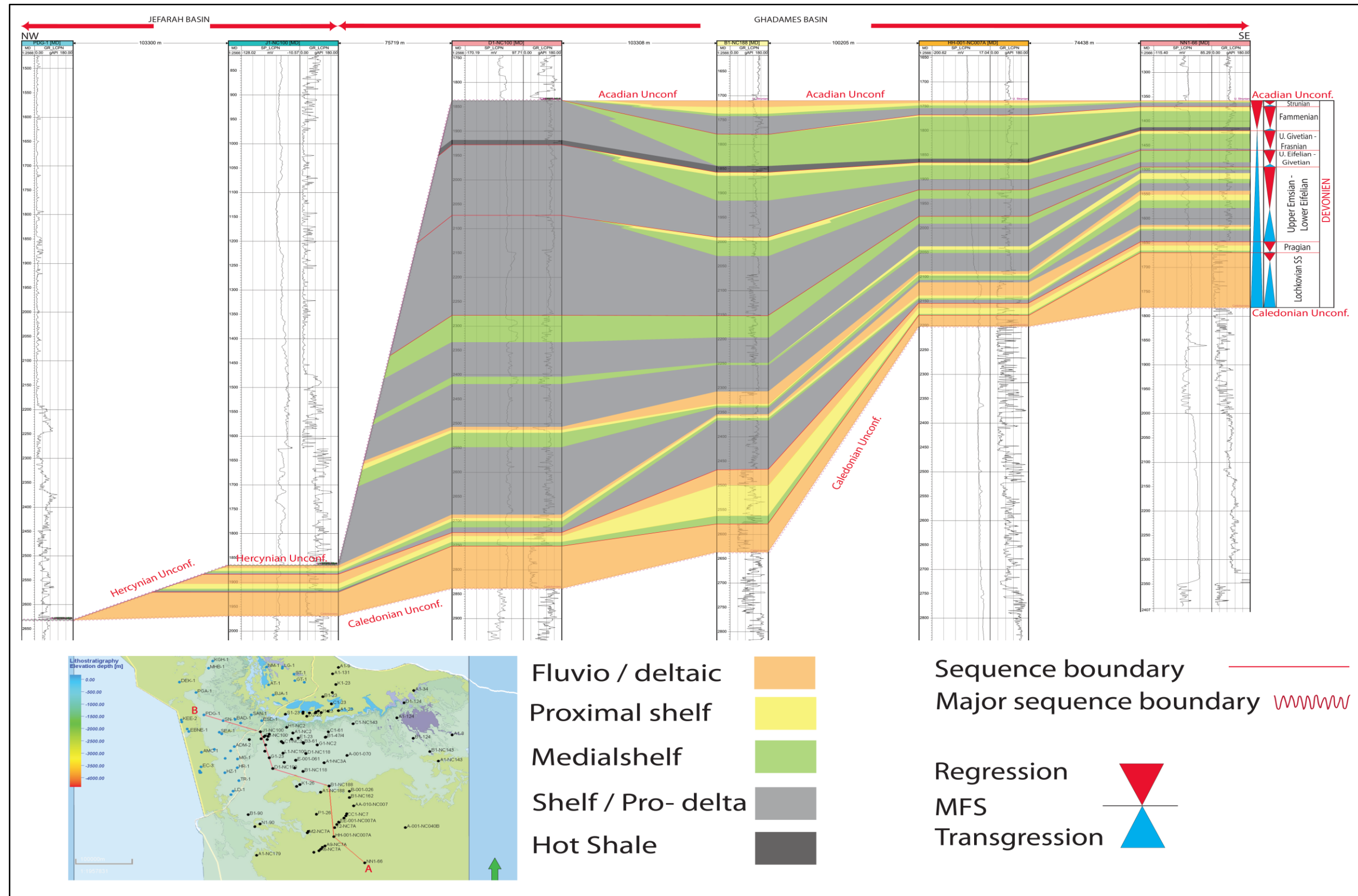


Figure 4.11: SE-NW cross section of the Devonian, illustrating the depositional environment and sequence stratigraphic units

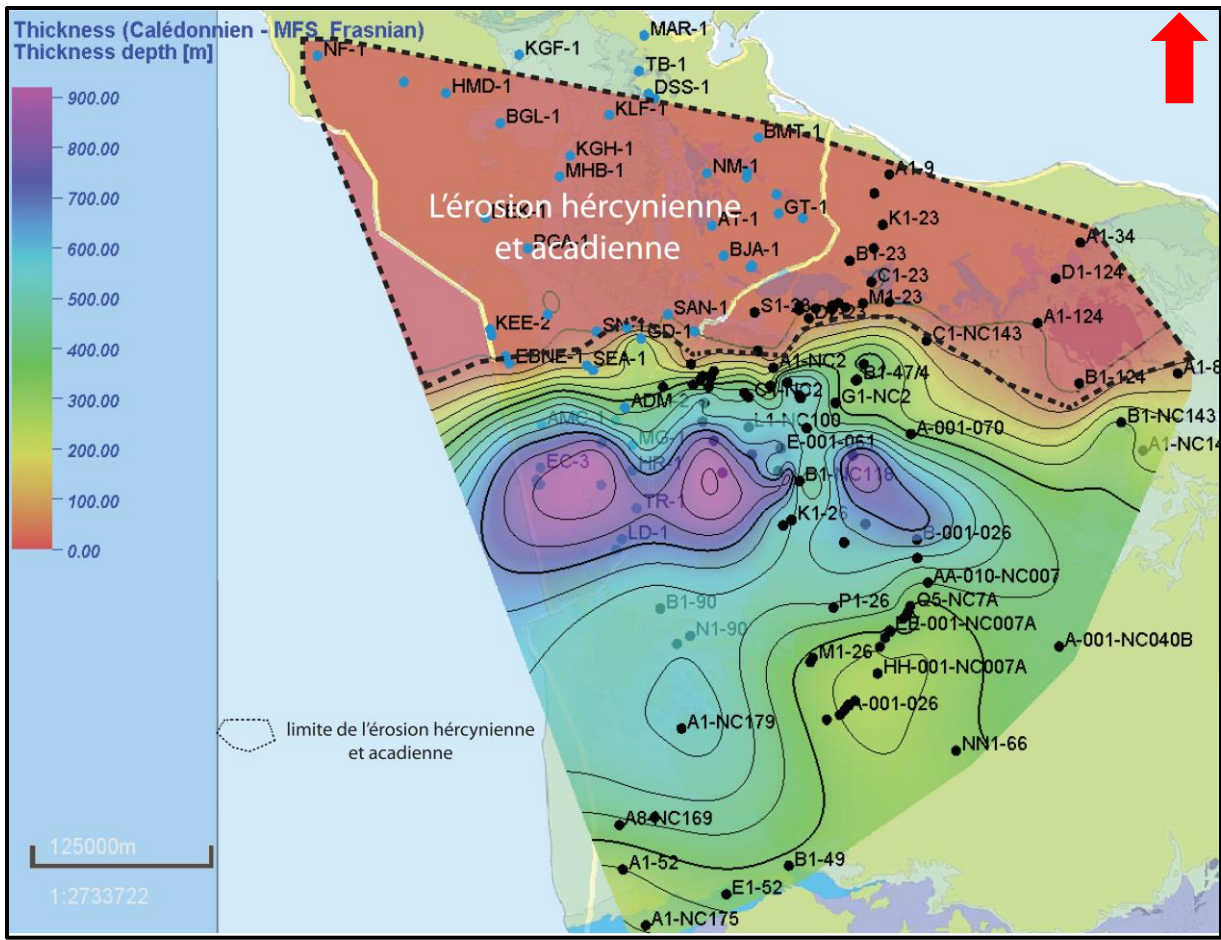


Figure 4.12: Isopach map of the Caledonian - MFS Frasnian, showing the thickness of the deposits in the study area.

4.1.6.4. First order Carboniferous sequence

The Carboniferous sequence consists of marine clastic and carbonates deposits, and is up to 1300 m thick in the Ghadames basin (Bellini and Massa, 1980; Galeazzi et al., 2009). It is bounded below by the Acadian unconformity and above by Hercynian unconformity. This sequence consists of two second order sequences. The early Tournaisian is absent in most part of western Libya (Massa et al., 1974; Echikh, 1998), explained by uplift and erosion of these strata.

The first second order sequence (Tournaisian – Viséan) is represented by the M'rar Formation and reflects a transgressive system, which comprises an alternation of shales, siltstones and sandstones. Belhaj (1996) documented a local south to north proximal - distal trend in the Ghadames basin, while proximal to distal trends are recognizes from the Al Qarqaf Arch to the Murzuq basin (Carr, 2002).

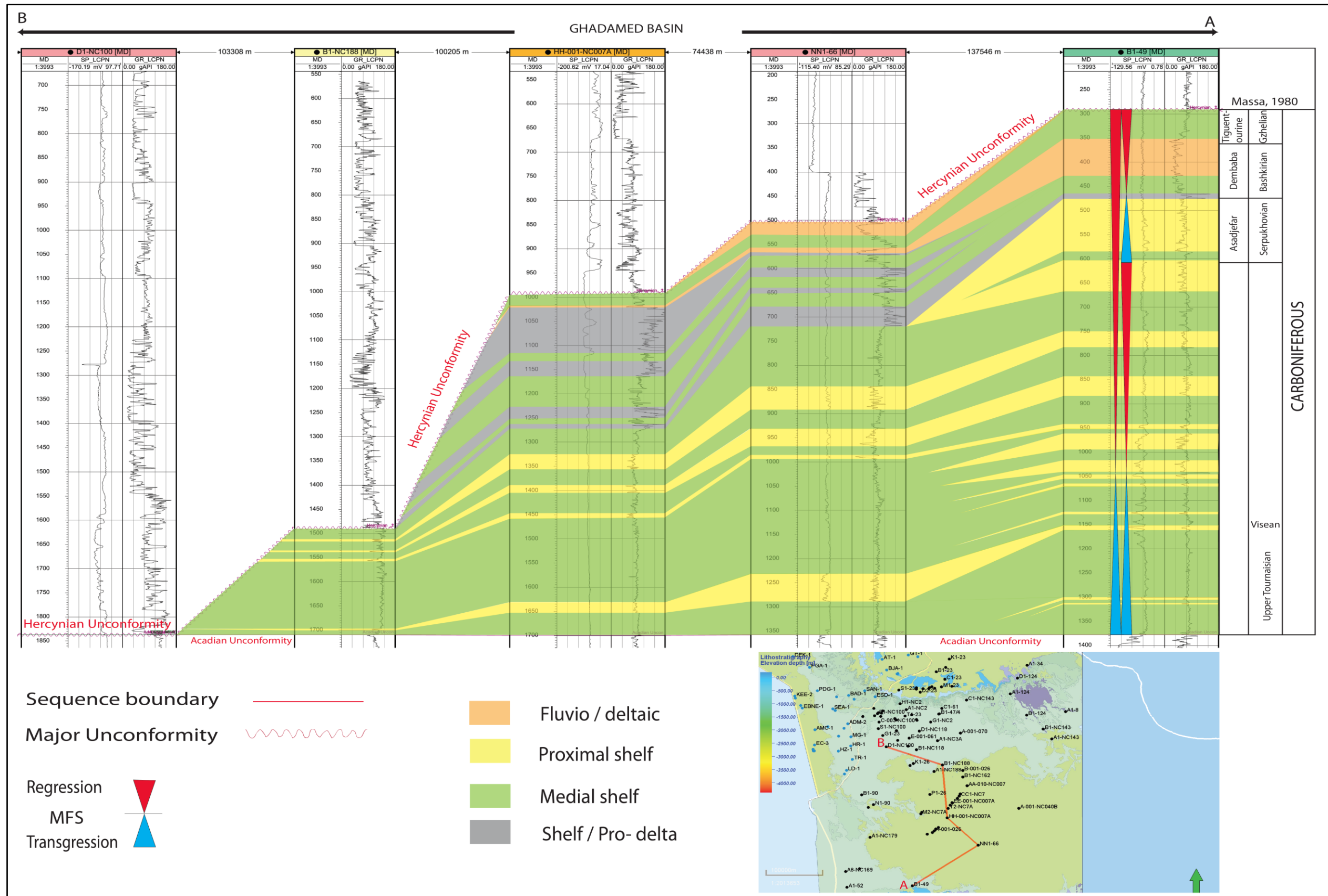


Figure 4.13: Cross section of the Carboniferous, illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy

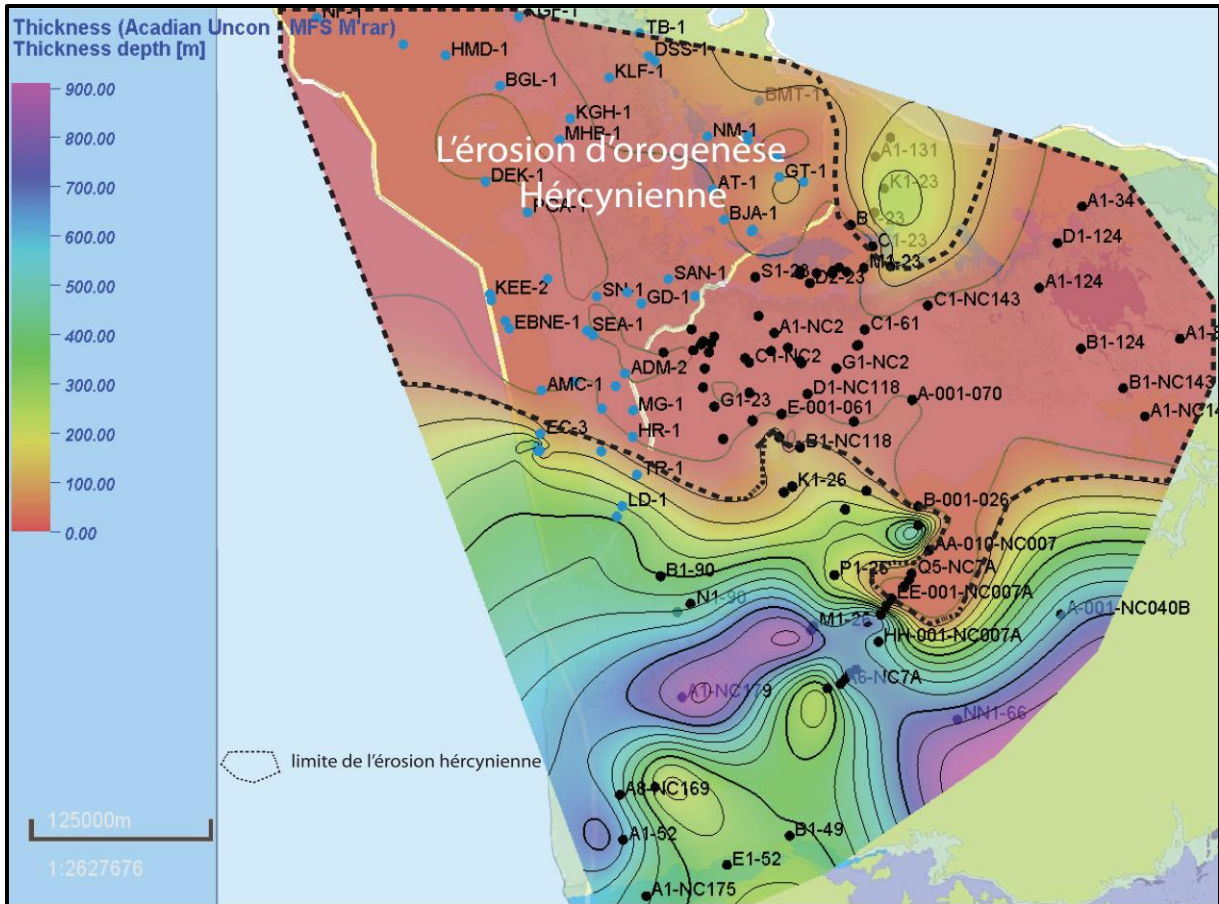


Figure 4.14: Isopach map of the Acadian unconformity – MFS M'rar Formation, showing the thickness of the deposits in the study area

The second order sequences (Serpukhovian – Gzhelian) includes the Asadjefar, Dembaba and Tiguentourine Formations. The first one consists of two members, with the lower member containing sandstones and the upper member is composed of calcareous deposits (Hallett, 2002). The Dembaba Formation represents a marine deposits, corresponding to limestones and dolomitic marls. The Tiguentourine Formation contains dolomitic shales, shaly dolomites and anhydrites. The shallowing upward trend continued with the uplift of the area during the latest Carboniferous, accompanied by local sedimentation of the Tiguentourine Formation in the Al Qarqaf Arch in the south eastern part of the Ghadames basin. This sequence is bounded at its top by the Hercynian unconformity. This orogeny caused uplift and thrusting in northwest North Africa, whereas its effect is decreasing in intensity eastwards, with the occurrence of folding and erosion in the northwest creating low-angle unconformities and disconformities (Craig et al., 2008).

The cross section of the Carboniferous in the Ghadames basin, shown in figure 4.13, indicates that the source of the sediments originated from the south, where wells B1-49 and NN1-66 are

located near the Al Qarqaf Arch to the NW. The largest thicknesses occur in the southern part of the basin, and are decreasing northwards. The cross section also illustrates a regional northward retrogradation of the deposits in the Visean and a regional northward progradation in Gzhelian late Carboniferous. Rapid uplift in Nafusah-Dahar arch resulted in erosion of the Carboniferous succession in the Northwest Ghadames Basin while slow uplift in the Al Qarqaf arch which preserved the Carboniferous succession (figure 4.13). Carboniferous deposits in the Jefarah basin were encountered in wells A1-23, A1-131, and J1-23. In well A1-23 it reaches a thickness up to 236 m. The axis of subsidence located in the southern Ghadames basin toward east-west (figure 4.14).

4.1.6.5. First order Permian sequence

This sequence consists of two second order sequences. Palynological evidences proved that the Tiguentourine Formation extends till the early Permian (Asselian stage), in the southern Ghadames and Murzuq basin. Thin clastic beds are present in the northwest of Ghadames basin south of the Nafusah uplift. However, rose rapidly during the early Permian, while at the same time, the east – west Jefarah basin directly north of the Nafusah uplift consisted of a depression in which a thick succession of Permian clastic and carbonate deposits was deposited (Bishop, 1975; Burollet et al., 1978). Thick marine late Permian carbonates are exposed in Tunisia (Jabal Tebaga, 30 km West - Northwest of Medenine) which is supposed to extend into offshore Libya.

Deposition during the Middle – Upper Permian was dominated by unfossiliferous sandstones and shales with iron-bearing horizons and abundant lignite debris of the Al Watyah Formation (Mennig et al., 1963; Adlorff et al., 1985 & 1986). This name was given to the sequences of claystones and sandstones found in the K1-23 well. The deposits represent a marginal marine to fluvial environment as well as a delta-front, tidal-channel and distributary – mouth bar environment. The Al Watyah Formation is Sakmarian to Ufimian in age (Hallett, 2002).

Wells that penetrated the Permian deposits are limited to A1-34, A1-9, A1-131, TT-1, KGH-1, KLF-1, BMT-1, AT-1, NM-1 and TB-1 (figure 4.3A). Other wells did not reach the base of the Permian namely, A1-23, K1-23, KGF-1, KJD-1, MAR-1 and TB-1 (figure 4.3A).

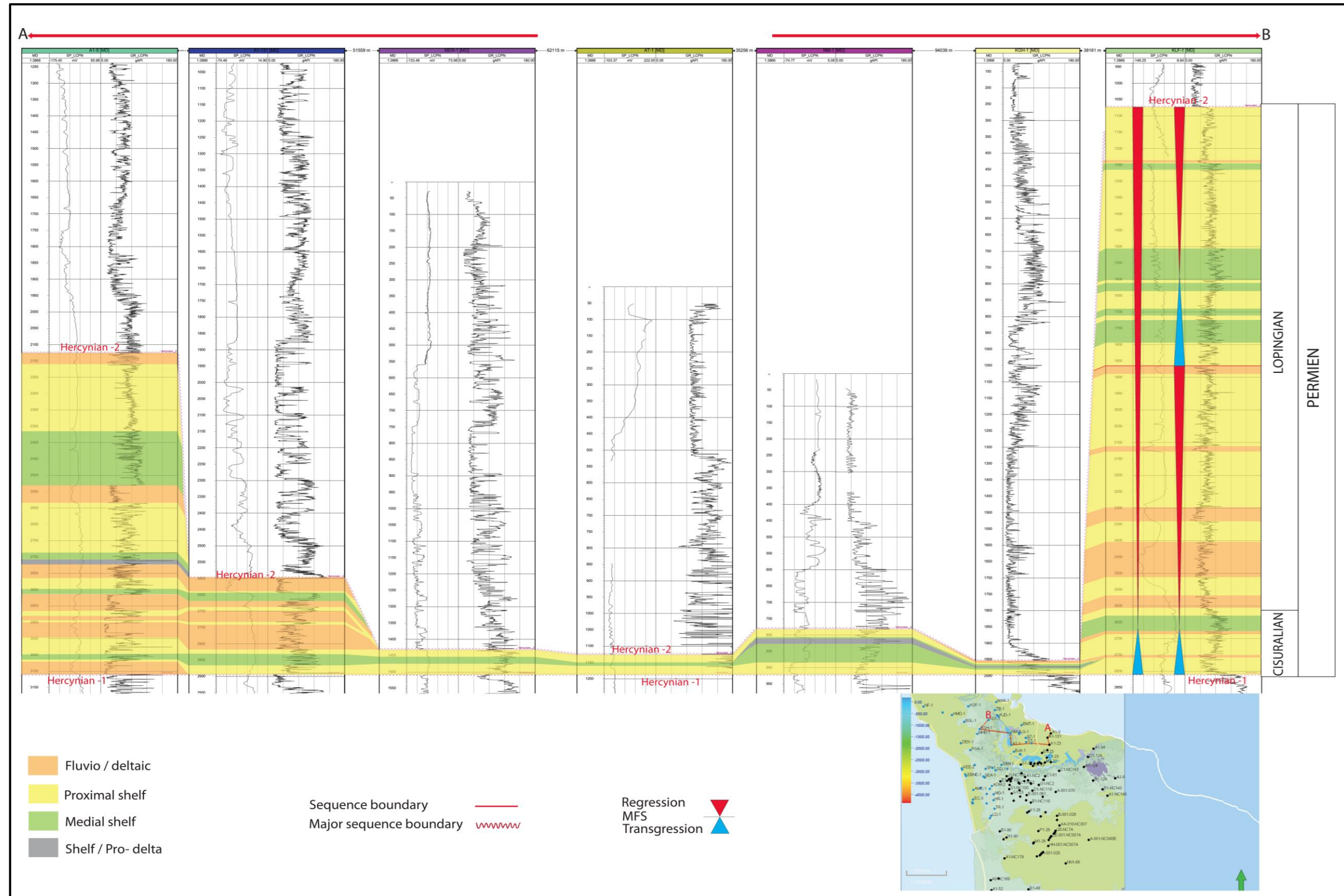


Figure 4.15: Cross section of the Permian, illustrating the depositional environment and sequence stratigraphy.

The largest thickness in the available data is 3918.60 m in TB-1 well.

In figure 4.15 a cross section through the Permian intersected in seven wells, is shown. In the KLF-1 well, the upper Permian carbonates are 1540 m thick, below which 197 m of lower Permian clastic deposits follows. The thickness of the Permian thins south toward the Libyan border. The A1-131 and A1-9 wells are located north of the Nafusah Uplift in Libya. Here the thickness increases towards the north. The thickness of Permian in the A1-9 well is 970 m, which is located to the north of well A1-131. The Permian in the latter has a thickness of about 300 m.

In figure 4.16 the isopach map of the Permian is given. It can be seen that no Permian deposits occur south of the Nafusah Uplift. The thickness increases to the north.

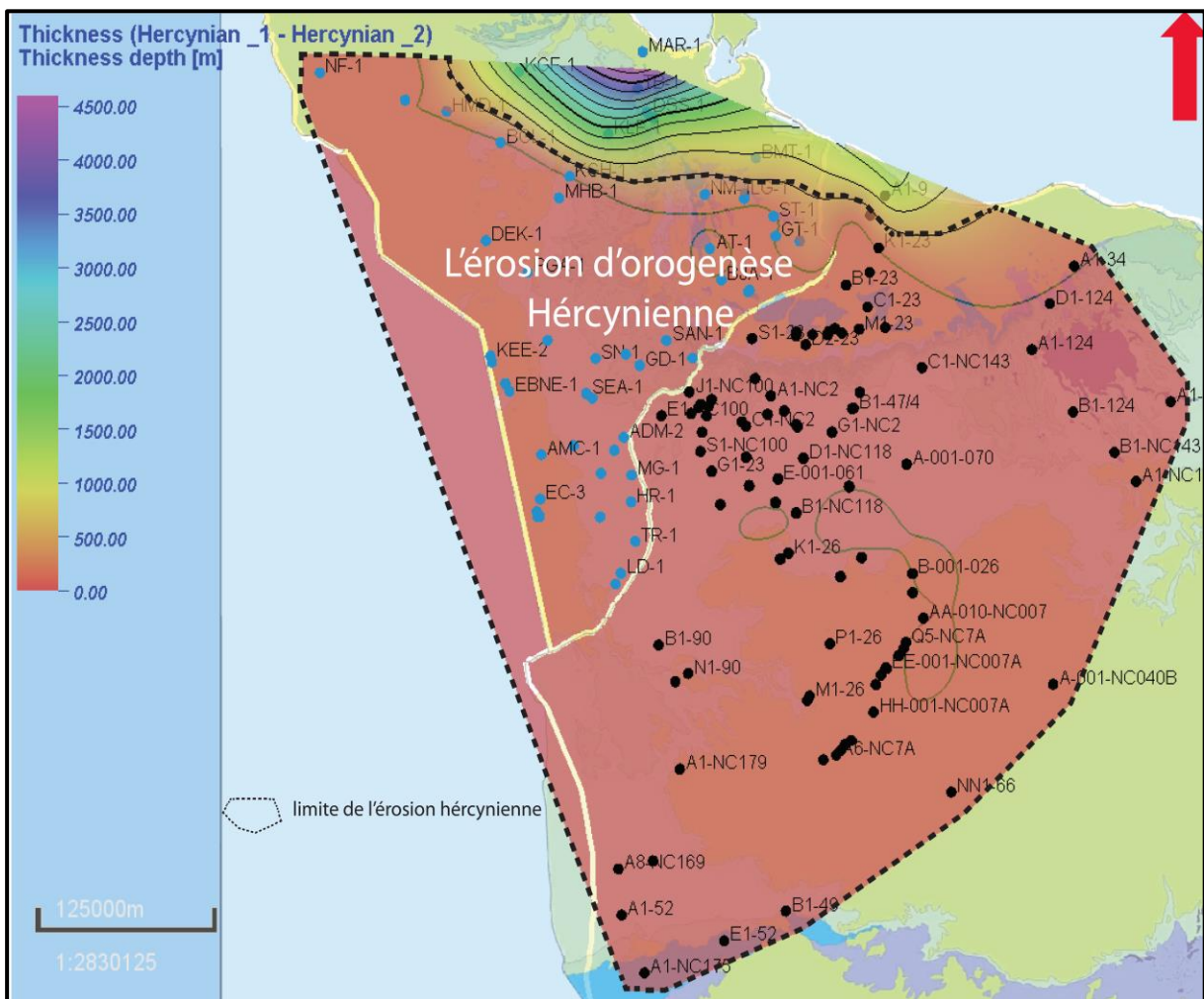


Figure 4.16: Isopach map of the Hercynian 1 – Hercynian 2 (Permian), showing the thickness of the deposits in the study area.

4.1.7. Conclusions

The Ghadames basin is an intracratonic basin on the North African Platform, which formed during the Early Paleozoic. The Paleozoic succession is composed of a sequence of mostly clastic sediments. The Paleozoic in the study area contains two mature source rock levels, one occurring in the lower Silurian Tanezuft Formation and the second of Middle – Upper Devonian age in the Awaynat Wanin Formation. In addition many reservoir rocks exist (including the Cambrian Hasawnah Formation, Middle Ordovician Hawaz Formation, Upper Ordovician Mamouniyat Formation, Middle to Upper Silurian Akakus Formation, Lower Devonian Tadrart Formation, and Upper Devonian Tahara Formation). Significant transgressions occurred during the Early Cambrian, Tremadocian, Llandovery, Middle to Late Devonian and Early Carboniferous. Major phases of deformation affected the Saharan platform causing several regional unconformities that cut across large parts of the Paleozoic deposits extending across the basin. These unconformities include the Pan African Orogeny unconformity, Acadian unconformity (Middle Ordovician), Caledonian Orogeny unconformity (separating the Silurian deposits from the overlying Devonian succession), intra-Eifelian unconformity (Middle Devonian), and Hercynian Orogeny unconformity (late Paleozoic early Mesozoic).

Figure 4.17 summarizes the stratigraphy, sedimentary and tectonic of the study area. The figure shows the principle unconformities during the Paleozoic and the sequences stratigraphy (first and second order) for each time. It can be deduced from figure 4.17 that the absences of the Paleozoic succession in the Jefarah basin is due to the rapid rise of the Nafusah-Dahar arch and the severity of the events was occurred during the Paleozoic time. While the presence of Permian secession in the Jefarah basin and its absence in the Ghadames basin.

The Paleozoic of the Ghadames and Jefarah basins can be divided into five first order sequences, bounded by major tectonic unconformities and with sequence durations of 40 to 70 Ma. Within these five first order sequences eighteen second order sequences (with duration of 10 - 40 Ma) occur. They are:

- Cambrian to Late Ordovician (Ashgillian Unconformity) sequence of the first order.
Within this sequence we have four second order sequences:

1. Pan African to Mid-Cambrian SB,
2. Mid-Cambrian SB to Cambrian-Ordovician SB,

3. Cambrian-Ordovician SB to Arenigian SB,

4. Arenigian SB to glacial unconformity.

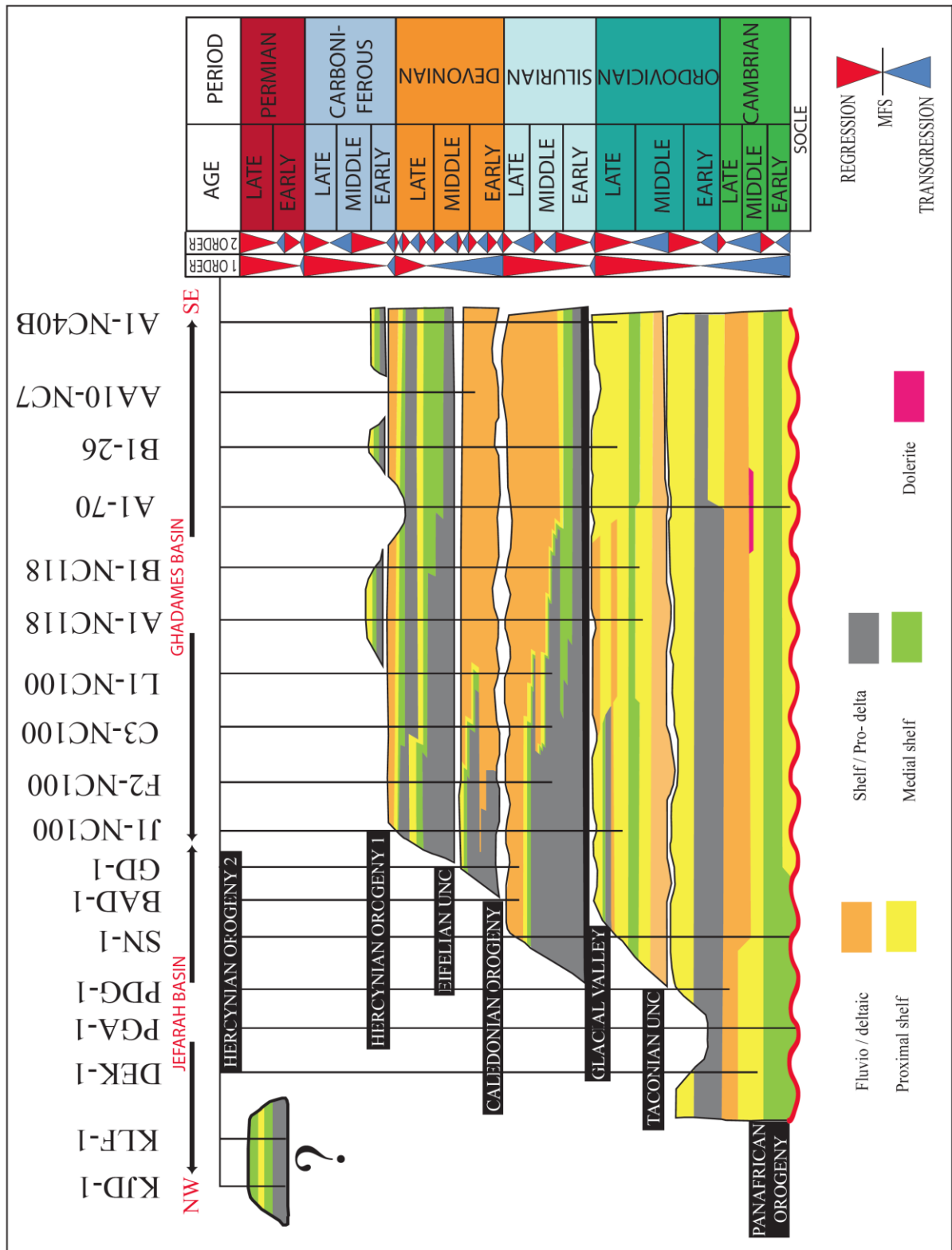


Figure 4.17: NW-SE Paleozoic chronostratigraphic chart of the Ghadames and Jefarah basins.

- Ashgillian unconformity to Late Silurian (Caledonian unconformity) sequence of the first order. Within this sequence we have three second order sequences
 1. Glacial unconformity to Lower Wenlockian
 2. Lower Wenlock to Lower Ludlovian,
 3. Lower Ludlovian to Caledonian unconformity.

- Early Devonian to (Acadian unconformity) Upper Devonian sequence of the first order. Within this sequence we have seven second order sequences:
 1. Caledonian unconformity to Upper Pragian
 2. Upper Pragian to Lower Eifelian.
 3. Lower Eifelian to Lower Givetian.
 4. Lower Givetian to Lower Frasnian.
 5. Lower Frasnian to Lower Famennian.
 6. Lower Famennian to Lower Strunian.
 7. Lower Strunian to Acadian unconformity.

- Early Carboniferous to Late Carboniferous (first phase of Hercynian unconformity) sequence of the first order. Within this sequence we have two second order sequences:
 1. Acadian unconformity to Upper Viséan.
 2. Upper Viséan to Upper Carboniferous Gzhelian (Hercynian unconformity 1).

- Permian to second phase of Hercynian unconformity sequence of the first order. Within this sequence we have two second order sequences:
 1. Upper Carboniferous Gzhelian (Hercynian unconformity 1) to Late Wordian (Middle Permian).
 2. Late Wordian to Hercynian unconformity 2.

Acknowledgement

This work is part of a University of Bordeaux Montaigne PH.D. thesis undertaken in the laboratory EA 4592 of ENSEGID-Bordeaux INP. The authors wish to acknowledge with thanks the TOTAL Oil Company for providing database and we would like to thank very much Rudy Swennen who provided a thorough review and edited the English language of the text.

References

- Adloff, M.C., Doubinger, J., Massa, D. and Vachard, D., 1985. Trias de Tripolitaine (Libye): Nouvelles Données Biostratigraphiques et Palynologiques. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 40, 723 - 753.
- Adloff, M.C., Doubinger, J., Massa, D. and Vachard, D., 1986. Trias de Tripolitaine (Libye): Nouvelles Données Biostratigraphiques et Palynologiques. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 40, p. 27-63.
- Belhaj, F., 1996. Palaeozoic and Mesozoic stratigraphy of eastern Ghadamis and western Sirt Basins. First Symposium on the Sedimentary Basins of Libya, *Geology of the Sirt Basin*, vol. 1. (Eds. M.J. Salem, A.J. Mouzoughi and O.S. Hammuda), Elsevier, Amsterdam, 57-96.
- Belhaj, F., 2000. Carboniferous and Devonian Stratigraphy – the M'rar and Tadrart Reservoirs, Ghadames Basin, Libya. In: Sola and Worsley, D. (Eds), *Geological Exploration in the Murzuq Basin*. Elsevier, London, 117-142.
- Bellini, E. and Massa, D., 1980. A stratigraphic contribution to the Palaeozoic of the southern basins of Libya. In: *The Geology of Libya. Volume I*. (Eds M.J. Salem, and M.T. Busrewil). Academic Press, London, 3-56.
- Ben Rahuma M., 2010. Stratigraphic architecture of the Devonian successions in Western Libya. Thèse Université de Rennes 1, 200p et annexes.
- Bishop, W. F., 1975. Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 59, 413-450.
- Black, R., Latouche, L., Liegois, J-P., Caby, R. and Bertrand, J.M.L., 1994. Pan African displaced terranes in the Tuareg Shield (Central Sahara). *Geology*, 22, 7, 641-644.
- Boot, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., and Traut, M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication 132, 7–68.

- Boudjema, A. and Tremolliers, P., 1987. The role of the structural heritage and global tectonic events in the evolution of the Algerian Triassic Basin: tectonic inversion and reservoir distribution. Unpublished paper.
- Boullier, A-M., 1991. The Pan-African Trans-Saharan Belt in the Hoggar Shield (Algeria, Mali, Niger): A Review. In: The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives(Eds R.D. Dallmeyer and J.P. Lecorche), 85-105.
- Bracaccia, V ., Carcano, C. and Drera, K., 1991. Sedimentology of the Silurian-Devonian series in the southeastern part of the Ghadamis Basin. In: Salem, M.J. and Belaid, M.N. (Eds.), The geology of Libya: Symposium on the Geology of Libya, V, 1727-1744.
- Burollet, P.F., and Byramjee, R., 1969. Sedimentological remarks on Lower Paleozoic sandstones of South Libya. In: Annual Field Conference (Guidebook), 11, Petroleum Exploration Society of Libya, 91-101.
- Burollet, P. F., Mugniot, J. M., and Sweeney, P., 1978. The geology of the Pelagian block: the margins and basins off southern Tunisia and Tripolitania, in Nairn, A.E.M., Kanesh, W. N., and Stehli, F. G., Eds., The ocean basins and margins, v. 4B, The Western Mediterranean: In Plenum Press, New York and London, 331-362.
- Caby, R. Bertrand, J.M.L. and Black, R., 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In: Precambrian Plate Tectonics (Ed A. Kroener) Elsevier, Amsterdam, 407-434.
- Carr, I. D., 2002. Second-Order Sequence Stratigraphy of the Palaeozoic of North Africa. Journ. Petrol. Geol., 25(3), 259-280.
- Castro, J .C. Dell Favera, J .C. and El-Jadi, M. 1991. Tempestite facies, Murzuq basin, Great Socialist People's Libya Arab Jamahiriya: Their recognition and stratigraphic implications. In: Salem M. J. and Belaid M. N (Eds) The Geology of Libya. Academic press, London, V, 1757-1765.
- Collomb, G.R. 1962. Etude géologique du Jebel Fezzan et de sa bordure Palaeozoique. Notes, Mem. Compo Fr. Petrole, 1, 26 p.
- Craig, J.L., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Lüning, S., Asbali, A.I., Keeley, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., Beswetherick, S. and Hamblett, C., 2008. Structural tyles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic Hydrocarbon Systems of North Africa. In: Salem, M.J., Oun, K., Essed, A.S. (Eds.) The Geology of East Libya, 778 IV. Gutenberg Press, Malta, 51-122.

- Crossley, R. and McDougal, N., 1998. Lower Palaeozoic reservoirs of North Africa. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum geology of North Africa*. Geol. Soc. Spec. Publ, 132, 157-166.
- Dardour, A.M., Boote, D.R.D. and Baird, A.W., 2004. Stratigraphic controls on Palaeozoic Petroleum Systems, Ghadames Basin, Libya. *Journal of Petroleum Geology*, 27 (2), 141-162.
- Deunff, J.M.M. and Massa, D, 1975. Palynologie et stratigraphie du Cambro-Ordovicien (Libye nord-occidentale). *C.R. Acad. Sci., Paris. Ser. D*, vol. 281. 21-24.
- Destombes, J., Hollard, H. and Willefert, S., 1985. Lower Paleozoic rocks of Morocco. In: Holland, C. (Ed.), *Lower Paleozoic Rocks of Northwestern and Western Africa*. Wiley & Sons, New York, 91–336.
- Echikh, K., 1992. Geology and hydrocarbon potential of the Ghadamis basin. Internal Report, National Oil Corporation of Libya (NOC), Tripoli.
- Echikh, K., 1998. Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames Basin, Algeria, Tunisia, Libya. In: *Petroleum Geology of North Africa* (Eds D.S. Macgregor, R.T.J. Moody, D.D. Clark-Lowes). Geol. Soc. London, Sp. Publ., 132, 109-129.
- Echikh, K. and Sola, M.A. 2000. Geology and hydrocarbon occurrence in the Murzuq Basin, S.W. Libya. In: Sola, M.A. and Worsley, D. (Eds.) *Geological Exploration in the Murzuq Basin*. Elsevier Science B.V.
- El-Rweimi, W.S. 1991. Geology of the Aouinet Ouenine and Tahara Formations, Al Hamada Al Hamra area, Ghadames Basin. In: *Third Symposium on the Geology of Libya*, vol. 6 (Eds. M. J. Salem, A.M. Sbeta and M.R. Bakbak), Elsevier, Amsterdam, 2185-2194.
- Emery, D. and Myers, K. J.1996, *Sequence Stratigraphy*, Oxford, U.K., Blackwell, 297.
- Eschard, R., Braik, F., Bekkouche D., Ben Rahuma, M., Desaubliaux, G. and Deschamps, R. 2011. Palaeohighs: their influence on the North African Paleozoic petroleum system, in B. A. Vining and S. C. Pickering, *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers*. Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference, Geological Society of London, 1-18.
- Fekirine, B. and Abdallah, H., 1998. Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan Platform, Algeria. In: Macgregor, D. S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum geology of North Africa*. Geol. Soc. Spec. Publ., 132, 97-108.
- Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J., and Druesne, D., 2009. Regional geology and petroleum system of the Illizi –Berkine area of the Algerian Saharan platform: An overview *Marine and Petroleum Geology*, 27, 143-178.

- Greiling, R. O., Abdeen, M. M., Dardir, A. A., El Akhal, H., El Ramly, M. F., Kamal El Din, G. M., Osman, A. F., Rashwan, A. A., Rice, A. H. N. and Sadek, M. F., 1994. A structural synthesis of the Proterozoic Arabian-Nubian Shield in Egypt *Geologische Rundschau*, 83, 484-501.
- Guiraud, R. and Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics*, 315, 73–108.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. and Delplanque, A. 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 83-143.
- Hallett, D., 2002. *Petroleum geology of Libya*. New York, Elsevier, 503p.
- Jacobs, J. and Thomas R.J., 2004. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic – early Paleozoic East African-Antarctic orogen: *Geology*, 32, 721-724.
- Jacqué, M., 1962. Reconnaissance géologique du Fezzan oriental. *Notes Mem. Comp. Fr. Pétrole*, 5, 44.
- Jassim, S. Z., Somerton, I. W. and Campbell, S. J., 2002. Basin evaluation and tectonic development of Libya. *GeoArabia*, 7 (2), 253.
- Legrand, P., 1985. Lower Paleozoic rocks of Algeria. In: Holland, C.H. (Ed.), *Lower Palaeozoic rocks of the world. Lower Paleozoic of north-western and west central Africa*, Vol. 4. John Wiley and Sons, London, 5–89.
- Letouzey, P., Reymond, A., Dartois, F., Debarre, R., Godart, Y., Elbakai, M., Mriheel, I., Rahuma, M., El-harbi, A., Suliman, O. and El Kilani, M. 2005. Petroleum potential of the Ghadames Basin, Libya: A reevaluation leading to new play/prospect identification. AAPG International Conference and Exhibition.
- Lüning, S., 2000. Source rocks and petroleum generation in the Paleozoic of the north Africa: their geological setting and fossil associations (abstract only). Int. workshop on north Africa micropaleo. For pet. Expl., Univ. Coll. London, August 2000. Book of abstracts. 54-55.
- Massa, D., Termier, G. and Termier, H. 1974. Le Carbonifère de Libye occidentale : stratigraphie, paléontologie. *Com. Fran. de Pétrole, Notes et Mem.* no. 11, 139-206.
- Massa, D. and Moreau-Benoit, A., 1976. Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du système Devonien en Libye occidentale. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 31(2), 287-333.
- Massa, D., 1988. Paléozoïque de Libye occidentale: stratigraphie et paléogéographie. Thesis Sci., University Nice, France, 514 p.

- Mennig, J.H., Vittimberga, P. and Lehmann, P. 1963. Étude sédimentologique et pétrographique de la formation Ras Hamia (Trias moyen) du nord-ouest de la Libye. First Saharan Symposium. Rev. Inst. Fran. Pet. Special volume, 186-201.
- Rider, M.H, 2002. The Geological Interpretation of Well Logs, Second Edition: Sutherland, Scotland, Rider-French Consulting Ltd, 280p.
- Schandelmeier, H., Richter, A. and Harms, U., (1987). Proterozoic deformation of the East Saharan Craton in Southeast Libya, south Egypt and north Sudan. Tectonophysics, 140, 233-246.
- Sharland, P .R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. GeoArabia, Special Publication, 2, 371pp.
- Vail, J.R., 1991. The Precambrian tectonic structure of North Africa. In: Salem, M.J., Sbeta, A.M. and Bakbak, M.R. (Eds) The Geology of Libya. Volume VI. Elsevier, Amsterdam, 2259-2268.
- Wennekers, J.H.N., Wallace, F.K. and Abugares, Y.I., 1996. The geology and hydrocarbons of the Sirt Basin: a synopsis. In: Salem, M.J., Mouzoughi, A.J., Hammuda, O.S. (Eds.), The Geology of Sirt Basin: First Symposium on the Sedimentary Basins of Libya, Tripoli, 10–13 October 1993, vol. 1, Elsevier, Amsterdam, 3–58.

4.2. Compléments d'analyse sédimentologique et cartes isopaques.

En complément des résultats présentés dans l'article précédent, des cartes isopaques et profils de corrélation entre puits, complémentaires ont été ajoutés dans cette section. Ces analyses complémentaires sont basées sur l'interprétation stratigraphique des 130 puits disponibles (voir annexe) sur lesquels les séquences de 1^{er} ordre et de 2^{ème} ordre ont été identifiées.

4.2.1. Les cartes isopaques et profils de corrélation entre les puits

- Les cartes isopaques du Cambrien

Peu de puits traversent les formations du Cambrien, et ils sont localisés essentiellement au nord du bassin de Ghadamès et au sud du bassin de Jefarah. Quatre cartes isopaques pour deux séquences de 2^{ème} ordre ont été établies pour le Cambrien. Les 4 cartes représentent la répartition des sédiments fluviatiles continentaux, l'épaisseur de ces sédiments et les zones d'érosion ou de non dépôts durant cette période :

- 1- **Panafricain – MFS Cambrien inférieur.** Cette carte isopaque est établie entre la discontinuité Pan-africaine et la première surface MFS du Cambrien. Le maximum d'épaisseur des sédiments est de 110-120 m et est localisé dans la zone de Dahar (Figure 4.18).
- 2- **Première surface MFS du Cambrien et première limite de séquence SB du Cambrien.** Cette carte isopaque est établie entre la première surface MFS du Cambrien et la première limite de séquence SB du Cambrien. L'axe de maximum d'épaisseur des sédiments continentaux fluviatiles est d'orientation NE-SO. Le maximum d'épaisseur est localisé dans la zone de Nafusah (Figure 4.19).
- 3- **Première limite de séquence SB du Cambrien et deuxième surface MFS du Cambrien.** Cette carte isopaque est établie entre la première limite de séquence SB du Cambrien et la deuxième surface MFS du Cambrien. Le maximum d'épaisseur des sédiments fluviatiles continentaux est localisé au sud du bassin de Jefarah (Figure 4.20).
- 4- **Deuxième surface MFS et deuxième limite de séquence SB du Cambrien.** Cette carte isopaque est établie entre la deuxième surface MFS et la deuxième limite de séquence SB du Cambrien. Le maximum d'épaisseur des sédiments fluviatiles s'aligne suivant un axe NE-SO. Plus de 350 m d'épaisseur de ces sédiments sont enregistrés durant cette séquence (Figure 4.21).

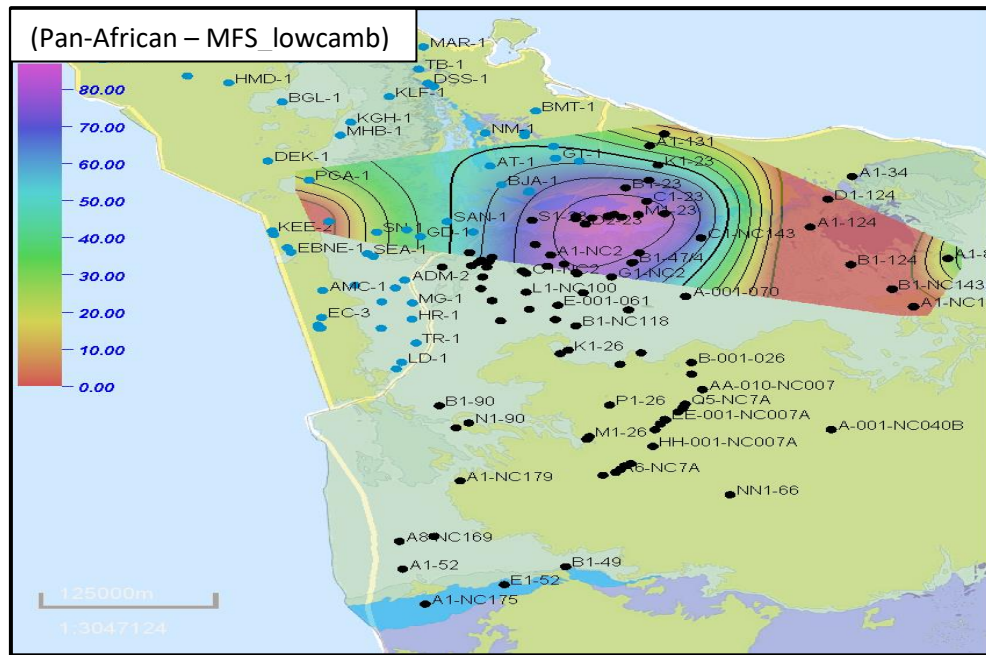


Figure 4.18 : Carte isopaque entre la discontinuité Panafricaine et la première surface MFS du Cambrien.

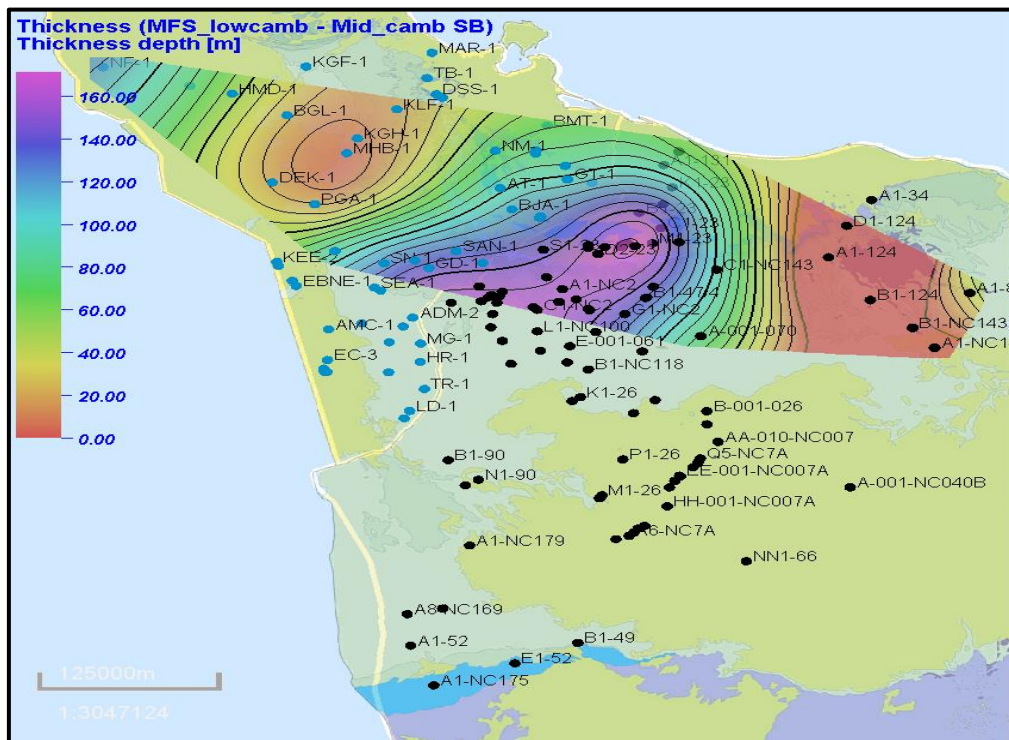


Figure 4.19 : Carte isopaque entre la première surface MFS du Cambrien et la première limite de séquence SB du Cambrien.

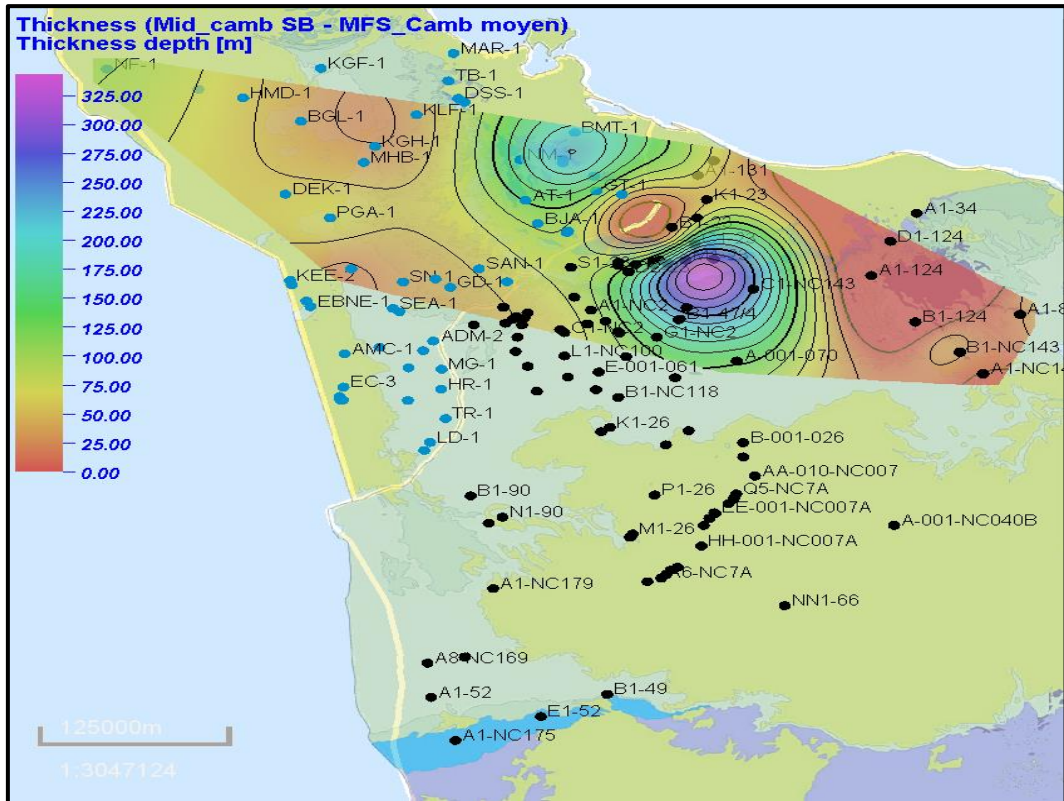


Figure 4.20 : Carte isopaque entre la première limite de séquence SB du Cambrien et la deuxième surface MFS du Cambrien.

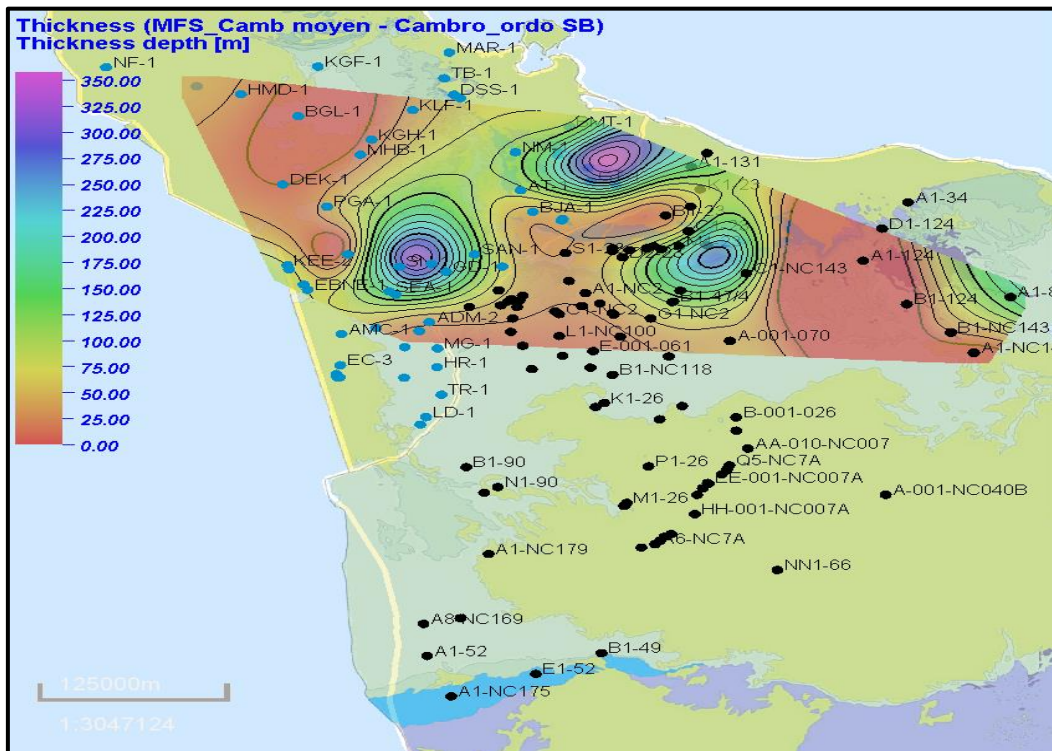


Figure 4.21: Carte isopaque entre la deuxième surface MFS et la deuxième limite de séquence SB du Cambrien.

- Les cartes isopaques de l'Ordovicien

La majorité des forages étudiés traversent l'Ordovicien supérieure (Formations de Mamouniyat et de Melàz Shuqràn). Quatre cartes isopaques pour deux séquences de 2^{ème} ordre ont été éditées pour les séries sédimentaires de l'Ordovicien (Figures 4.22, 4.232, 4.24, 4.25). Dès le début de l'Ordovicien (Figure 4.22) une séquence de transgression marine constituée de grès et de silts est observée au Nord du bassin de Ghadamès où une zone de subsidence d'orientation NW-SE apparait. L'épaisseur des sédiments conservés est autour de 220 m. Une zone de non dépôt ou d'érosion est identifiée à l'Est et à l'Ouest du bassin. Les Figures 4.23 et 4.24 montrent le déplacement par la suite du dépôt-centre du bassin vers le sud avec une transgression marine conséquente identifiée par des argiles et datée du Caradoc. Durant cette période l'épaisseur des sédiments marins conservés est maximale (plus de 250 m). Le manque de données ne nous permet pas d'avoir l'extension complète du bassin vers le sud. La Figure 4.25 montre la carte isopaque établie entre la surface MFS caradocienne et la discontinuité glaciaire de l'Ordovicien supérieur. Elle traduit l'orientation et la profondeur des vallées incisées glaciaires de l'Ordovicien supérieur.

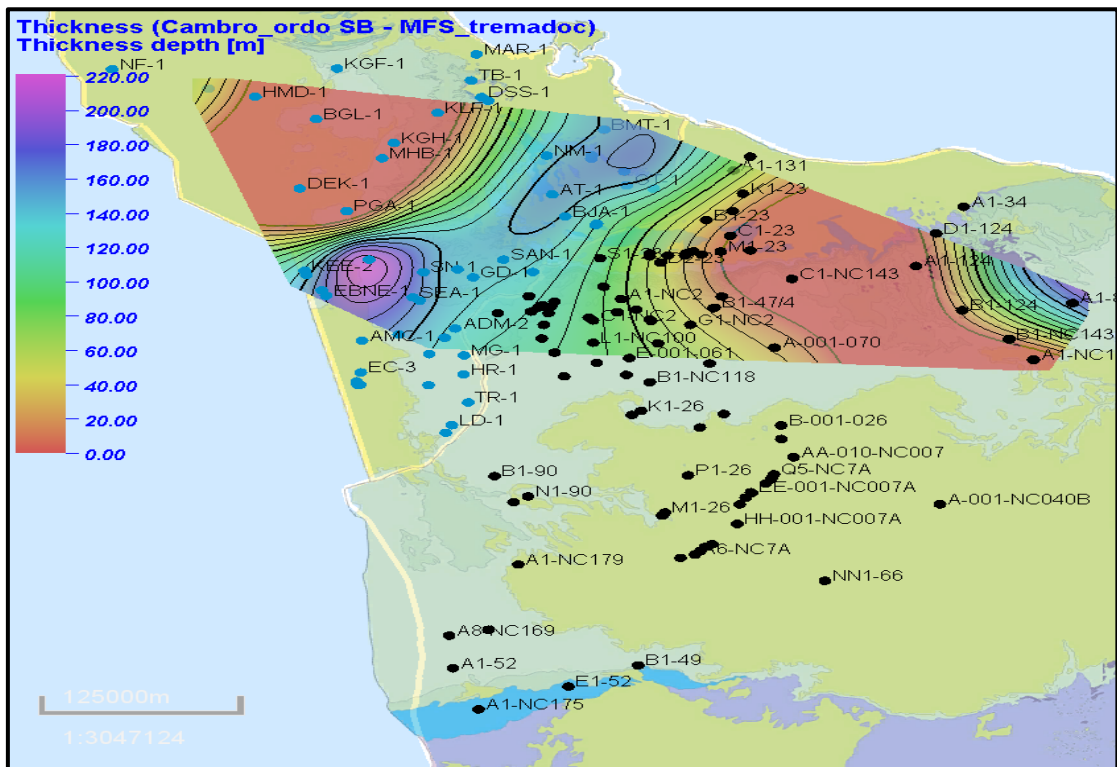


Figure 4.22 : Carte isopaque entre la deuxième limite de séquence SB du Cambrien (limite Cambrien-Ordovicien) et la première surface MFS de l'Ordovicien.

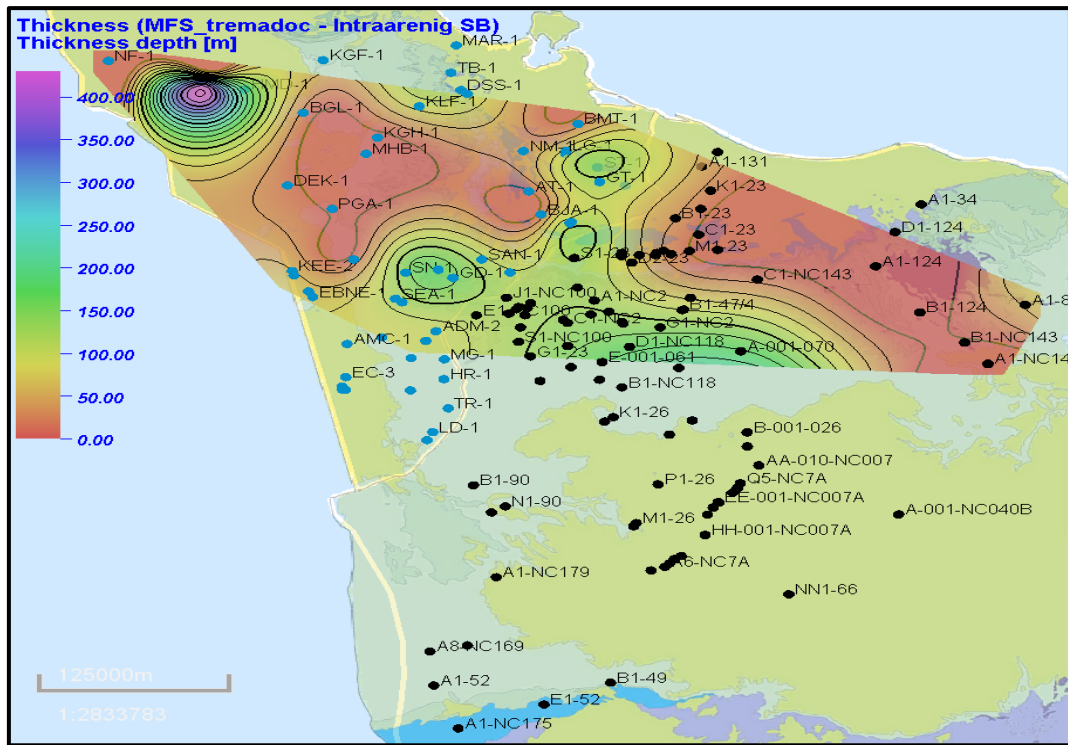


Figure 4.23 : Carte isopaque entre la première surface MFS de l'Ordovicien et la limite de séquence SB intra-Arenig.

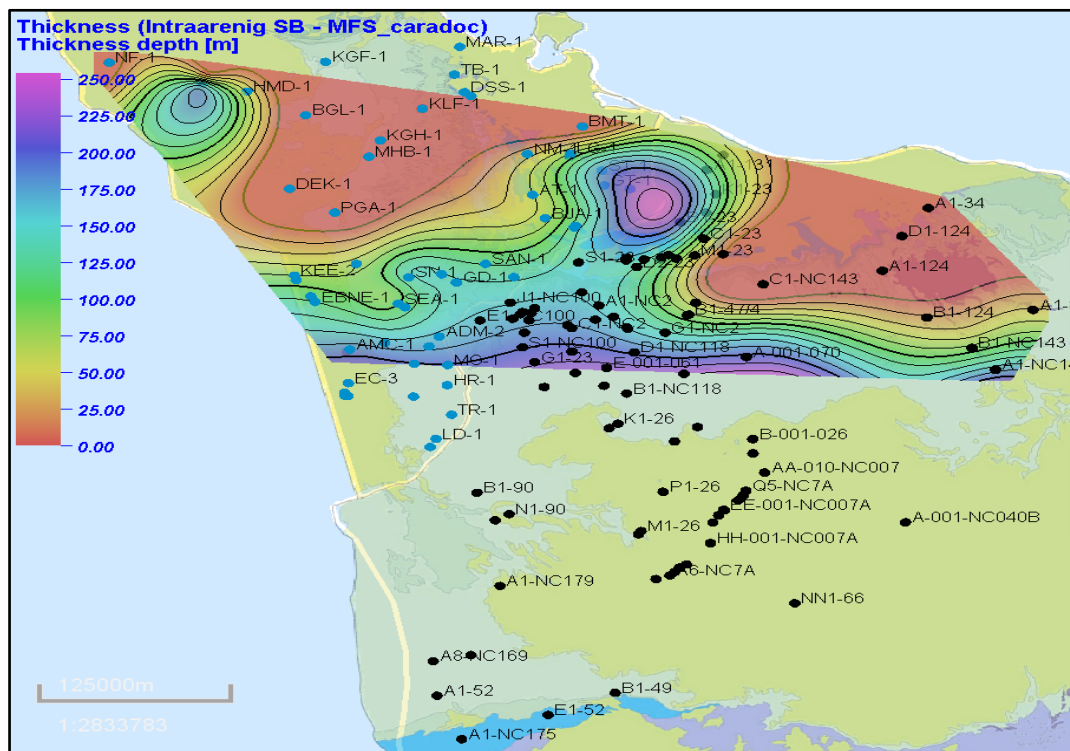


Figure 4.24 : Carte isopaque entre la limite de séquence SB intra-Arenig et la surface MFS du Caradoc.

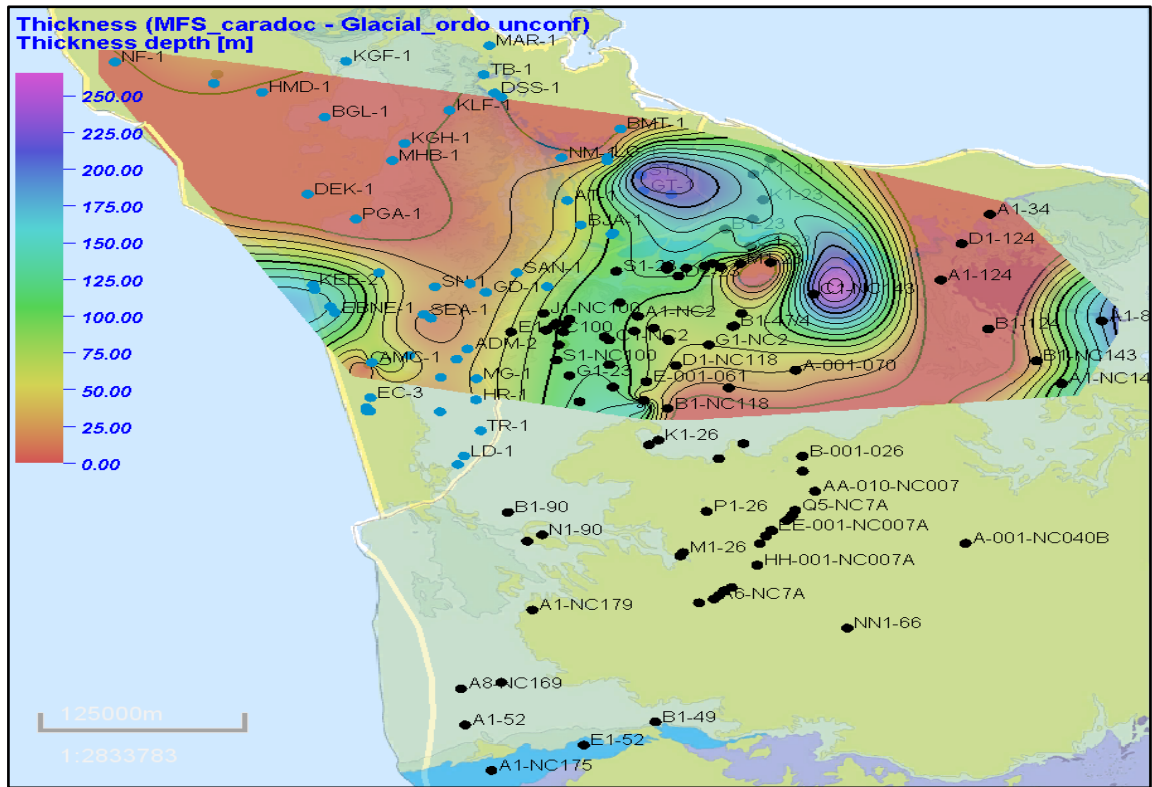


Figure 4.25 : Carte isopaque entre la surface MFS du Caradoc et la discontinuité glaciaire de l'Ordovicien supérieur.

- **Les cartes isopaques et profils de corrélation entre puits du Silurien**

A partir des puits analysés et interprétés (voir Annexe) six cartes isopaques représentant trois séquences de 2^{ème} ordre durant Silurien et deux profils de corrélation entre puits ont été proposés. Les 6 cartes isopaques caractérisent la subsidence continue dans le bassin de Ghadamès durant le Silurien et la transgression majeure post-glaciaire au Silurien inférieur. Figures 4.26 et 4.27 montrent l'approfondissement du bassin de Ghadamès avec des dépôts de faciès argileux marins profonds et des argiles radioactives « hot-shales » constituant la première transgression majeure dans le bassin durant cette période. L'axe de subsidence est fortement orienté NE-SO. Depuis le Silurien inférieur jusqu'à la discontinuité calédonienne (Silurien supérieur) une progradation SE-NO généralisée se met en place avec des dépôts de grès deltaïques qui vont remplir le bassin de Ghadamès progressivement (Figures 4.28, 4.29, 4.30, 4.31). La principale source de sédiments détritiques est la structure haute d'Al Qarqaf au Sud. Les sédiments fluvio-deltaïques d'Akakus au top du Silurien sont coiffés par la discontinuité calédonienne. Ainsi, l'épaisseur maximale conservée de la Formation d'Akakus est autour de 500 m.

La Figure 4.32 donne la corrélation entre 5 puits suivant un profil NE-SO du Silurien illustrant les environnements de dépôt et les séquences stratigraphiques dans le bassin de Ghadamès. La discontinuité calédonienne érode progressivement les séries sédimentaires du Silurien vers le SW avec un maximum d'érosion au niveau du puits A1-NC175. Ainsi, la structure d'Al Qarqaf a joué en Uplift durant toute cette période. La Figure 4.33 montre la corrélation entre 8 puits suivant un profil NE-SO du Silurien localisé plus au nord que le profil de la Figure 4.32 dans le bassin de Jefarah et de Ghadamès. Elle illustre les environnements de dépôt et les séquences stratigraphiques durant le Silurien dans le bassin de Jefarah et au Nord du bassin de Ghadamès. La discontinuité calédonienne a érodé presque totalement les séries sédimentaires du Silurien au centre du profil de corrélation, correspondant à la zone de la structure de Nafusah qui a joué en uplift durant cette période.

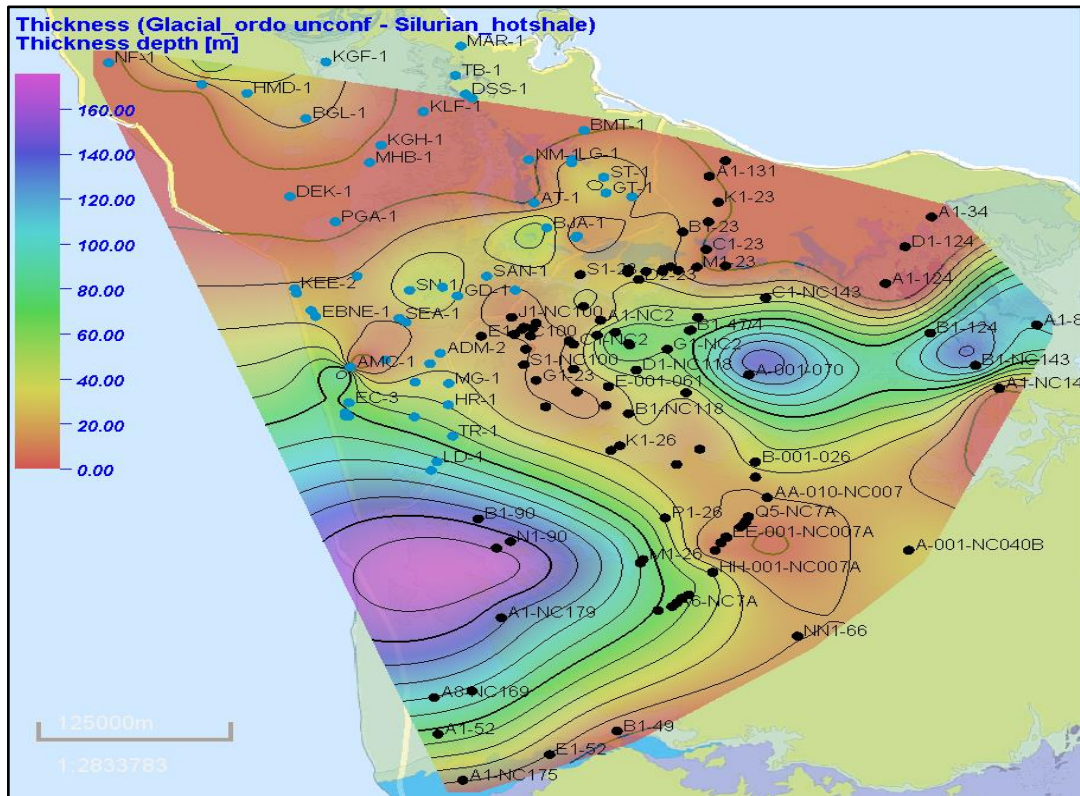


Figure 4.26 : Carte isopaque entre la discontinuité fin de l'Ordovicien et la première surface MFS des « hot shales » du Silurien.

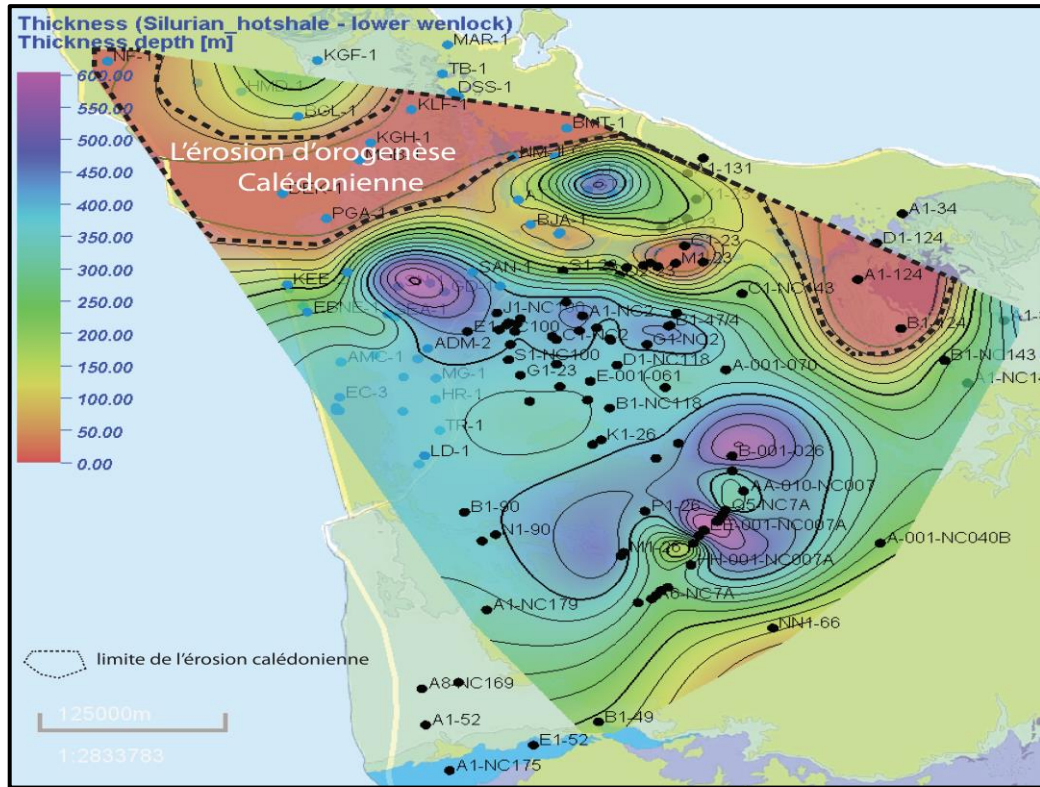


Figure 4.27 : Carte isopaque entre la première surface MFS (les « hot shales ») et Wenlock inférieur.

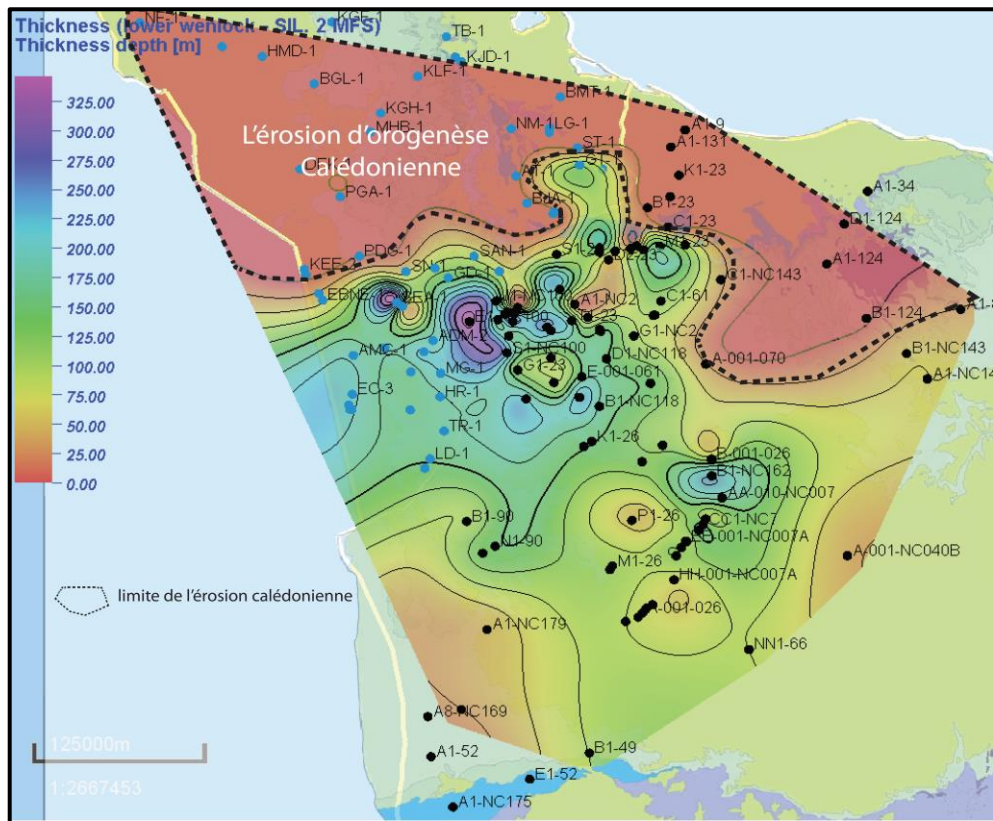


Figure 4.28 : Carte isopaque entre Wenlock inférieur et la deuxième surface MFS du Silurien.

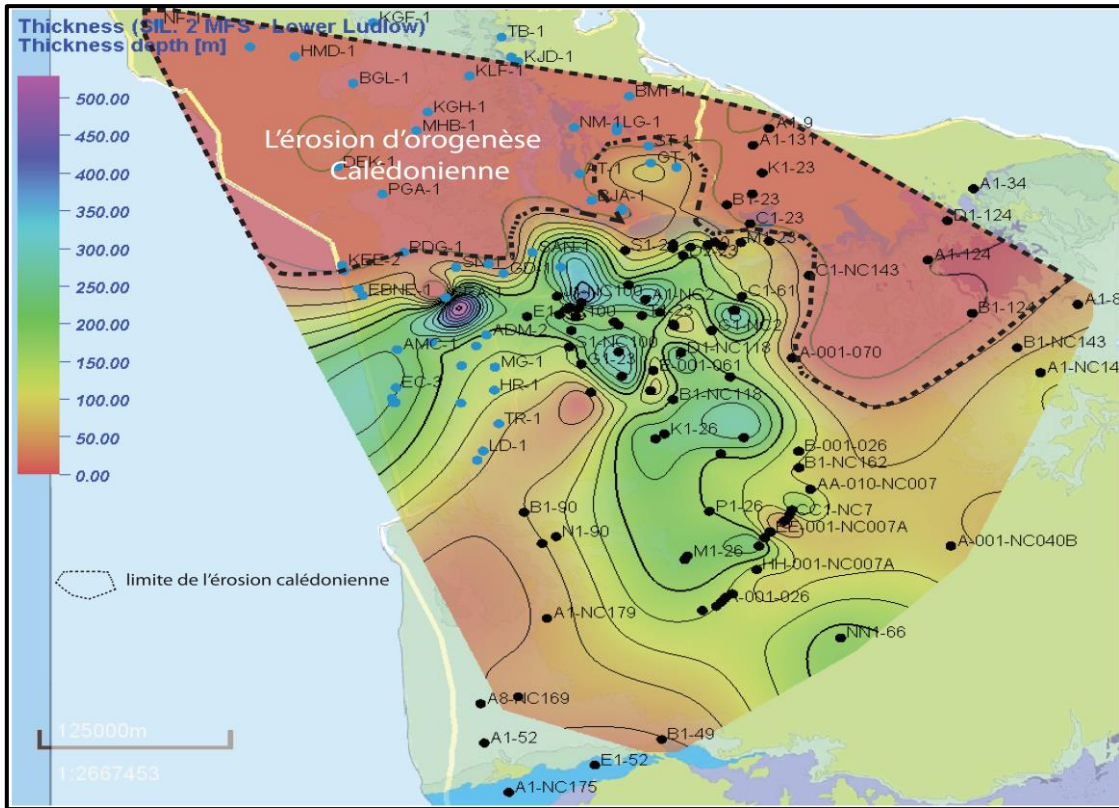


Figure 4.29: Carte isopaque entre la deuxième surface MFS du Silurien et le Ludlow inférieur.

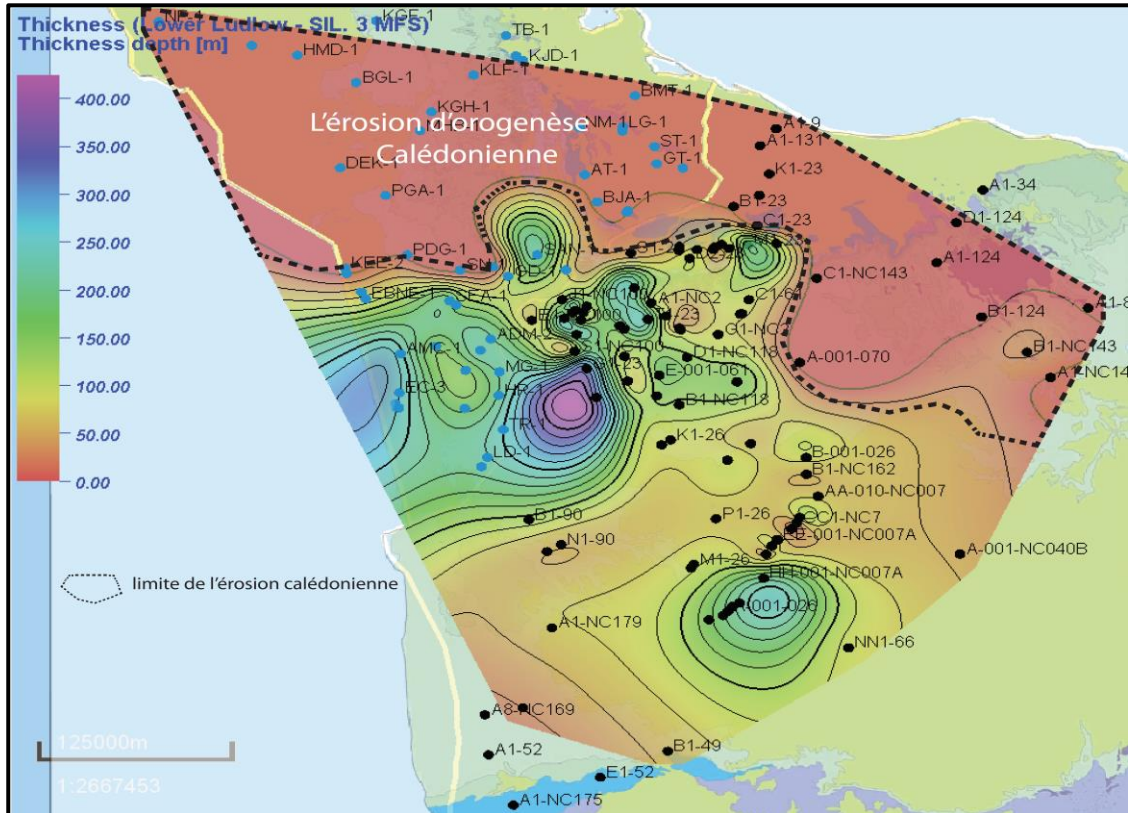


Figure 4.30 : Carte isopaque entre Ludlow inférieur et la troisième surface MFS du Silurien.

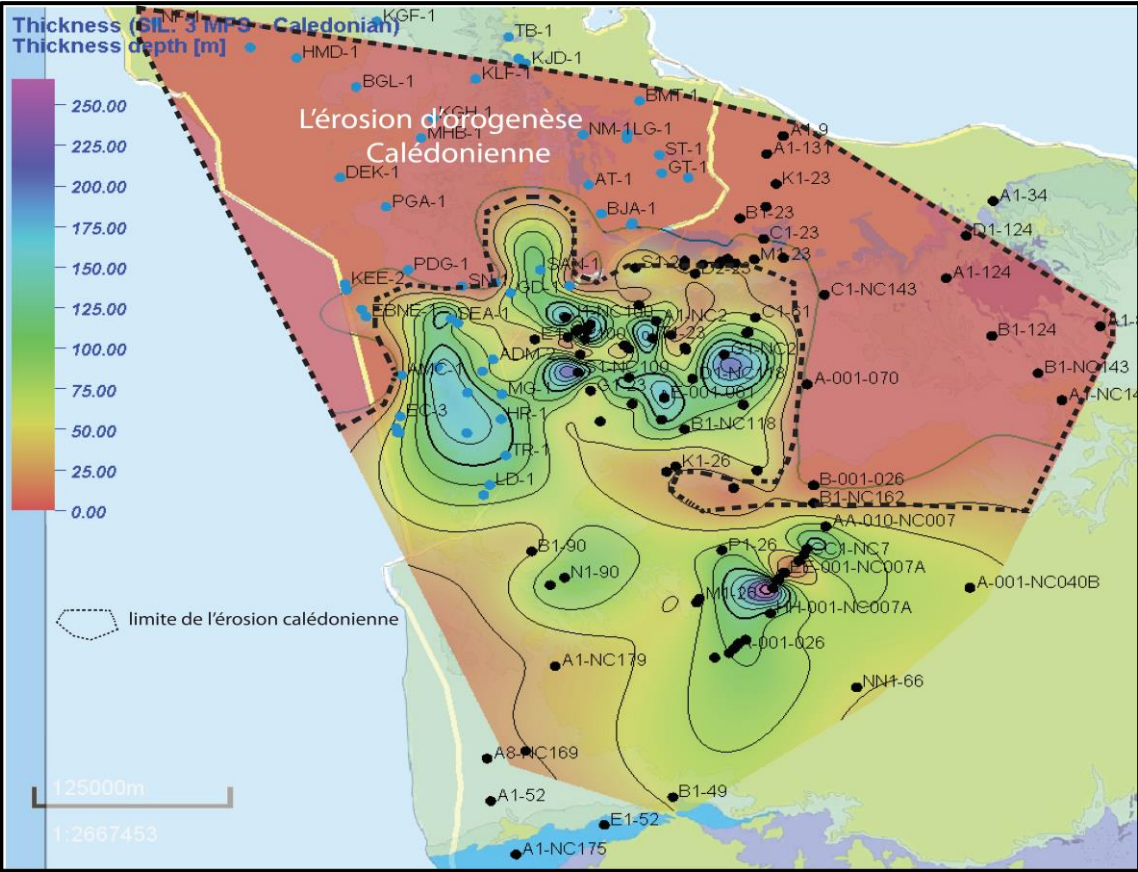


Figure 4.31 : Carte isopaque entre la troisième surface MFS du Silurien et la discontinuité Calédonienne.

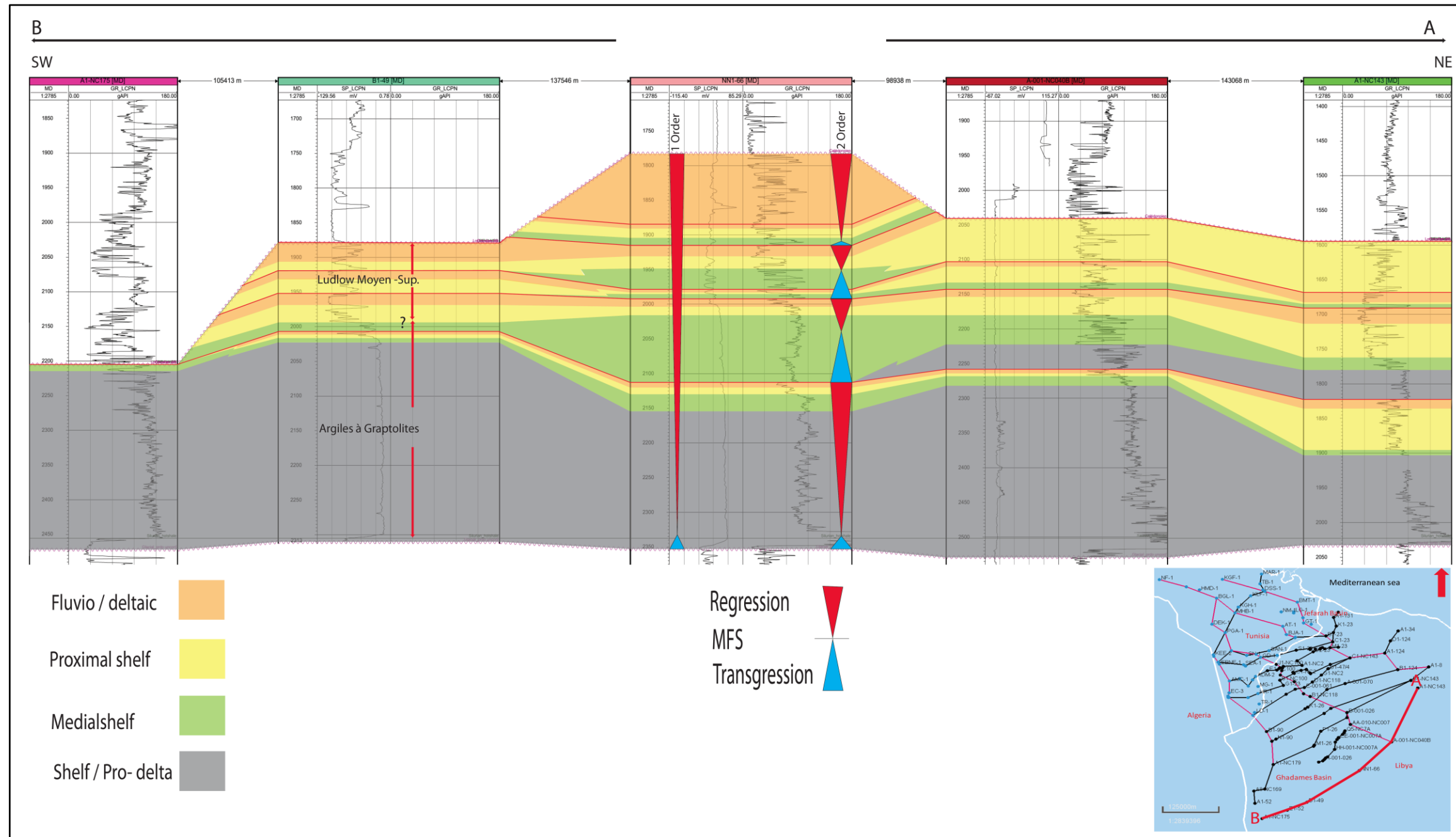


Figure 4.32 : Corrélation stratigraphique entre puits et environnements de dépôt durant le Silurien dans le bassin de Ghadames.

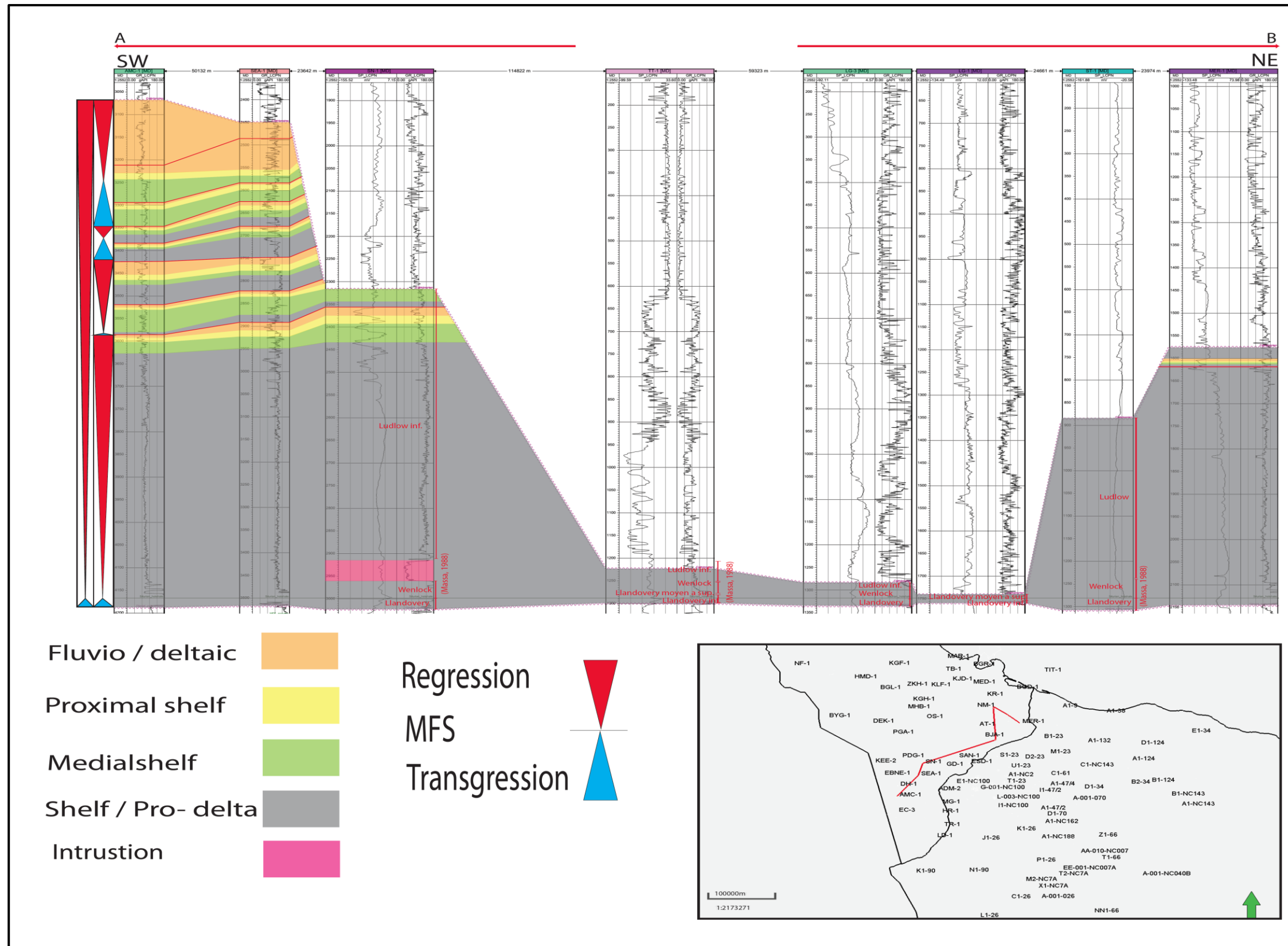


Figure 4.33 : Corrélation stratigraphique entre puits et environnements de dépôt durant le Silurien dans le bassin de Jefarah au nord du bassin de Ghadamés.

- **Les cartes isopaques et profil de corrélation entre puits du Dévonien**

Les détails d'analyse des puits traversant le Dévonien sont présentés dans l'Annexe. Quatorze cartes isopaques (Figures 4.34 à 4.47) pour sept séquences de 2^{ème} ordre ont été établies pendant le Dévonien. Elles montrent l'évolution des épaisseurs des séries sédimentaires du Dévonien durant les sept cycles stratigraphiques de 2^{ème} ordre identifiés dans le bassin de Ghadamès et de Jefarah. Elles montrent la faible épaisseur voire l'absence des séries sédimentaires du Dévonien au Nord du bassin de Ghadamès et dans le bassin de Jefarah (épaisseur des sédiments entre 0 et 50 m) et, donc, de la faible profondeur des bassins durant cette période. Les 9 premières cartes établies entre la discordance calédonienne et la surface MFS du Frasnien correspondent à un approfondissement du bassin de Ghadamès au sud et un passage progressif d'un environnement fluviatile prédominant au départ vers un environnement de dépôts à prédominance marine à shallow marine. Les 5 dernières cartes sont en relation avec une séquence sédimentaire globalement progradante avec le passage d'environnement marin prédominant à des environnements deltaïques dans le bassin de Ghadamès.

Figure 4.48 montre le profil NE-SO du Dévonien illustrant l'environnement de dépôt et les séquences stratigraphiques dans le bassin de Ghadamès. Ce profil a été établi à partir de cinq puits. Les puits proches de la structure d'Al Qarqaf (la source des sédiments) (ex. puits NN1-66) montrent des dépôts dominés par des dépôts fluvio-deltaïques durant le Dévonien inférieur alors que les puits localisés loin de la structure d'Al Qarqaf ont des dépôts sédimentaires dominés par des environnements plus distaux de type plate-forme médiane. Durant le Dévonien moyen et supérieur, les environnements de dépôts deviennent de type plate-forme/pro-delta.

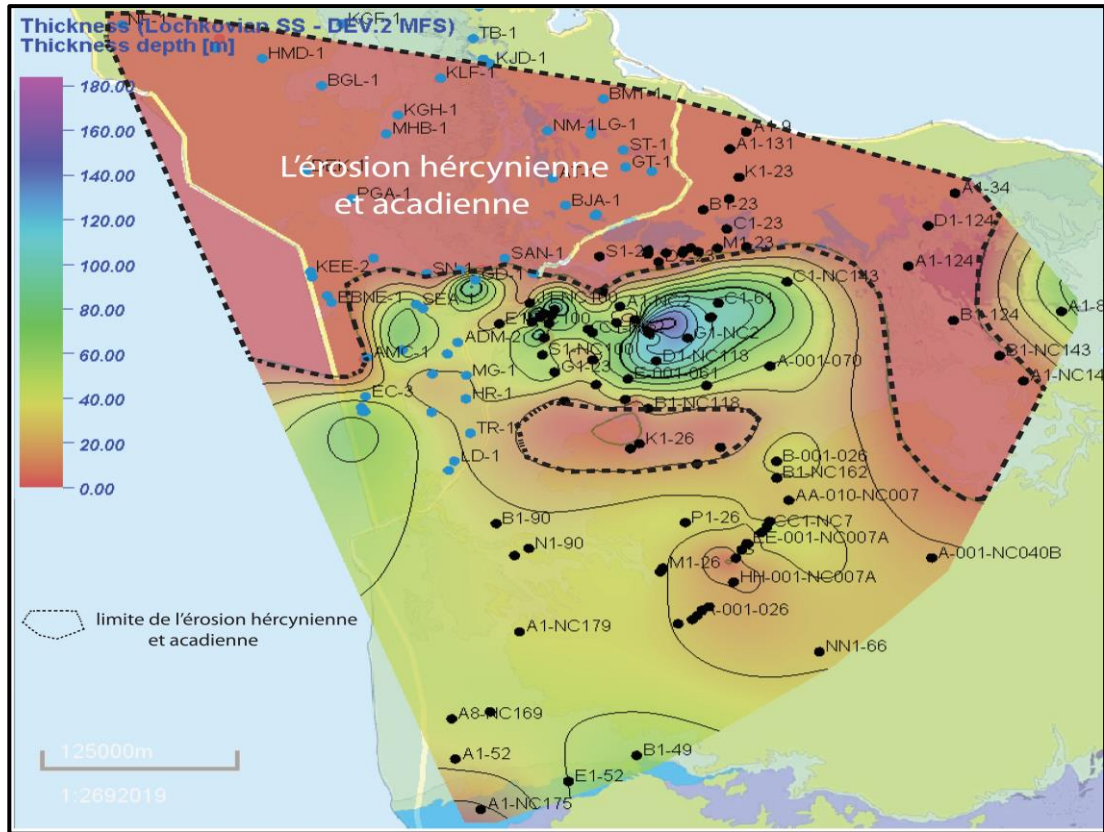


Figure 4.36 : Carte isopaque entre Lochkovien ss et la deuxième surface MFS2 du Dévonien.

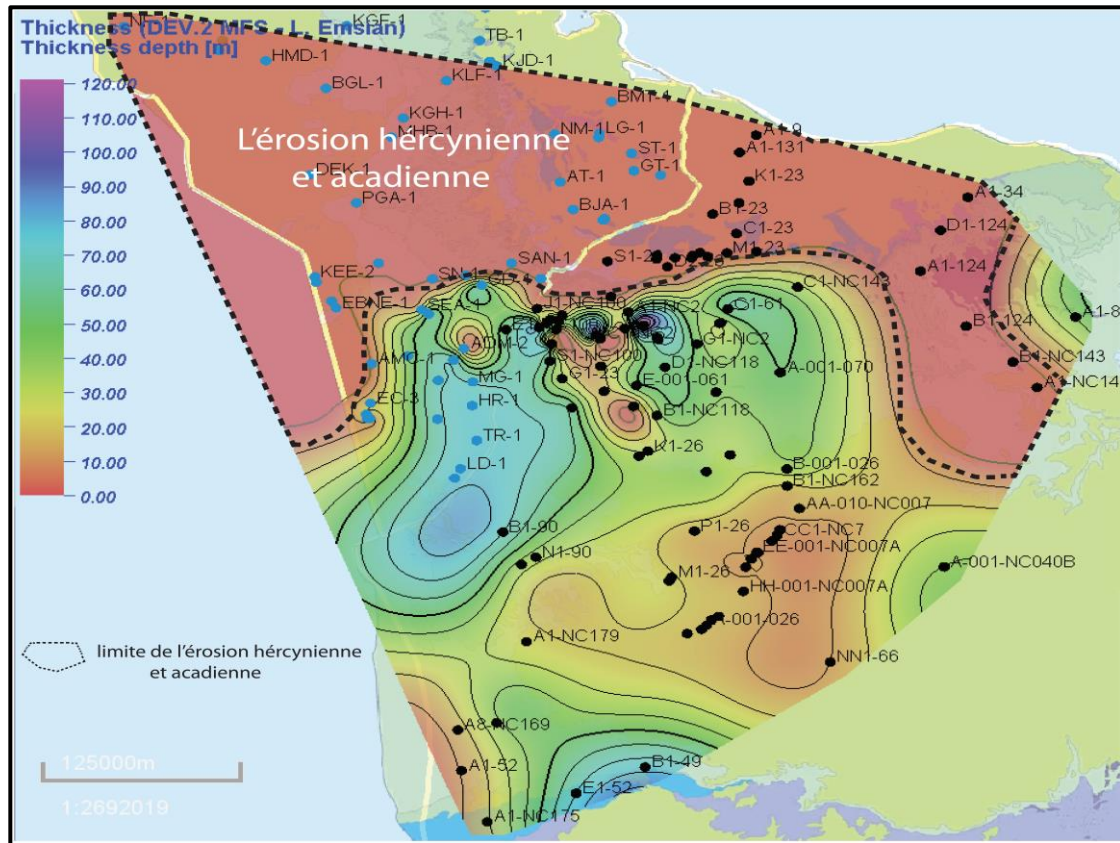


Figure 4.37 : Carte isopaque entre la deuxième surface MFS2 et Emsien inférieur.

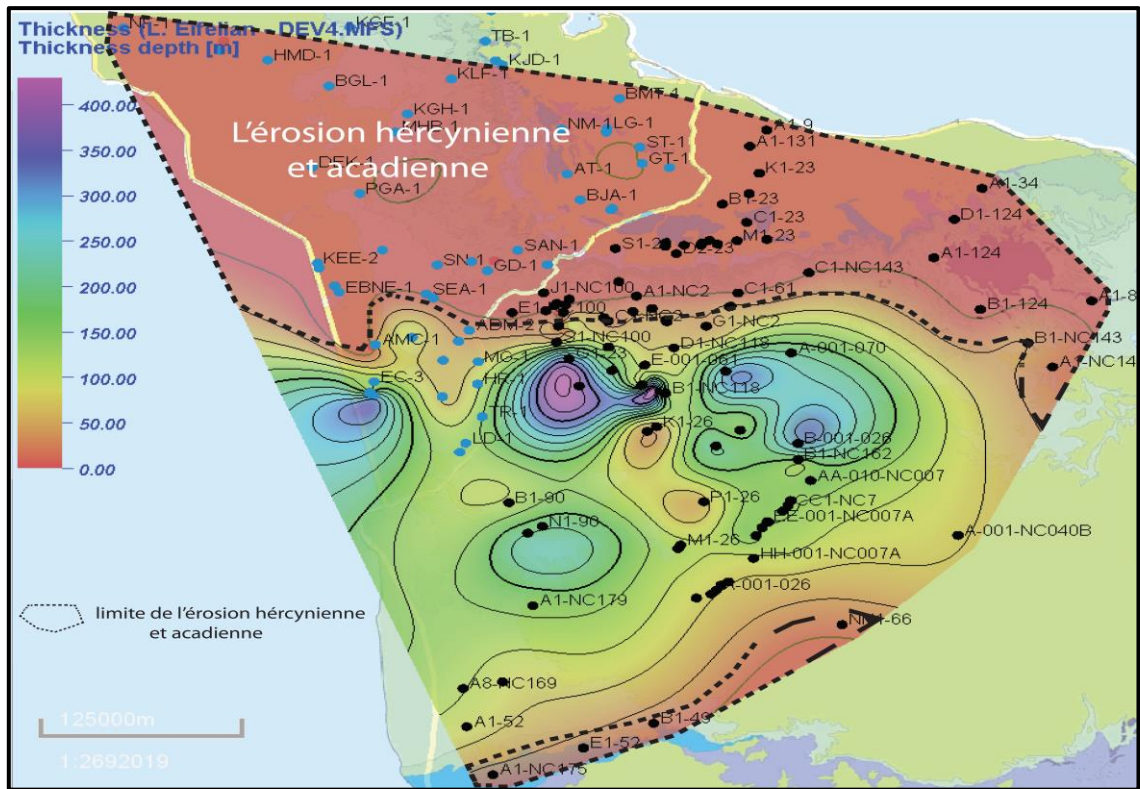


Figure 4.40: Carte isopaque entre Eifélien inférieur et la quatrième surface MFS 4 du Dévonien

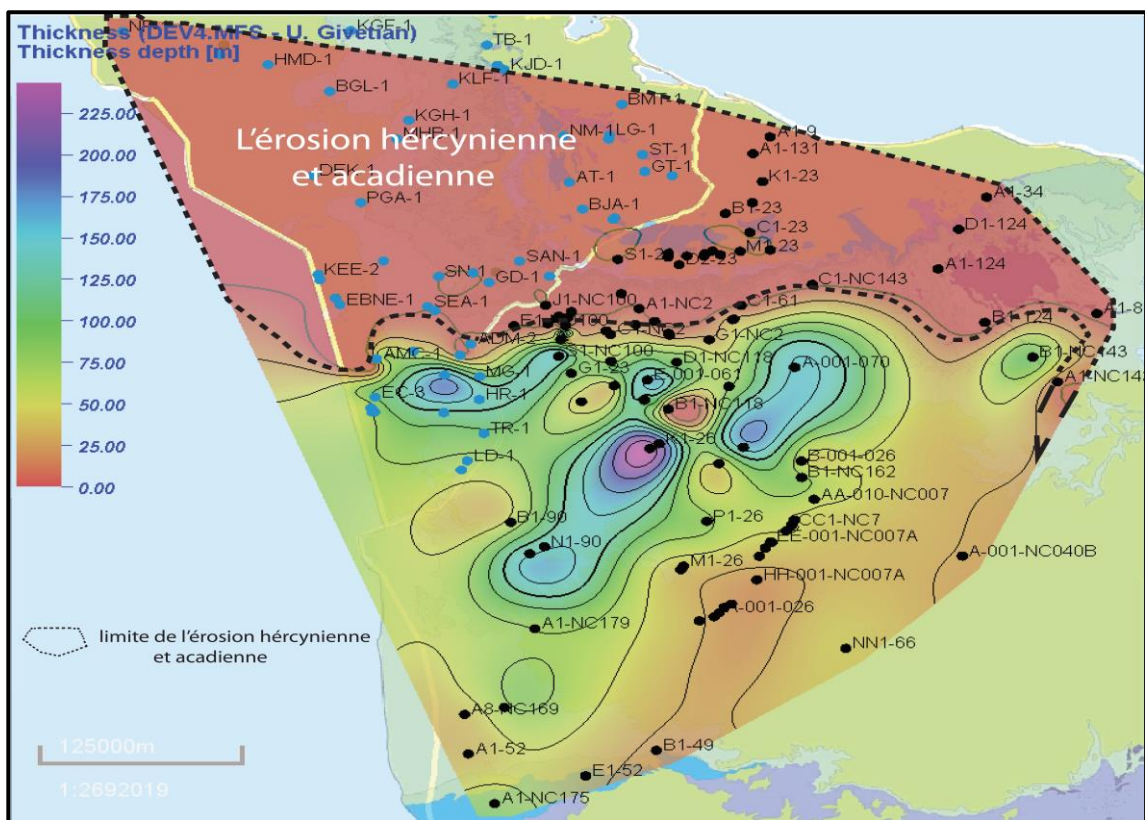


Figure 4.41: Carte isopaque entre la quatrième surface MFS 4 du Dévonien et le Givétien supérieur.

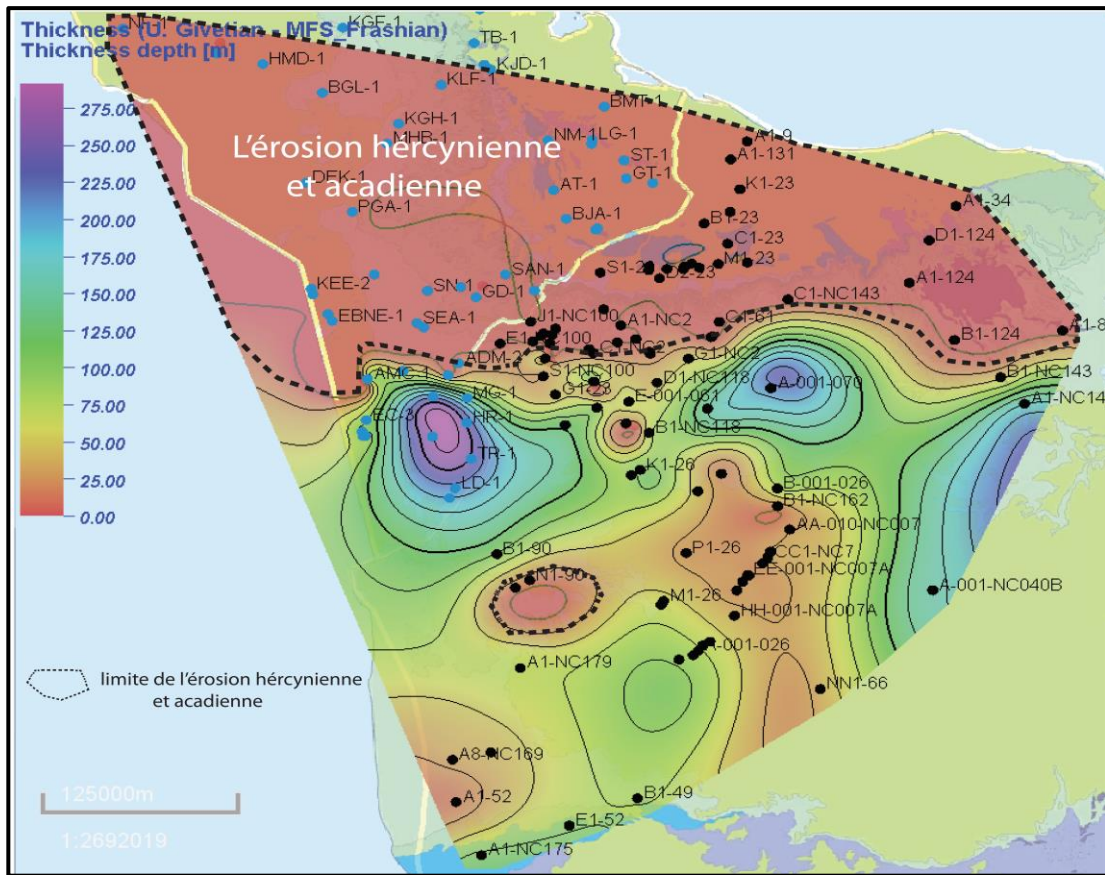


Figure 4.42: Carte isopaque entre le Givetien supérieur et la surface MFS du Frasnien.

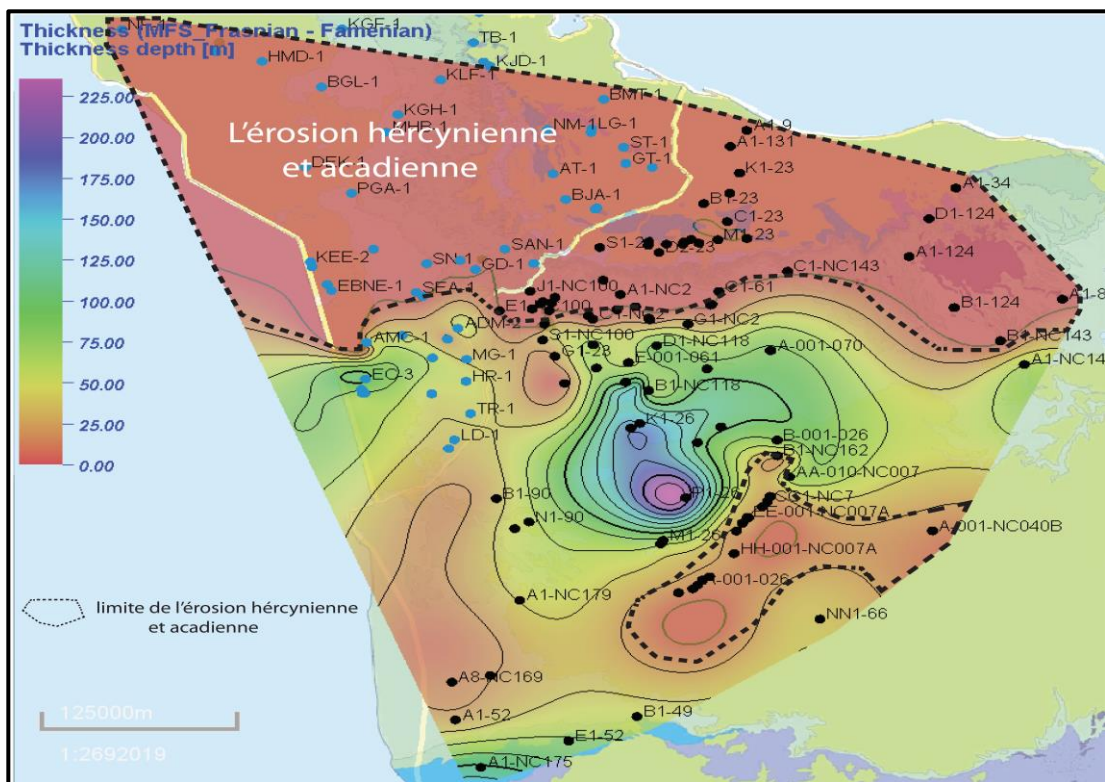


Figure 4.43: Carte isopaque entre la surface MFS du Frasnien et le Famennien.

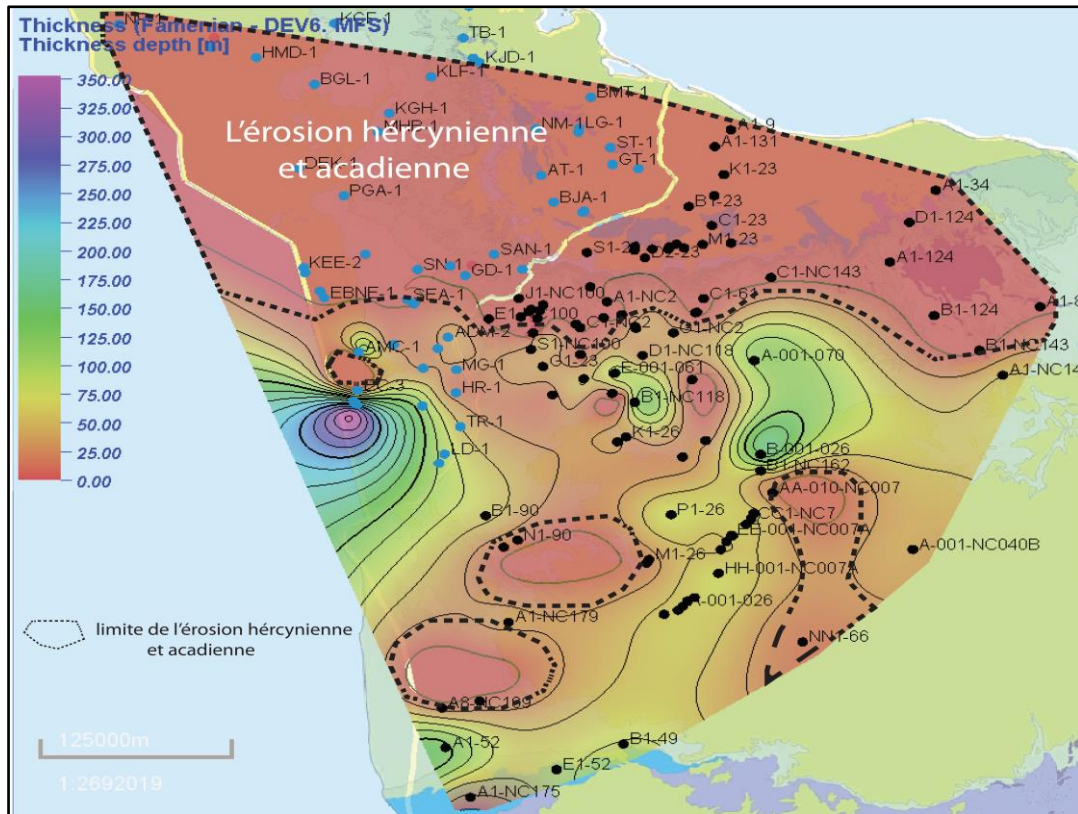


Figure 4.44: Carte isopaque entre Famennien et la sixième surface MFS du Dévonien.

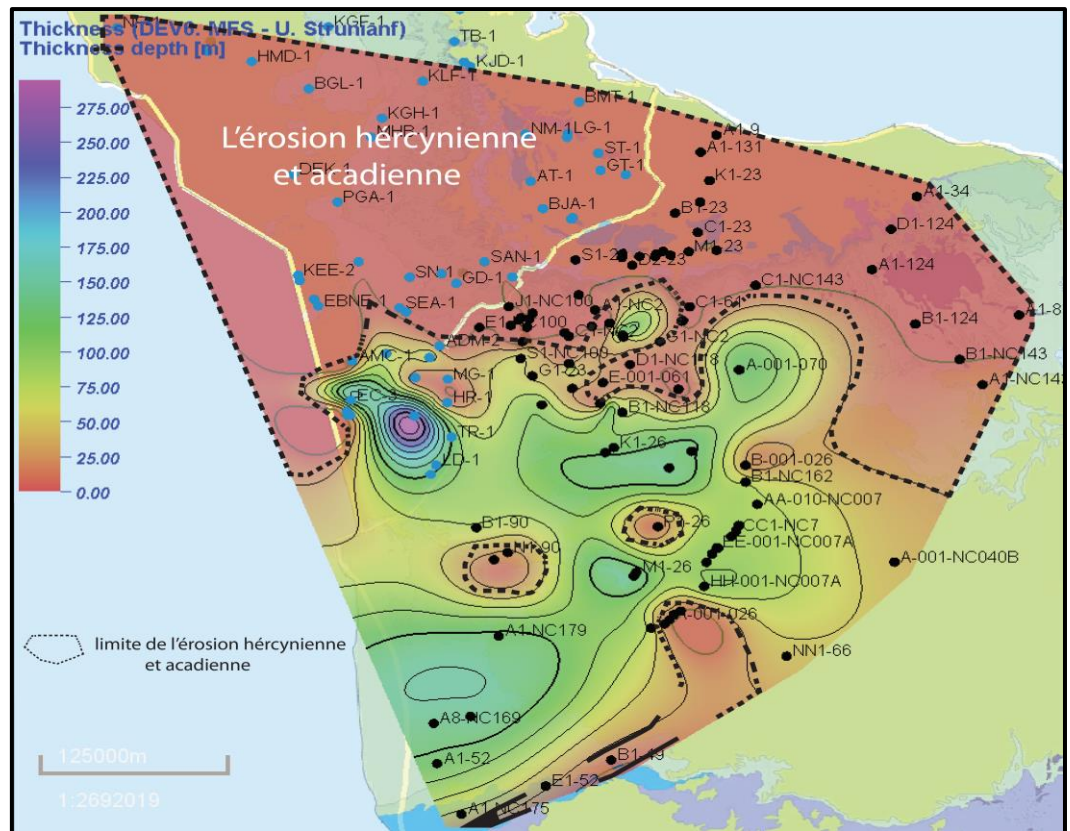


Figure 4.45: Carte isopaque entre la sixième surface MFS du Dévonien et le Strunien inférieur.

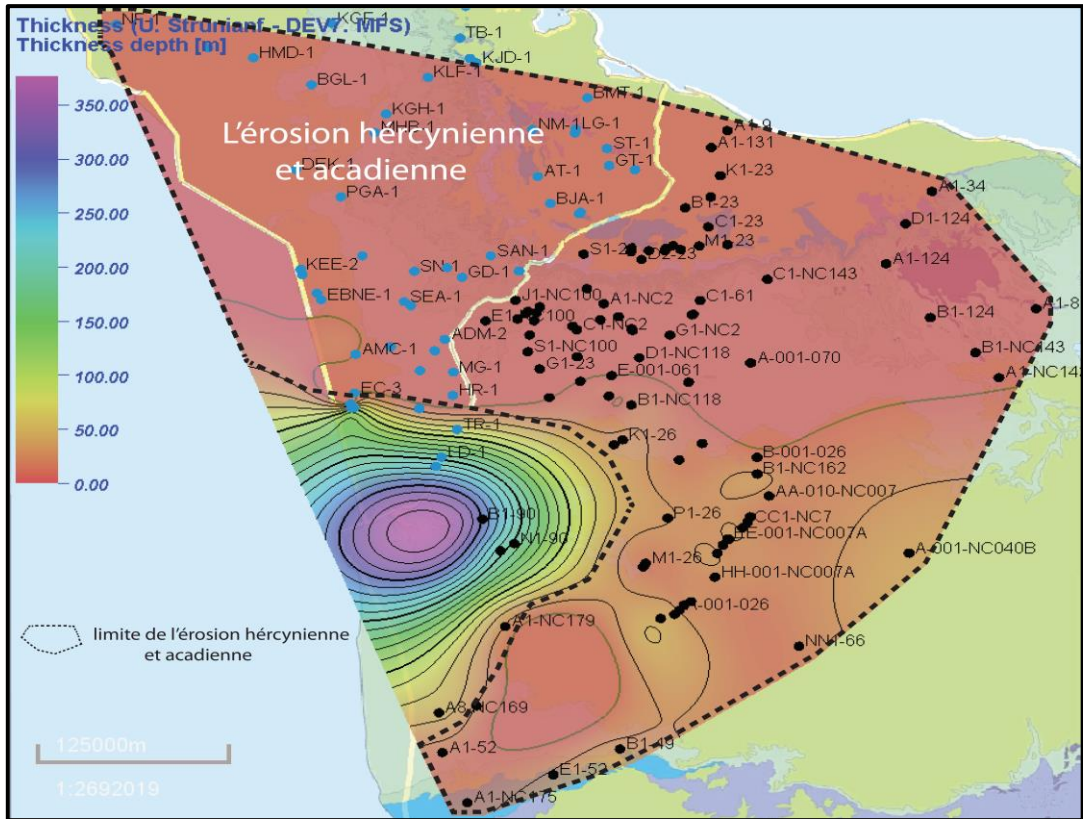


Figure 4.46: Carte isopaque entre le Strunien inférieur et la septième surface MFS du Dévonien.

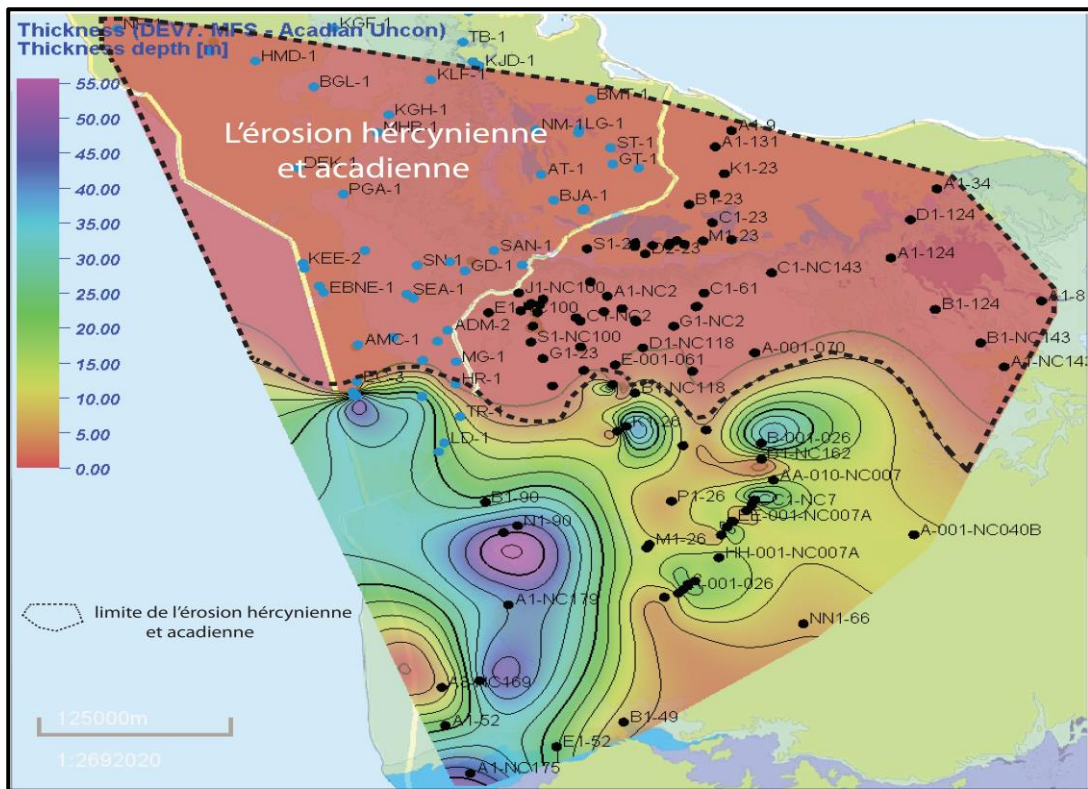


Figure 4.47: Carte isopaque entre la septième surface MFS du Dévonien et la discordance acadienne

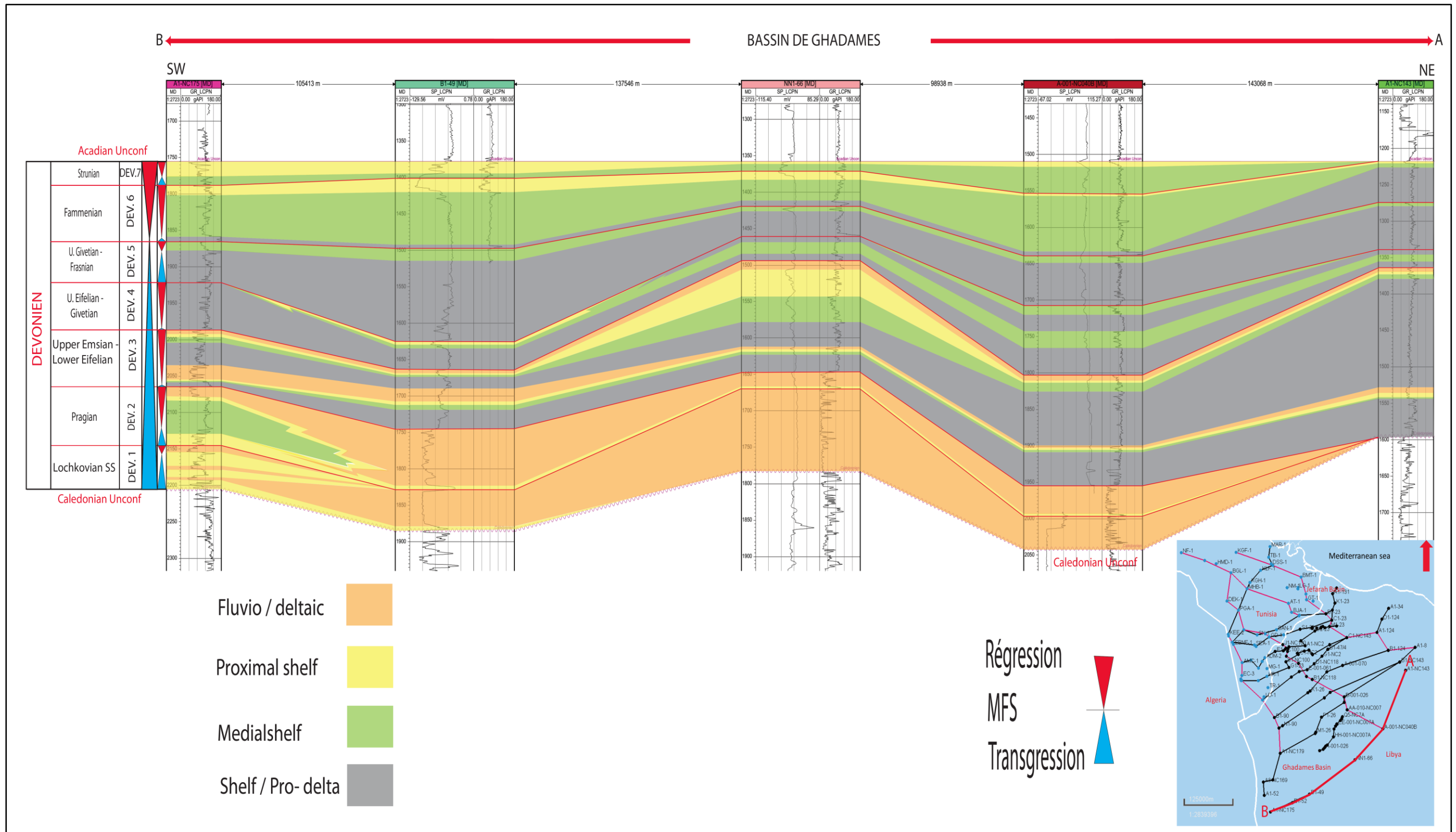


Figure 4.48 : Corrélation stratigraphique entre puits et environnements de dépôt durant le Dévonien dans le bassin de Jefarah au nord du bassin de Ghadamès.

- Les cartes isopaques du Carbonifère

Peu de puits traversent le Carbonifère (voir Annexe). Les séries sédimentaires du Carbonifère sont peu conservées dans la zone d'étude (à l'Est du bassin de Ghadamès et au Nord du bassin de Jefarah) car elles sont exposées à l'érosion de l'orogénèse Hercynienne. Quatre cartes isopaques pour deux séquences de 2^{ème} ordre ont été établies pour le Carbonifère (Figures 4.49, 4.50, 4.51, 4.52).

La première carte (Figure 4.49) traduit l'épaisseur des séries sédimentaires de la première transgression du Carbonifère (série sédimentaire entre la discordance acadienne et la première surface MFS1). Plus de 700 m de dépôts marins sont enregistrés essentiellement au sud du bassin de Ghadamès où l'axe de subsidence du bassin s'est déplacé. On retrouve la même configuration et les mêmes cartes jusqu'au Serpukhovien inférieur (Figure 4.50). Un remplissage progressive et une diminution de l'épaisseur des sédiments sont observés jusqu'à la deuxième surface transgressive MFS2 (Figure 4.51) où les séries sédimentaires d'environnement marin laisseront la place progressivement à une série sédimentaire deltaïque ou marine peu profonde dont l'épaisseur diminue encore (de 100 à 400 m d'épaisseur). C'est pendant cette même période qu'au Nord-Ouest on observe un approfondissement du bassin de Jefarah avec plus de 300 m de sédiment marin peu profond/deltaïque (Figure 4.51). Enfin, la dernière carte isopaque (Figure 4.52) montre l'approfondissement du bassin de Jefarah avec plus de 600 m de sédiments conservés encore et correspondant à des environnements de dépôts de plus en plus marins. La discontinuité hercynienne érode toute la série sédimentaire du Carbonifère.

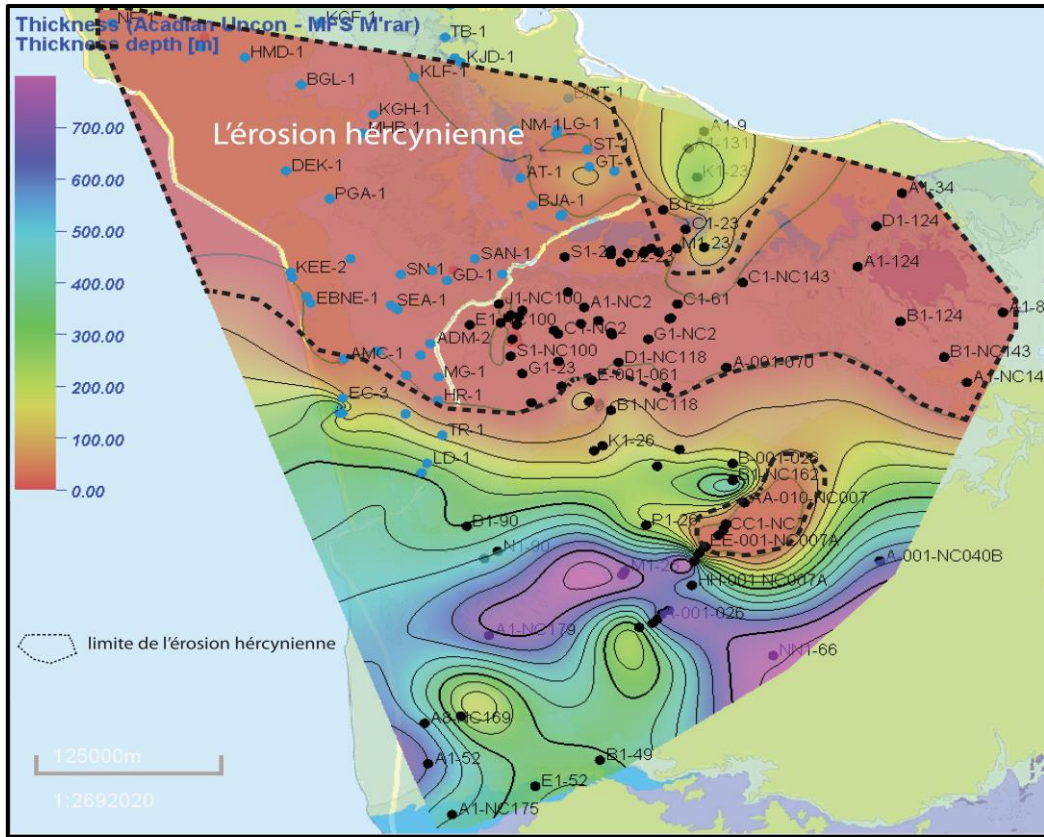


Figure 4.49: Carte isopaque entre la discordance acadienne et la première surface MFS du Carbonifère.

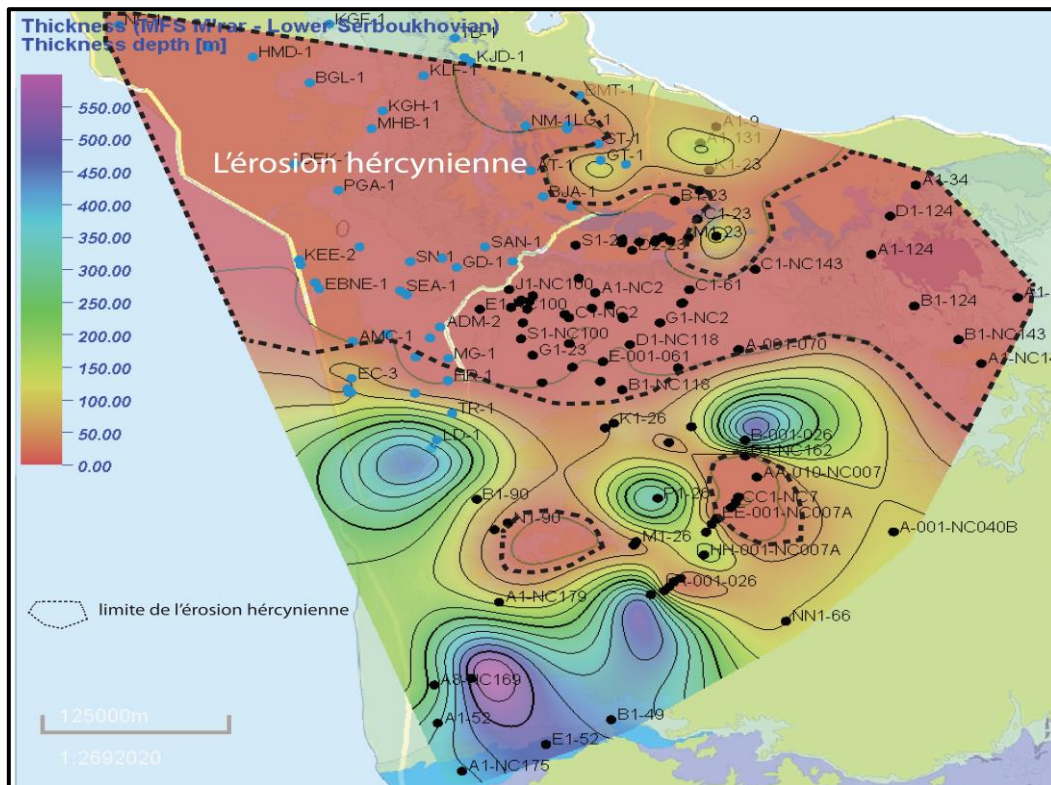


Figure 4.50: Carte isopaque entre la première surface MFSI du Carbonifère et le Serbukhovien inférieur.

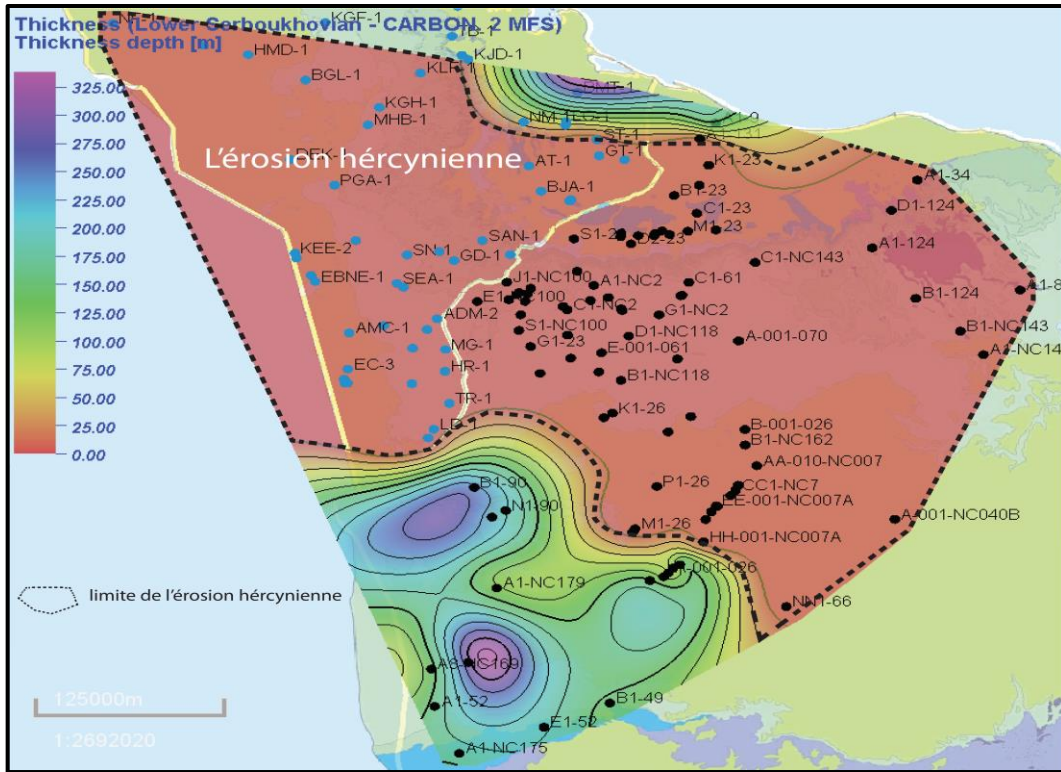


Figure 4.51: Carte isopaque entre le Serpukhovien inférieur et la deuxième surface MFS2 du Carbonifère.

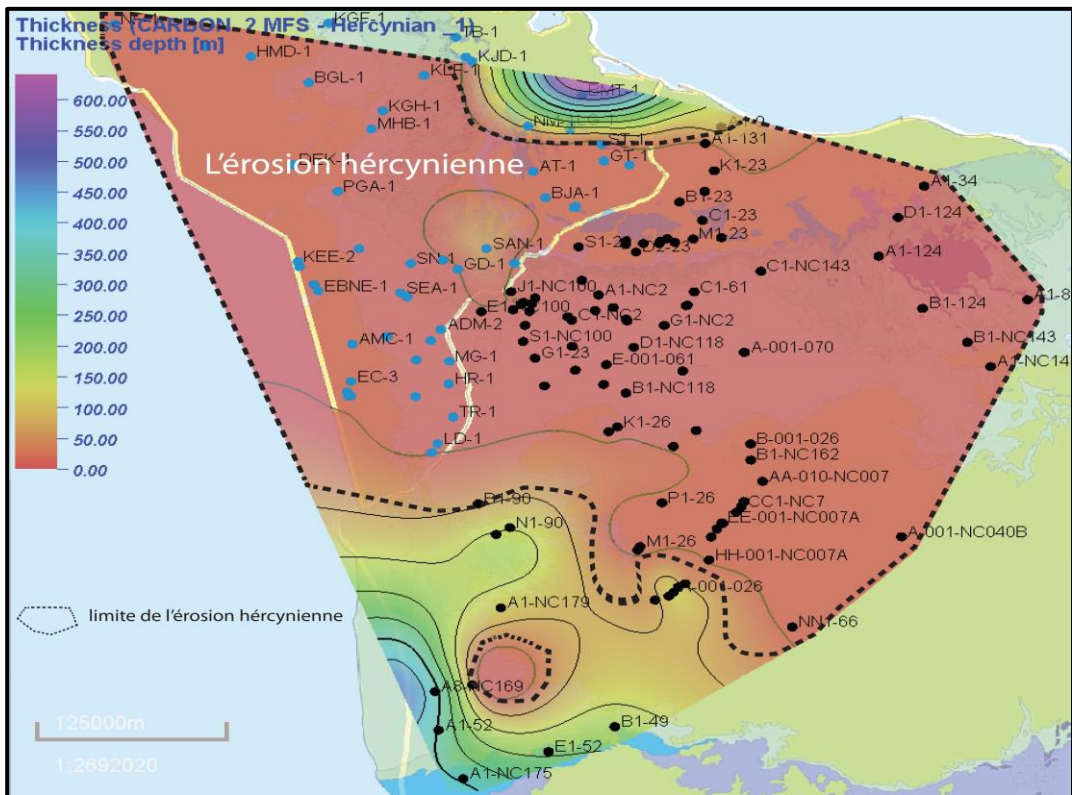


Figure 4.52: Carte isopaque entre la deuxième surface MFS2 du Carbonifère et la discordance hercynienne.

4.3. Conclusion partielle

Le bassin de Ghadamès est un bassin intracratonique localisé au nord de la plate-forme nord-africaine, qui s'est formée pendant le Paléozoïque inférieur. Les séries sédimentaires du Paléozoïque sont composées d'une séquence de sédiments prédominée par les clastiques. Des transgressions importantes se sont produites pendant le début du Cambrien, le Tremadocien, le Llandovery, le Dévonien moyen et tardif et le Carbonifère inférieur. Les principales phases de déformation ont affecté la plate-forme saharienne provoquant plusieurs discordances régionales qui ont traversé les séries sédimentaires du paléozoïque s'étendant à travers le bassin. Ces discordances incluent la discordance panafricaine, la discordance acadienne (Ordovicien moyen), la discordance calédonienne (séparant les dépôts siluriens de la succession dévonienne supérieure), la discordance intra-eifélienne (Dévonien moyen) et la discordance Hercynienne (Paléozoïque supérieur).

Les analyses puits par puits des électrofaciès et des électroséquences et les corrélations stratigraphiques et sédimentaires réalisées entre puits dans les séries du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah ont permis de les subdiviser en cinq séquences de premier ordre, délimitées par des surfaces de discordances majeures et avec des durées de séquence de 40 à 70 Ma. Dans ces cinq séquences de 1^{er} ordre, dix-huit séquences de 2^{ème} ordre ont été définies (avec une durée de 10 à 40 Ma). Elles sont réparties comme ci-dessous:

- ***La séquence de 1^{er} ordre du Cambrien à l'Ordovicien supérieur (Ashgill)***. Dans cette séquence, nous avons défini quatre séquences de 2^{ème} ordre:
 1. Limite Panafricain à la SB du Cambrien moyen,
 2. SB du Cambrien moyen à SB du Cambrio-Ordovicien,
 3. SB du Cambro-Ordovicien à SB de l'Arenigien,
 4. SB de l'Arenigien à la discordance glaciaire fin Ordovicien.

- ***La séquence de 1^{er} ordre de l'Ashgillien au Silurien supérieur (la discordance calédonienne)***. Dans cette séquence, nous avons définies trois séquences de 2^{ème} ordre:
 1. la discordance glaciaire fin Ordovicien à Wenlock inférieur,
 2. Wenlock inférieur à Ludlow inférieur,
 3. Ludlow inférieur à la discordance calédonienne.

- ***La séquence de 1^{er} ordre du Dévonien inférieur (la discordance acadienne) au Dévonien supérieur.*** Dans cette séquence, nous avons défini sept séquences de 2^{ème} ordre:

1. la discordance calédonienne au Praguien supérieur.
2. Praguien supérieur à Eifélien inférieur.
3. Eifélien inférieur à Givétien inférieur.
4. Givétien inférieur à Frasnien inférieur.
5. Frasnien inférieur à Famennien inférieur.
6. Famennien inférieur à Strunien inférieur.
7. Strunien inférieur à la discordance acadienne.

- ***La séquence de 1^{er} ordre du Carbonifère inférieur au Carbonifère supérieur (première phase de discordance hercynienne).*** Dans cette séquence, nous avons défini deux séquences de 2^{ème} ordre:

1. la discordance acadienne au Viséen supérieur.
2. Viséen Supérieur au Carbonifère supérieur (Gzhélien) (la discordance hercynienne 1).

- ***La séquence de 1^{er} ordre entre le Permien et la deuxième discordance hercynienne.*** Dans cette séquence, nous avons défini deux séquences de 2^{ème} ordre:

1. Carbonifère supérieur (Gzhélien) (la discordance hercynienne 1) au Wordien supérieur (Permien moyen).
2. Wordien supérieur à la discordance hercynienne 2.

CHAPITRE 5

Etude des Systèmes Réservoirs du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah

Sommaire

5.0. Objectifs

5.1. Article “Study of Paleozoic reservoir systems in the Ghadames and Jefarah basins”

soumis en juillet 2017 au *Journal African Earth Sciences*.

5.1.1. Introduction

5.1.2. Regional geological setting

5.1.3. Tectonics

5.1.4. Paleozoic stratigraphy and sedimentology

5.1.5. Petroleum systems

5.1.5. Methodology and database

5.1.6. Results and discussions

5.1.7. Conclusions

5.2. Conclusions partielles

5.0. Objectifs

Le chapitre précédent a permis de comprendre l'évolution stratigraphique et les environnements de dépôts des séries sédimentaires durant le Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah. L'objectif de ce chapitre est double :

- Evaluer et quantifier les propriétés réservoirs (la porosité et la perméabilité) des systèmes réservoirs identifiés dans les séries sédimentaires du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah ;
- Comprendre la relation entre les faciès et les environnements de dépôts d'un côté et les propriétés réservoirs de l'autre. Le but est la prédiction des différents niveaux réservoirs dans les séries sédimentaires dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.

Pour parvenir à ces objectifs, 28 puits ont été choisis et analysés compte tenu de leur localisation proximale ou distale dans les profils de corrélation et de dépôts exposés dans le chapitre 4. L'évaluation des propriétés réservoirs, la porosité et la perméabilité, a été effectuée à partir des données de diagraphies de puits et des analyses pétrophysiques réalisées au laboratoire et fournies par des différents rapports. Le logiciel d'analyse pétrophysique des diagraphies JLog a été utilisé pour la quantification des propriétés réservoirs à partir des données de diagraphies.

Le développement de ce chapitre est basé pour l'essentiel sur l'article soumis juillet 2017 au *Journal of African Earth Sciences*.

Study of Paleozoic reservoir systems in the Ghadames and Jefarah basins

JABIR, A. (1), CEREPI, A. (1), LOISY, C. (1), RUBINO, J-L (2)

1. EA 4592 Géorressources et Environnement, ENSEGID - Bordeaux-INP, 1 allée Fernand Daguin, 33607 Pessac cedex, France, email: adel.jabir@ipb.fr 2. Total CSTJF, avenue Laribau, 64018, Pau, cedex, France, e-mail: jean-loup.rubino@total.com

Abstract

Twenty eight wells with its geological well reports and well logs from Paleozoic reservoirs the Ghadames and Jefarah basins illustrate how reservoir properties changes laterally and vertically through time (from a proximal to a distal setting). Two softwares were used, JLog (version 4) petrophysical software for reservoir property analysis and PETREL (Schlumberger software 2014 version) for constructing stratigraphic correlation models. The reservoirs in the study area are spread over a large range of siliciclastic reservoirs with the prospective section extending from Cambrian till the Permian. Hydrocarbons within the Ghadames and Jefarah basins originated from two major source rocks, i.e. the Lower Silurian Tanezuft Formation and Middle-Upper Devonian Awaynat Wanin Formation. The nine main Paleozoic reservoirs are respectively the Hasawnah, Hawaz and Mamouniyat Formations (Lower Paleozoic), Akakus, Tadrart, Ouan Kaza and Tahara Formations (Middle Paleozoic) and M'rar and Asadjefar Formations (Upper Paleozoic). Six stratigraphic cross sections through the area have been reconstructed to illustrate the vertical and lateral reservoir extensions. The acquired dataset demonstrates that the Paleozoic reservoir properties are influenced by both, depositional facies and position within the paleogeographical setting (from proximal to distal part).

Keywords: Ghadames basin, Jefarah basin, Paleozoic, Sandstone reservoirs, Porosity.

5.1.1 Introduction

The Ghadames basin is one of the main oil and gas producing regions in North Africa and occupies the northwestern part of Libya (Underdown and Redfern, 2008). The adjacent Jefarah basin corresponds to a complex wrench-faulted area forming a terrace between the Nafusah uplift and Sabratah basin (Figure 5.1). The basin has been penetrated by many wells (mostly water wells), which reveal stratigraphical ranging from Paleozoic to Jurassic in age (Hallett, 2002).

Due to the economic importance of the Ghadames and Jefarah basins concerning hydrocarbon occurrences, many deep boreholes have been drilled.

The purpose of this paper is to study the overall characteristics of the reservoirs in the Paleozoic succession in the Ghadames and Jefarah basins. The study of the relationship between paleogeography and tectonic events in both basins is important in order to understand the geodynamic evolution of the studied sedimentary basins and also to predict different reservoirs and source rock levels within the basin.

The Paleozoic succession in the study area contains two mature source rock levels, one occurring in the lower Silurian Tanezuft Formation and the second of Middle – Upper Devonian age situated in the Awaynat Wanin Formation. In addition many reservoir units exist (including the Cambrian Hasawnah Formation, Middle Ordovician Hawaz Formation, Upper Ordovician Mamouniyat Formation, Middle to Upper Silurian Akakus Formation, Lower Devonian Tadrart Formation, and Upper Devonian Tahara Formation). Moreover some sandstone levels occur in other Formations, such as Middle Devonian Awaynat Wanin Formation, Lower Carboniferous M'rar Formation and Upper Carboniferous Asadjefar Formation (Figures 5.2 and 5.3). The reservoir systems in this study were studied based on wireline log data such as Gamma Ray, Spontaneous Potential, Salinity (Resistivity), Density, Sonic and Neutron to deduce the lithologies and to calculate porosity values.

Several authors have studied this area and related regions. Shah et al. (1993) studied effects of synsedimentary processes on porosity within the Paleozoic sandstone reservoirs of the Ghadames Basin, NW Libyan, while Crossley and McDougall (1998) studied the Lower Paleozoic reservoirs of North Africa. Belhaj (2000) focused his study on the Carboniferous and Devonian stratigraphy, with special emphasis on the M'rar and Tadrart reservoirs in the Ghadames basin (Libya).

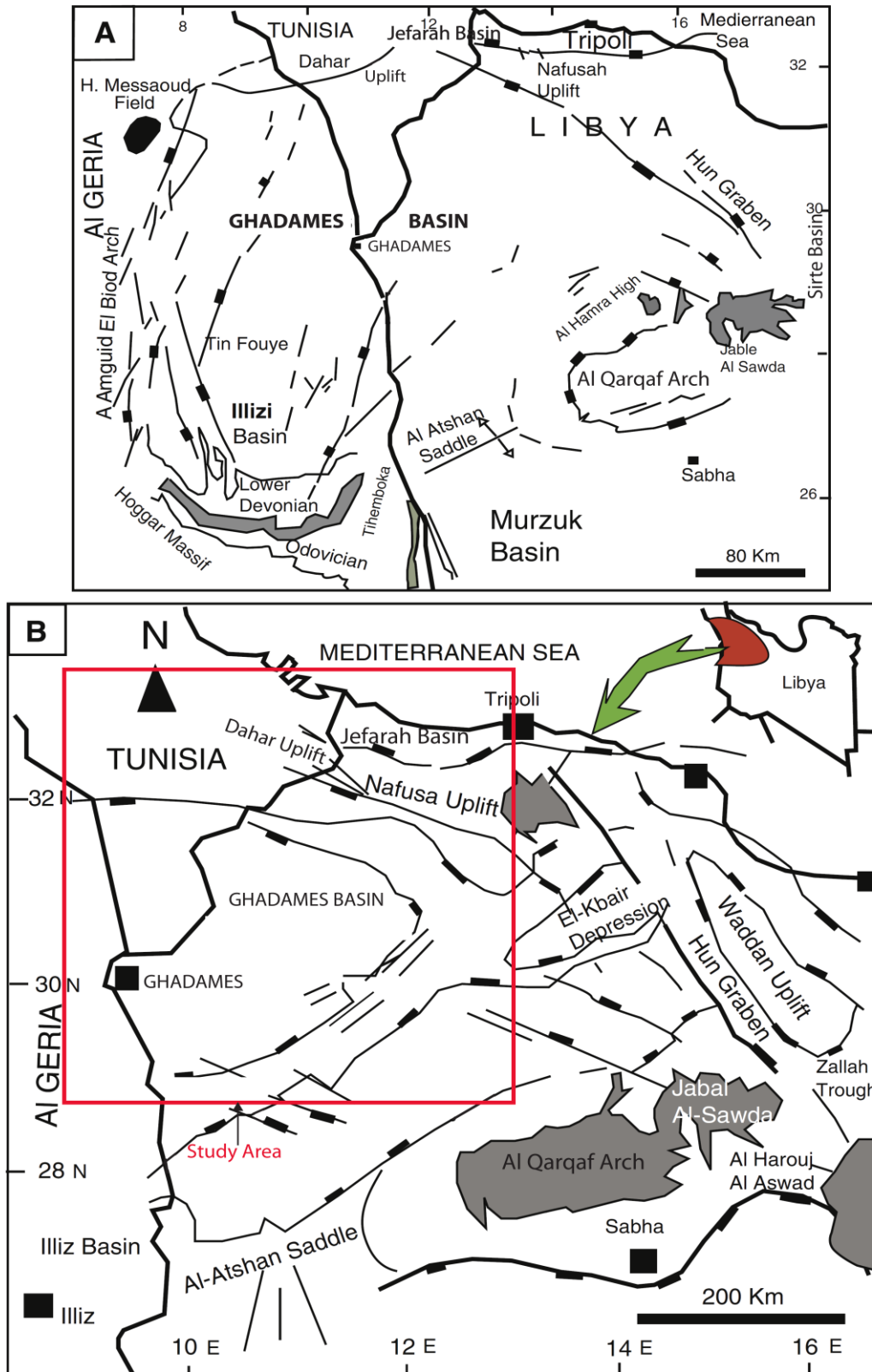


Figure 5.1: Geological map showing (A) location and boundaries of the Ghadamès Basin and Jefarah basin. (B) Location of the study area (modified after Echikh, 1998; Elruemi, 2003; Khalifa and Morad 2015).

In this study, six cross sections in the Paleozoic succession have been constructed based on 28 reference wells crosscutting the Cambrian till the Permian reservoirs. Depending on the available data, two wells in each cross section have been analysed representing respectively a proximal and distal setting with the aim to assess the lateral changes with regard to reservoir properties.

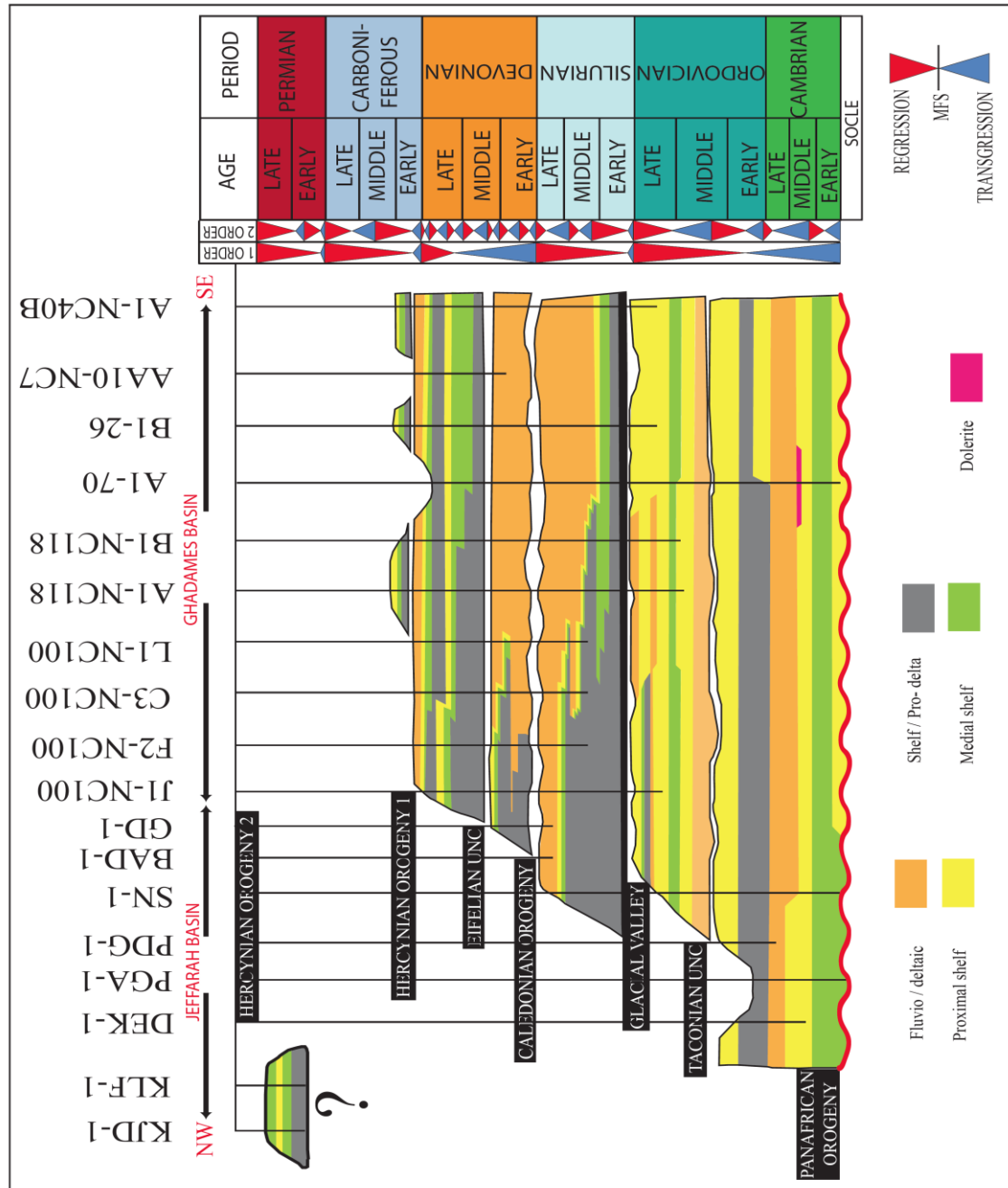


Figure 5.2: SE - NW Paleozoic chronostratigraphic chart of the Ghadamès and Jefarah basins.

5.1.2 Regional geological setting

The Ghadames basin is an intra-cratonic basin of about 350.000 km² located in the northern part of the African plate. Geologically, it is bounded to the north by the Nafusah Uplift, to the south by the Al Qarqaf Arch, to the west it extends into Algeria. To the east, the boundary is not clearly defined where it is overlapping with the western flank of the Sirte basin.

The Jefarah basin covers an area of 15.000 km², consists of a complex faulted zone that forms a terrace between the Nafusah uplift to the south and the offshore Sabrata basin to the north and it extends westwards into Tunisia north of the Dahar Uplift (Figure 5.1).

5.1.3 Tectonics

The Paleozoic succession in the Ghadames basin comprises a sequence 4000 m thick of interbedded sandstones, mudstones and limestones covering an age from the Cambrian to Permian. Some structural features existed throughout the Paleozoic and affected the thickness of the sedimentary cover. In the text below, several basins and archs are mentioned, that all are shown in figure 5.1.

Figure 5.2 summarizes the stratigraphy, sedimentary and tectonic setting of the study area. The figure shows the principle unconformities during the Paleozoic and the sequence stratigraphy (first and second order) for each time period. The hiatuses within the Paleozoic succession in the Jefarah basin relate to the rapid rise of the Nafusah-Dahar arch and are also function of the severity of the associated events during the Paleozoic. Notice the presence of Permian succession in the Jefarah basin while it is absent in the Ghadames basin because of the Hercynian orogeny.

The early Paleozoic history of the Ghadames basin was controlled by the northwest-southeast Pan African tectonic trend (Hallett, 2002). The first of these phases corresponds to the Pan African orogeny (900-600 Ma age), which resulted from collision between the West African Craton, the East Saharan Craton and several island arcs (Caby et al., 1981; Vail, 1991; Boullier, 1991; Black et al., 1994; Greiling et al., 1994; Jacobs and Thomas, 2004). The basement rocks were significantly folded and faulted and the tectonic lineation is northwest-southeast oriented.

The Late Neoproterozoic to Early Cambrian period is named as Infracambrian, dating between c. 1000 Ma and c. 525 Ma, which is characterised by major extensional movements (Schandelmeier et al., 1987).

Infracambrian deposits in the Murzuq basin (Figure 5.1) have been named as Intermediate series, that occurs between the slightly metamorphized schists of the Pharusian and the overlying Hasawnah Formation, which contains conglomeratic and shaly sandstone and siltstone (Jacqué, 1962; Burollet and Byramjee, 1969; Bellini and Massa, 1980; Hallett, 2002). In the northern Ghadames basin it is probably locally present (Bellini and Massa, 1980).

During the late Cambrian, a brief drop in sea level was recorded along the North Africa margin that corresponds to regional uplift caused by gentle tectonic deformation (Fabre et al., 1988). Minor unconformities along the North Africa platform are caused by a tectonic event that occurred at the Cambrian – Ordovician transition (Boot et al., 1998).

Marine transgressions dominated along North Africa during the early Ordovician (Tremadocian). During this period, the erosion of Cambrian strata derived from Pre-Paleozoic uplifts in North Africa such as the Ahara and Tihemboka Arches reflects an instability situation. The tectonic activity reached its peak in the late Llanvirnian and affected the Illizi basin, southern Ghadames basin and Al Qarqaf Arch (Figure 5.1). Erosional troughs that resulted from faulting and localized erosion were filled by glacial deposits during the late Ordovician (Echikh, 1998). The Taconian unconformity is a widespread event that developed in the late Ordovician (Ashgillian). It is interpreted as a combination of traditional tectonic movements and glaciotectonics. This unconformity locally is reflected by some deep erosion which reached underlying deposits.

A strong global glaciation is reflected in late Ashgillian deposits that relates to the location of northwestern Africa at a paleo South Pole position. This glaciation event led to a global sea level low stand. Glacio-marine micro-conglomeratic shales (i.e. sandy clays) fill up the palaeotopography above the Taconian unconformity surface, in the northern part of the Murzuq, the Illizi and the Ghadames basins (Echikh, 1998; Figure 5.1).

Melting of the ice cap caused the sea level to rise in the Early Silurian which led to a major transgression that flooded the North African shelf. Organic-rich graptolite shales formed during this period.

The Silurian is characterized by continued subsidence of North Gondwana (Craig et al., 2008), especially in the Tinduf basin (Destombes et al., 1985), the Ghadames basin, the southwestern Murzuq basin and the northeastern part of Libya (Wennekers et al., 1996) (Figure 1).

Several erosional unconformities mark the latest Silurian and Devonian series in North Africa. The most important are the Caledonian and the intra-Eifelian events. During the late Silurian, compression in western Libya and eastern Algeria is reflected by major uplift of the Tihemboka and Al Qarqaf Arches (Figure 1). This resulted in the separation of the Ghadames basin from the Murzuq basin and caused widespread erosion (Dardour et al., 2004).

The first phase of the Hercynian Orogeny that relates to the collision between Gondwana and Laurasia occurred in the mid-Devonian. This deformation along the North Africa continent occurred at the same period where major uplift of the Ghadames and Illizi basins took place. It also affected the Tihemboka, Ahara, Al Qarqaf and Brak Bin Ghanimah Arches during Mid Eifelian, i.e. late Givetian (Boudjema and Tremolliers, 1987) (Figure 1).

A tectonic event was registered at the transition of the Devonian – Carboniferous along North Africa. The latter is marked by frequent breaks in the sedimentary cycles as well as the development of angular unconformities (Guiraud and Bosworth, 1999). Deformations associated with this event correspond to the movement of major N-S trending strike-slip faults which are associated with local folding and uplifts. In the Murzuq and Al Kufrah basins (southern Libya) (Figure 5.1) intra-Carboniferous deformation has been identified, while time-equivalent deformation features are missing westward (Algerian basins). Echikh (1998) indicated that Early Tournaisian deposits are absent within most of the Ghadames and Illizi basins.

In the Latest Carboniferous, due to uplift of the Hercynian fold and thrust belt, continental depositional settings dominated over most parts of north-west Africa (except north-west Libya and Tunisia). Before this major phase of uplift and deformation, Carboniferous and Permian sediments were deposited and subsequently became exposed with associated extensive erosion during the Early and Mid-Triassic. The Arches in central and northern Africa were activated during the Early Carboniferous and Permian. This resulted in the removal of most of the Paleozoic sequence in the Sirte basin (Jassim et al., 2002).

5.1.4 Paleozoic stratigraphy and sedimentology

The stratigraphic column of the Paleozoic in the Ghadames and Jefarah basins ranges from the Cambrian to the Permian. Notice that the formations names may differ in the wells which are located in Tunisia (Figure 3). In the Libyan part, the following formations occur: Hasawnah, Ash Shabiyat, Hawaz, Melàz Shuqràn, Mamouniyat, Tanezuft, Akakus, Tadrart, Ouan Kaza, Awaynat Wanin, Tahara, M'rar, Asadjefar, Dembaba, Tiguentourine and Al Watyah.

In the Tunisian part, equivalent formations are: Sidi Toui, Sanrhar, Kasbah-Leguine, Bir Bin Tartar, Jeffara, Tanezuft, Akakus, Tadrart, Ouan Kaza, Awaynat Wanin, Tahara, M'rar, Asadjefar, Dembaba, Tiguentourine, Zoumit, and Tebaga.

- Hasawnah Formation (Cambrian)

The Cambrian deposits are represented by continental clastics of the Hasawnah Formation, which is about 340 m thick. It consists of medium to coarse-grained cross-bedded sandstone, containing Tigillite, Cruziana and Harlania (Massa and Collomb, 1960). The depositional environment of the Hasawnah Formation ranges from fluvial – deltaic and shallow marine shelfal (Hallett, 2002).

- Ash Shabiyat Formation (Ordovician: Tremadocian)

During the Early Ordovician a marine transgression occurred, with the deposition of up to 100 m thick (Massa, 1988) silty sandstones containing abundant Tigillites, Cruziana and Harlania (Bellini and Massa, 1980). This formation is equivalent to the Sanrhar Formation in the Tunisian part. The Ash Shabiyat Formation represents a marine transgression (Hallett, 2002).

- Hawaz Formation (Ordovician: Llanvirnian- Llandeilian)

The Hawaz Formation consists of fine-grained, cross-bedded quartzitic sandstone with thin shale intercalations and abundant Tigillites and stromatolites, with possible ferruginous ooids at its base (Bellini and Massa, 1980). This formation ranges in thickness from 30-170 m in the subsurface (Pierobon, 1991). The Hawaz Formation corresponds to an alternation of tidal deposits and continental shelf strata containing storm layers. The Kasbah Leguine and Bir Bin Tartar Formations (in the Tunisian part) are equivalent to the Lower Hawaz Formation, and the Upper Hawaz Formation respectively (Figure 5.3).

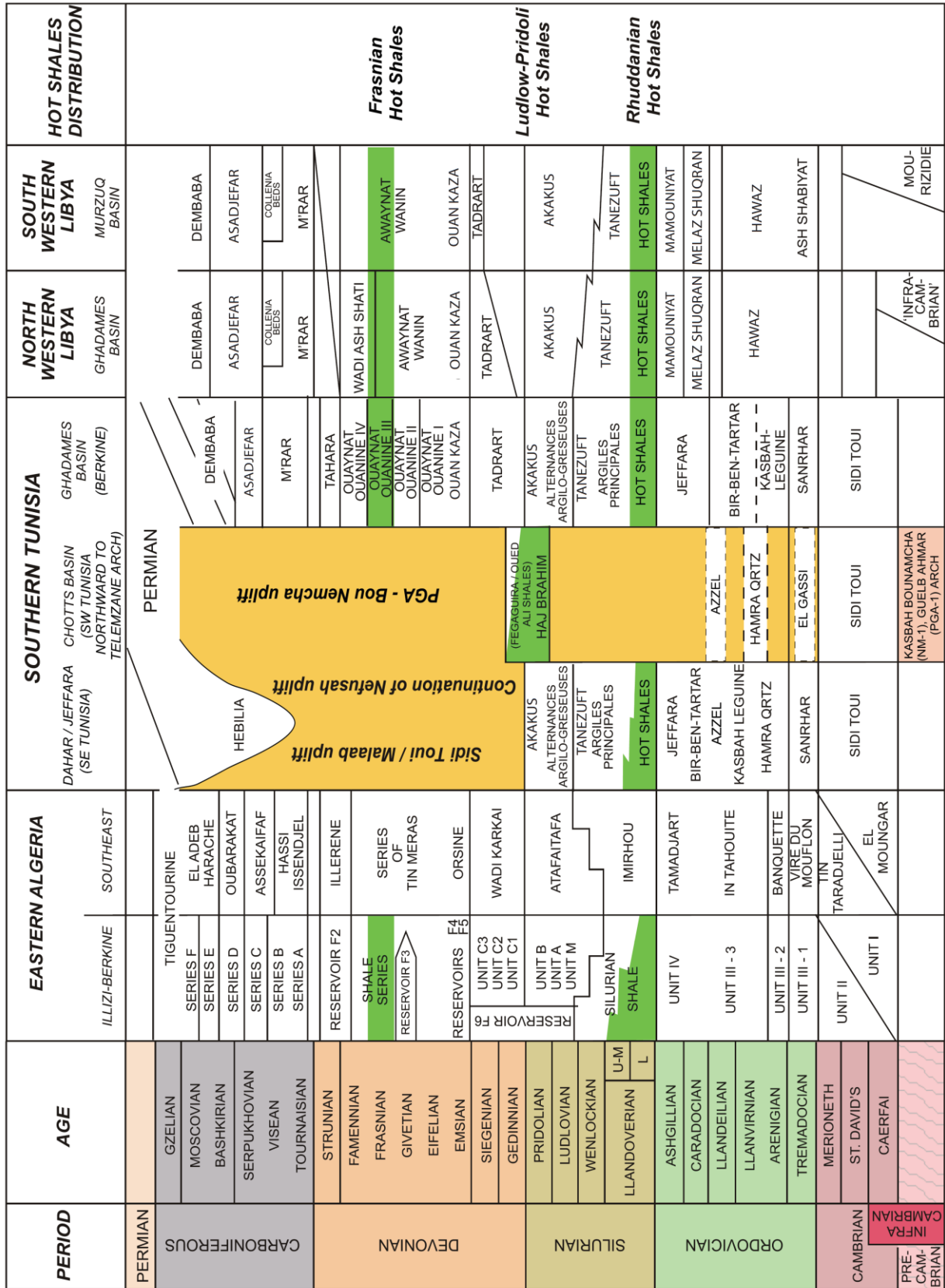


Figure 5.3: Simplified lithostratigraphic correlation of the Paleozoic of Ghadamès basin and adjacent areas (modified and updated from Craig et al., 2008 and Souza, 2014).

- **Melàz Shuqràn Formation (Ordovician: Caradocian)**

This formation represents marine transgressive environments. It consists of 60 m of silts and clays, locally with, micro-conglomeratic layers and comprising different levels of polygenic faceted and striated blocks and pebbles. It is Caradocian in age reflecting the first glacial-marine cycle. The Melàz Shuqràn Formation is characterised by an abundant fauna of trilobites, cystoides, bryozoans and brachiopods (Bellini and Massa, 1980). This formation is equivalent to the Lower Jeffara Formation in the Tunisian part.

- **Mamouniyat Formation (Ordovician: Ashgillian)**

The Mamouniyat Formation consists mainly of fine-grained sandstone and coarse-grained conglomeratic sandstone, with rare brachiopods, tigillites and pelecypods. This formation is equivalent to the Upper Jeffara Formation in the Tunisian part, which contains a carbonate sequence, which attains a thickness of 140 m, containing conodonts of Ashgillian age (Hallett, 2002).

- **Tanezuft Formation (Silurian: Llandoveryian)**

The Tanezuft Formation represents deep marine shale, defined at its base by graptolitic claystones and shales with intercalations of current-rippled siltstones to fine-grained sandstones (Bellini and Massa, 1980; Klitzsch, 1981). This formation is rich in organic matter with an average 7% TOC of amorphous type II kerogen (Hrouda et al., 2002), and is therefore an ideal source rock. It is characterised by dark grey to black graptolitic shales, with thickness of about 450 m including radioactive shales (Hallett, 2002).

- **Akakus Formation (Silurian: Llandoveryian – Pridolian)**

The Akakus sandstone consists of fine to coarse grained, rippled and cross-bedded sandstone, intercalated with minor beds of grey and green shales.

This formation represents a regressive trend reflecting shallow marine to littoral and finally continental environments. The thickness reaches about 400 m (Hallett, 2002). From south to north a facies change occurs as the sandy fluvial Akakus Formation of the Murzuq basin is replaced by a sandy shale marine unit in the northern Ghadames basin (Castro et al., 1991). Based on existing graptolites, this formation is dated as middle Llandoveryian – Pridolian (Bellini and Massa, 1980). Akakus sandstones are a major reservoir in the Ghadames basin (Belhaj, 1996).

- **Tadrart Formation (Devonian : Lochkovian – Pragian)**

The Tadrart Formation is composed of massive and cross-bedded sandstone interbedded with minor ferruginous claystones. The upper part is characterized by thin laminations of fine-grained sandstone and siltstone, which is rich in fossil wood debris (Mamgain, 1990). Tadrart Formation has a thickness of 130 m. The age of this sequence is considered to range from Lochkovian to Pragian. Tadrart Formation has a good porosity, particularly on the southern flank of the Ghadames basin, and contains major oil reservoirs (Hallett, 2002).

- **Ouan Kaza Formation (Devonian: Emsian)**

The Ouan Kaza Formation is 365 m thick in the eastern Ghadames basin (Belhaj, 1996). It is characterised by a succession of intercalated siltstones, claystones and fine-grained sandstones. A shallow marine environment dominated during deposition of the Ouan Kaza Formation. The latter is Emsian in age (Mergl & Massa, 1992).

- **Awaynat Wanin Formation (Devonian: Eifelien – Famennian)**

The Upper Devonian section is divided into four cycles (I to IV) of alternating shale, siltstone and sandstone. It also contains both radioactive shale and limestone. The Awaynat Wanin Formation includes four cycles. The total thickness of this formation reaches to 683 m (El Rweimi, 1991). Its age ranges from Eifelien to Famennian (Belhaj, 1996). The deposits of the Awaynat Wanin Group reflect a shallow marine deltaic environment within the storm wave base, with prodelta silty clay/claystone beds passing upward into distributary channel sandstones (Vos, 1981; Ben Rahuma et al., 2008). Fluvial intervals are minor but present. The rich Frasnian source interval is a mixed limestone-shale facies in the Libyan Ghadames region, with 2-4% TOC of Type I and II kerogen (Hrouda et al., 2002).

- **Tahara Formation (Devonian: Strunian)**

The uppermost Devonian is represented by sandy and shaly facies with frequent lateral variation in lithology (Bellini and Massa, 1980). It was interpreted as a deltaic deposit with continental influences with plant debris (Lycophytes). The formation has a thickness of 83 m in the Ghadames basin (El Rweimi, 1991). Palynological studies assign the formation to the Strunian, situated at the Devonian-Carboniferous transition (Bellini and Massa, 1980).

- **M'rar Formation (Carboniferous: Tournaisian - Viséan)**

The M'rar Formation represents the early transgressive phase of the Carboniferous over the terminal regressive Devonian deposits (Massa et al., 1974). This formation comprises a sequence of alternating silty shales, sandstone with interbedded siltstone and minor limestones. This sequence shows repeated rhythms varying in thickness from 1.5 to 30 m. Each rhythm grades upwards from deep-water shale to sandstones deposited in a coastal environment (Whitbread and Kelling, 1982). The thickness of this formation in the Ghadames basin reaches 1060 m (Belhaj, 2000). The age of the M'rar Formation is late Tournaisian to latest Viséan (Massa et al., 1974; Grubic et al., 1991; Mergl and Massa, 2000).

- **Asadjefar Formation (Carboniferous: Serpukhovian)**

The lower part of the Asadjefar Formation consists of thick sandstone, while its upper part consists of shale and limestone (Bellini and Massa, 1980). The depositional environment of these strata is deltaic and shallow marine. The age of this formation is Serpukhovian based on foraminifera and conodonts (Mergl and Massa, 2000). The subsurface thickness in the Ghadames basin reaches 135 m.

- **Dembaba Formation (Carboniferous: Bashkirian-Moscovian)**

The Dembaba Formation consists of a marine to transitional sequence of carbonates (limestone and dolomitic marls), locally intercalated with thin, very fine to fine-grained sandstone. In the center of the Ghadames basin its thickness reaches 129 m (Hallett, 2002). The age of this formation is Bashkirian – Moscovian (Vachard and Massa, 1984; Mergl and Massa, 2000).

- **Tiguentourine Formation (Carboniferous: Stephanian)**

The Tiguentourine Formation consists of dolomitic shale, shaly dolomite and anhydrite, which reaches a thickness of 100 m in well A1-49, situated in the southern part of the Ghadames basin (Hallett, 2002). Bellini and Massa (1980) suggested that this formation is Stephanian in age. It represents the regressive event in relation to the Hercynian orogeny.

- **Al Watyah Formation (Permian: Guadalupian- Lopingian)**

In the Jefarah basin, situated north of the Nafusah uplift in southern Tunisia, a number of wells penetrated sediments of Permian age.

Bellini and Massa (1980) did not provide evidence of the existence of Permian rocks in the Ghadames basin. Otherwise it is likely that the only Permian rocks in north - west Libya (south of the Nafusah Uplift) are those forming the uppermost unit of the Tiguentourine Formation. The Permian deposits existing in the subsurface reach a thickness of 3918.60 m in well TB-1 in the northern Jefarah basin. There are no Permian outcrops in Libya, only in Tunisia at Jabal Tebaga a 1700 m thick succession of carbonates, sandstones and shales is exposed (Hallett, 2002).

5.1.1 Petroleum systems

The main hydrocarbon source rock for Paleozoic reservoirs in the Ghadames and Jefarah basins is the Llandoveryian basal radioactive hot shale interval (Silurian Tanezuft Formation) and/or Frasnian radioactive shales (Middle to Upper Devonian Awaynat Wanin Formation) (Ghenima, 1995; Lüning et al., 2000; 2003a; Acheche et al., 2001; Cochran and Petersen, 2001).

The thickness of the hot shale interval is strongly controlled by Hercynian erosion (Lüning et al., 2000). The Lower Silurian (Llandoveryian) radioactive shales range in thickness from 0 to 50 m, averaging about 20–30m over the central area (Underdown, 2006).

The Middle–Upper Devonian (Frasnian) radioactive shales over western Libya range from 0 to 30 m in thickness, which increases westward and northward, where thicknesses up to 150 m occur in the north central Berkine area, which reduces along the northern and western flanks because of Hercynian erosion. The Frasnian hot shale is absent toward the far eastern Libyan part of the Ghadames basin (Underdown, and Redfern, 2008).

These petroleum resources may have migrated into the Paleozoic reservoirs rocks, including Cambro-Ordovician sandstones of the Upper Silurian Akakus Formation, sandstones of the Lower Devonian Tadrart and Ouan Kasa Formation and Lower Carboniferous M'rar Formation (Hammuda, 1980; Echikh, 1998).

Dardour et al. (2004) suggested that three petroleum systems were active during the Paleozoic, namely the Akakus – Tanezuft system to the north, the Tanezuft–sourced system with Upper Silurian, Devonian and Lower Carboniferous reservoirs in the central part of the basin and the Tadrart-Tanezuft system to the south part of the basin (Figure 5.4).

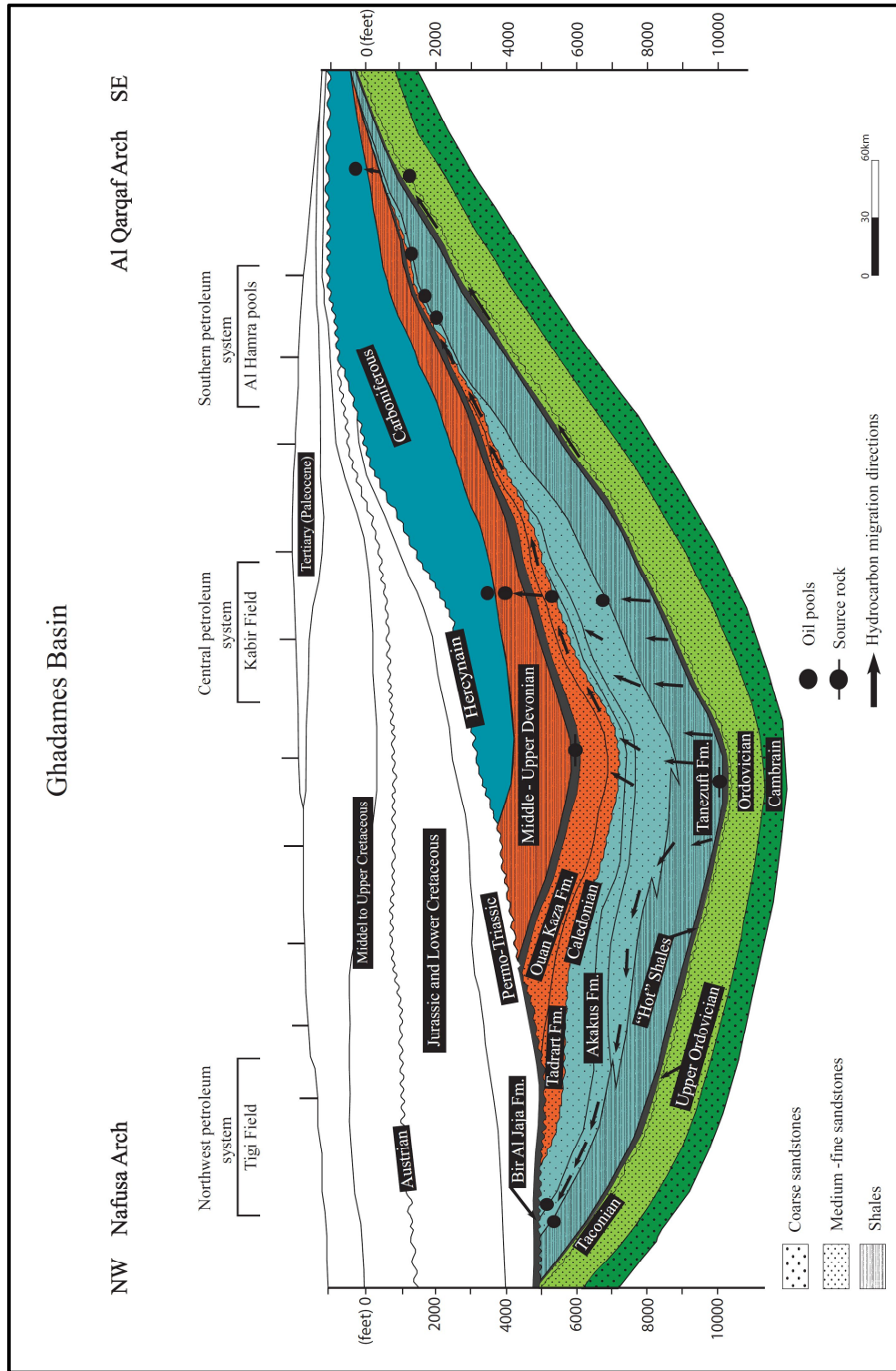


Figure 5.4: Paleozoic Petroleum System Model, Libyan Ghadamès Basin. Schematic cross section of the Libyan Ghadamès Basin, showing the basal Tanazuft source rock, vertical and lateral migration directions and geometry of Akakus/Tadrart regional conduits (after Dardour et al., 2004).

5.1.2 Methodology and database

The quality of a reservoir is defined by two main reservoir properties: its storage capacity (the porosity) and its permeability. The storage capacity is characterized by the effective porosity and the size of the reservoir, whereas the deliverability is a function of the permeability. Well logs provide a proxy on the existing formations and its characteristics in the subsurface, focusing mainly on the detection and evaluation of possibly productive horizons.

In our study-case twenty eight wells were used, that allowed to propose five cross-sections. The first of them represents both the Cambrian and Ordovician, while the others represent the Paleozoic period from Silurian to Permian.

Forty core samples have been analyzed in the laboratory; fifteen of them are representative for the Cambro-Ordovician period in well SN-1, nineteen are representative for the same period in well ST-1, while the six remaining samples representing the Lower Akakus Formation in well J1-NC100.

Porosity is defined as the percentage of pore volume or void space, or that volume within a rock that can contain fluids. Porosity can be a relic of the depositional fabric (primary porosity, such as space between grains that were not compacted together completely) or can develop through alteration of the rock (secondary porosity, such as when feldspar grains or fossils are preferentially dissolved from sandstones). Porosity can also be generated by the development of fractures, in which case it is called fracture porosity.

Porosity is the interconnected pore volume in a rock that contributes to fluid flow in a reservoir. It excludes isolated pores. Total porosity is the total void space in the rock whether or not it contributes to fluid flow. Thus, effective porosity is typically less than total porosity.

The porosity Φ of a reservoir rock is defined as that fraction of the bulk volume of the reservoir that is not occupied by the solid framework of the reservoir. This can be expressed

in mathematical form as $\Phi = \frac{V_b - V_s}{V_b} = \frac{V_p}{V_b} = 1 - \frac{V_s}{V_b}$ where V_b is sample volume (in cm^3);

is grain volume (in cm^3) and V_p is pore volume (in cm^3). According to this definition, the porosity of porous materials may be very variable, with the porosity of most sedimentary rocks (Tiab and Donaldson, 2004).

To get an accurate porosity value, using density, sonic, resistivity and neutron logs, depends on the available data from some wells. JLog version 4 (Petrophysical software) has been used to estimate the porosity value for each reservoir and PETREL (Schlumberger software 2014 version) for constructing stratigraphic correlation models.

The second important reservoir property, i.e. permeability, is defined as the rock's ability to conduct fluids. A reservoir rock must have the ability to allow petroleum fluids to flow through its interconnected pores. The permeability of a rock depends on its effective porosity, consequently, it is affected by the rock grain size, grain shape, grain size distribution (sorting), grain packing, and the degree of compaction and cementation. The type of clay or cementing material between sand grains also affects permeability.

The permeability k (in D) is derived from Darcy's law in which a fluid flow equation was developed that since has become one of standard mathematical tools of the petroleum engineer. This equation is expressed in differential form as follows $Q = -\frac{k \cdot A}{\mu} \frac{dp}{dl}$ where Q is the flow rate (in cm^3/s); A is the cross-sectional area of the rock (cm^2); μ is the viscosity of the fluid, in centipoises (cP); l is the length of the rock sample (in cm) and $\frac{dp}{dl}$ is the pressure gradient in the direction of the flow (in atm/cm). The laboratory permeability (k) is measured according to the air permeametry method and from cores sampled in two directions, i.e. in horizontal (k_h) and vertical direction (k_v). The average permeability k_m is given by $k_m = \sqrt{k_h \cdot k_v}$.

Density tool and porosity evaluation

The density wireline log is used as lithology indicators in conjunction with the gamma ray log to obtain porosity information. Reservoir porosity (Φ) indeed can be obtained from the bulk density if the mean density of the rock matrix and that of the fluids it contains are known. The bulk density ρ_b of a formation can be written as a linear contribution of the density of the rock matrix ρ_{ma} and the fluid density ρ_f :

$$\Phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad \text{where } \rho_{ma} \text{ is the density of formation matrix (in g/cm}^3\text{); } \rho_b \text{ is the bulk density}$$

from log measurement (g/cm^3); ρ_f is the density of fluid in rock pores (in g/cm^3). The most common reservoir rocks are sandstone ($\rho_{ma} = 2.65 \text{ g/cm}^3$), limestone ($\rho_{ma} = 2.71 \text{ g/cm}^3$) and

dolomite ($\rho_{ma} = 2.87 \text{ g/cm}^3$) (values given as non-porous lithologies). These matrix density values are used to compute density porosity. The other input, ρ_f , is usually that of water, set at 1 g/cm^3 .

Sonic tool and the porosity evaluation

The sonic log measures the travel time of an elastic wave through the formation. This measurement also allows to get an estimate about sonic-derived porosity. Two sonic-derived porosity models are used in this paper. Wyllie (1963) proposed that the interval transit time (Δt) can be represented as the sum of the transit time in the matrix fraction (Δt_{ma}) and the transit time in the liquid fraction (Δt_f) thus $\Phi_s = \Phi = \frac{\Delta t_L - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}$ where Φ_s is the porosity

calculated from sonic log reading; Δt_L is the travel time reading from the log (in microseconds/ft); (Δt_{ma}) is the travel time in the matrix (in microseconds/ft), and Δt_f is the travel time in fluid (in microseconds/ft).

A second relation between traveltimes and rock characteristics, called the AFF equation, was proposed by Raïga-Clemenceau et al. (1988): $\frac{\Delta t_m}{\Delta t} = \frac{v}{v_m} = (1 - \Phi)^x$ (1) where Φ is the fractional porosity (the term $1 - \Phi$ represents the solid fraction of the rock), x is an exponent to be determined from the data, and Δt_m and v_m are the matrix travel time and sonic velocity, respectively.

The corresponding expression for porosity is $\Phi = 1 - \left(\frac{\Delta t_m}{\Delta t} \right)^{\frac{1}{x}}$ (2).

As pointed out by Raïga-Clemenceau et al. (1988), equation 1 is functionally similar to the relation between electrical resistivity and porosity. It is simple in its formulation, and it relates the velocity of a sonic wave to the solid fraction of the medium, rather than to the pore space.

Resistivity laterolog tool and porosity evaluation

The resistivity laterolog tool generally provides three resistivity measurements: the deep laterolog (Rdeep) which investigates parameters derived from about 10 ft (3 m) into the formation; the shallow laterolog (Rshal) which investigates parameters in relation to 3-6 ft penetration depth (1-2 m) into the formation and the MicroSpherical Focused Log (MSFL) which measures the resistivity of the flushed zone adjacent to the well bore. The resistivity

data of the deep laterolog (R_{deep}) and the shallow laterolog (R_{shal}), are used to obtain the effective porosity of different reservoir zones based on the application of Archie's law.

In 1942, Archie derived two empirical relationships, namely, the formation factor and the resistivity index. Archie's first equation gives the relationship between the formation factor

(F) and porosity (Φ), as follows $F = \left[\frac{R_o}{R_w} = \frac{a}{\Phi^m} \right]$ (3) where m is the cementation factor; a is

a tortuosity factor; R_w is the water resistivity (ohm.m); R_o is the water saturated reservoir resistivity (ohm.m). The values of the cementation factor in our study are taken equal 2 and the value of tortuosity factor a is equal 1, following Archie's law (1942). Finally, the equation

$$(3) \text{ becomes: } \Phi = \sqrt{\frac{a \cdot R_w}{R_o}} \quad (4),$$

His second equation corresponds to the relationship between the resistivity index (RI) and

water saturation (S_w) which is given by $RI = \frac{R_t}{R_o}$ (5) where R_o is the water saturated

reservoir resistivity (ohm m) and R_t is the unsaturated reservoir resistivity (ohm m).

The values of the water resistivity (R_w) are derived from laboratory measurements and from salinity measurement.

Neutron tool and porosity evaluation

The neutron log is sensitive mainly to the amount of hydrogen atoms in a formation. Its main use is in the determination of the porosity of a formation.

Older neutron logs were scaled in counts, but modern neutron logs are recorded in apparent porosity units with respect to a given mineralogy. Calcite is commonly chosen as a default mineral, in which case the porosity values will be true porosities in limestone intervals. Where lithologies differ from limestone, the neutron log should be rescaled to the existing matrix mineral or combined with density limestone-equivalent porosity in an estimate of the true porosity.

5.1.1 Results and discussions

- Cambrian reservoir system

An interpretation of the Cambrian stratigraphic succession is proposed to predict the extension and geometry of the different reservoir units. Two wells have been studied from the cross section (Figures 5.5 and 5.6 A) that was composed based on four wells (SN-1, ST-1, A1-70 and A1-8) representing the different depositional environments grading from proximal and distal parts of deltaic to fluvial deposits. In the study area, eighteen wells reached the Cambrian reservoir interval. Five and ten core samples from only two wells SN-1 and ST-1, respectively, were available and are described in Tables 5.1 and 5.2.

The comparison of the results obtained between wireline log calculation and laboratory measurements of the porosity in the Cambrian reservoir allows to differentiate three intervals (Figure 5.6A).

Part	Depth	Lithology	Period	Porosity Average (%)	Permeability (mD)		Density g/cm ³	Salinity (g/l)
					H	V		
Part 3	3391-3407	Clay, alternate Tigillites and sandstones	Cambrian	5.6	0.1	0.1	2.4	3.6 – 4.8
Part 2	3461-3469.8	Sandstone with some intercal of clays	Cambrian	7	1	0.2	2.3	2.2 – 7.2
	3469.8-3474.4	Alternations brown sandstone and clay	Cambrian	6	-	0.2	2.51	4.8
	3598.5-3607.5	White sandstone and clay	Cambrian	7.7	1.4	0.3	2.4	5.4
	3874-3889.6	Sandstone and clay	Cambrian	4.6	0.2	0.2	2.5	1.3 – 3

Table 5.1: Results of analyses for 5 core samples from the Cambrian in well SN-1.

Part	Depth	Lithology	Period	Porosity Average (%)	Permeability (mD)	Density g/cm ³	Salinity (g/l)
Part 3	1709.4-1712.9	Sandstone clay and sandstone	Cambrian	2.5	< 0.1	2.4 – 2.6	1 – 3
	1793.8-1795.9	Quartzitic and quartzite sandstone	Cambrian	3	< 2.6	2.4 – 2.4	4.5 – 5.7
	2004-2012	Very fine siliceous sandstone	Cambrian	4	< 0.1	2.3	5.6 – 7.2
	2027.6-2035.6	Idem. clay joints	Cambrian	5.5	< 0.1	2.4 – 2.5	2 – 5.6
Part 2	2183.5-2191.5	Sandstone and clay	Cambrian	5	0.9	2.3 – 2.4	4.8
	2227.4-2234.1	Quartzitic sandstone and clay	Cambrian	5	< 0.1	2.4	3.4
	2285.9-2290	Ferruginous quartzite sandstone	Cambrian	8.5	< 0.1	2.6 – 2.7	1.9 – 0.1
	2430.5-2438.5	Medium to large arkosic sandstone	Cambrian	8.5	0.1	2.5	2.8 – 5.6
	2483.2-2491.2	Arkosic sandstone to quartzite	Cambrian	8	0.1	2.4	4 – 5.6
	2491.2-2507.7	Arkosic sandstone sometimes ferruginous	Cambrian	7.5	0.17	2.5	3 – 9

Table 5.2: Results of analyses for 12 core samples from the Cambrian in well ST-1.

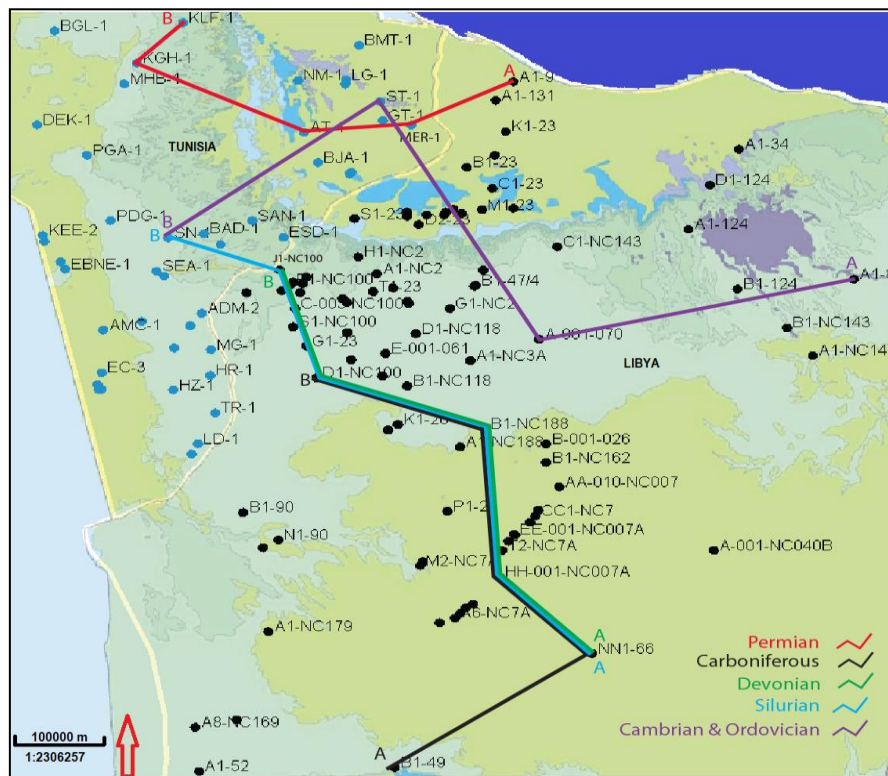


Figure 5.5: Subsurface well location map, showing five cross sections for each Paleozoic period through Ghadamès and Jefarah basins.

The lower part of this reservoir, in well SN-1, possesses a thickness of 57 m (Figures 5.6A and 5.6B) and reflects a medial shelf depositional environment, with average porosity varying around 19.6 % (based on shallow resistivity logs) (Table 5.3).

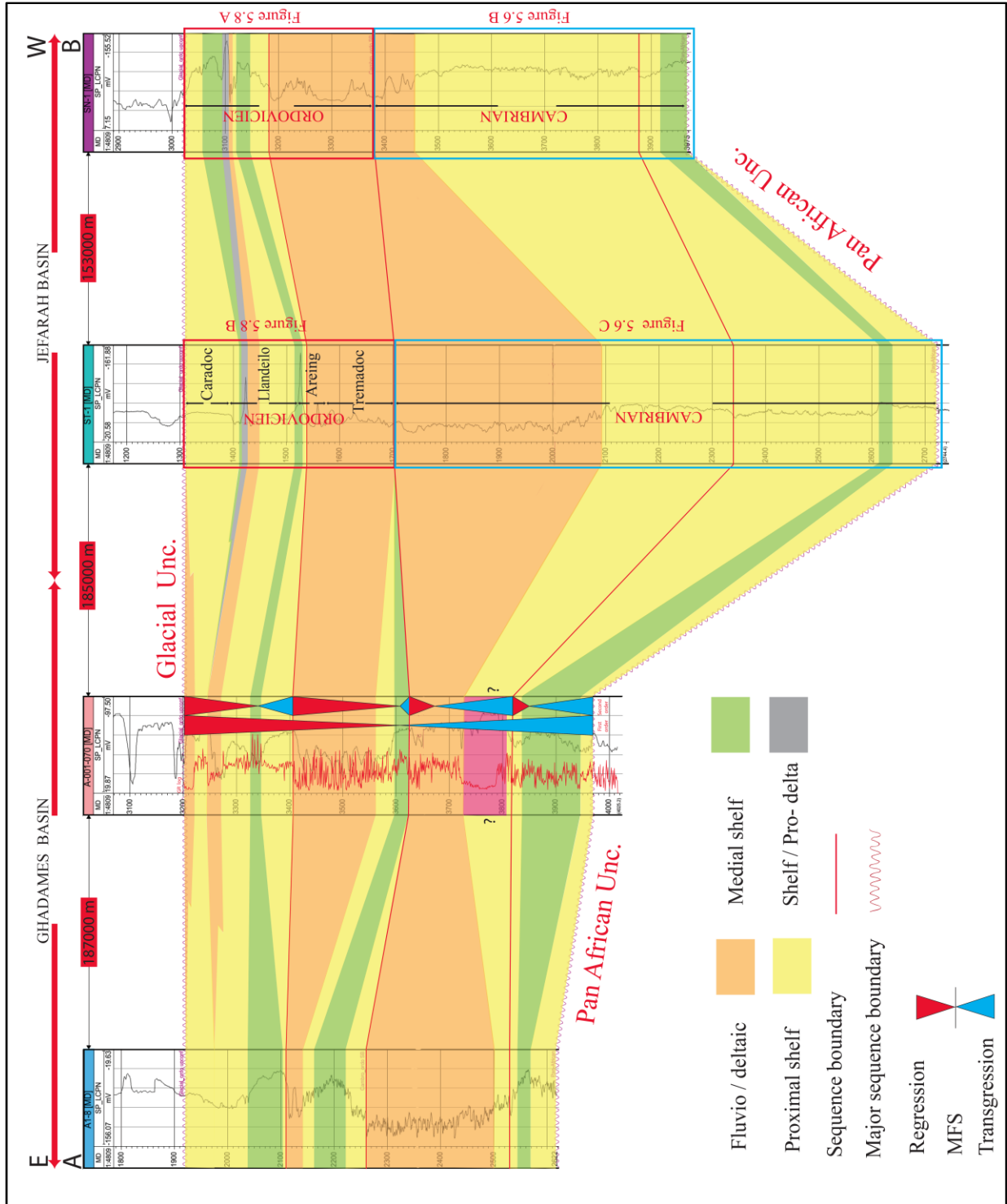


Figure 5.6 A: Cross section of Cambrian – Ordovician through the Ghadamames and Jefarah basins.

The same interval, in well ST-1, has a thickness of 34 m (Figures 5.6A and 5.6C) displaying an average porosity of 6.6 % (deduced from shallow resistivity logs) to 8.9 % (based on deep resistivity logs) (Table 5.3). Laboratory measurements did not provide values from this interval, unfortunately.

The second part of this reservoir, in well SN-1, has a thickness of 460 m and reflects a proximal shelf deposit paleo-depositional environment (Figures 5.6A and 5.6B). The average porosity is about 19.1 % (deduced from shallow resistivity logs). The same interval, in well ST-1, reaches about 524 m in thickness (Figure 5.6A and 5.6C) and has an average porosity of 6.0 % (based on deep resistivity logs) to 8.3 % (deduced from shallow resistivity logs) (Table 5.3). The average porosity obtained from laboratory measurements, ranges from 4.6 % to 7.7 % in well SN-1 and from 5 % to 8.5 % in well ST-1 (Table 5.1 and 5.2).

The third part of this reservoir, in well SN-1, shows 78 m of thickness and reflects a fluvio/deltaic paleo-depositional environment (Figure 5.6A and 5.6B). The average porosity varies from 17.5 % (based on shallow resistivity logs) to 9.5 % (as deduced from deep resistivity logs) (Table 5.3). The same interval in well ST-1, displays a thickness of about 391m (Figure 5.6A and 5.6C) with an average porosity 4.5 % (based on deep resistivity logs) to 7.2 % (as inferred from shallow resistivity logs) (Table 5.3). The average porosity which was obtained from laboratory measurements is 5.6 % in well SN-1, and varied from 2.5 % to 5.5 % in the well ST-1 (Tables 5.1 and 5.2).

The salinity in the Cambrian of well SN-1 ranges from 1 to 7 g/l and in well ST-1 ranges from 1 to 9 g/l (Table 5.1 and 5.2). Figure 5.7A and 5.7C shows the relationship between average porosity and average permeability obtained from Cambrian in well SN-1 and ST-1 respectively, which display a weak correlation, as a result of the increase shale content which reaches up to 83% in well SN-1 and 46% in well ST-1. Figure 5.7B gives the anisotropy of permeability in the Cambrian reservoir, in well SN-1. In fact, the vertical and horizontal permeabilities for core samples of Cambrian strata in well SN-1 show different values, with horizontal permeabilities being higher than vertical permeabilities. The permeability thus displays some anisotropy.

In this study the results indicate that calculated porosity based on well logs and values obtained from laboratory measurements decrease distal - ward in the Cambrian succession. The latter likely relate to a higher fine fraction and/or less sorted nature of the sediments in conjunction with diagenetic overprinting.

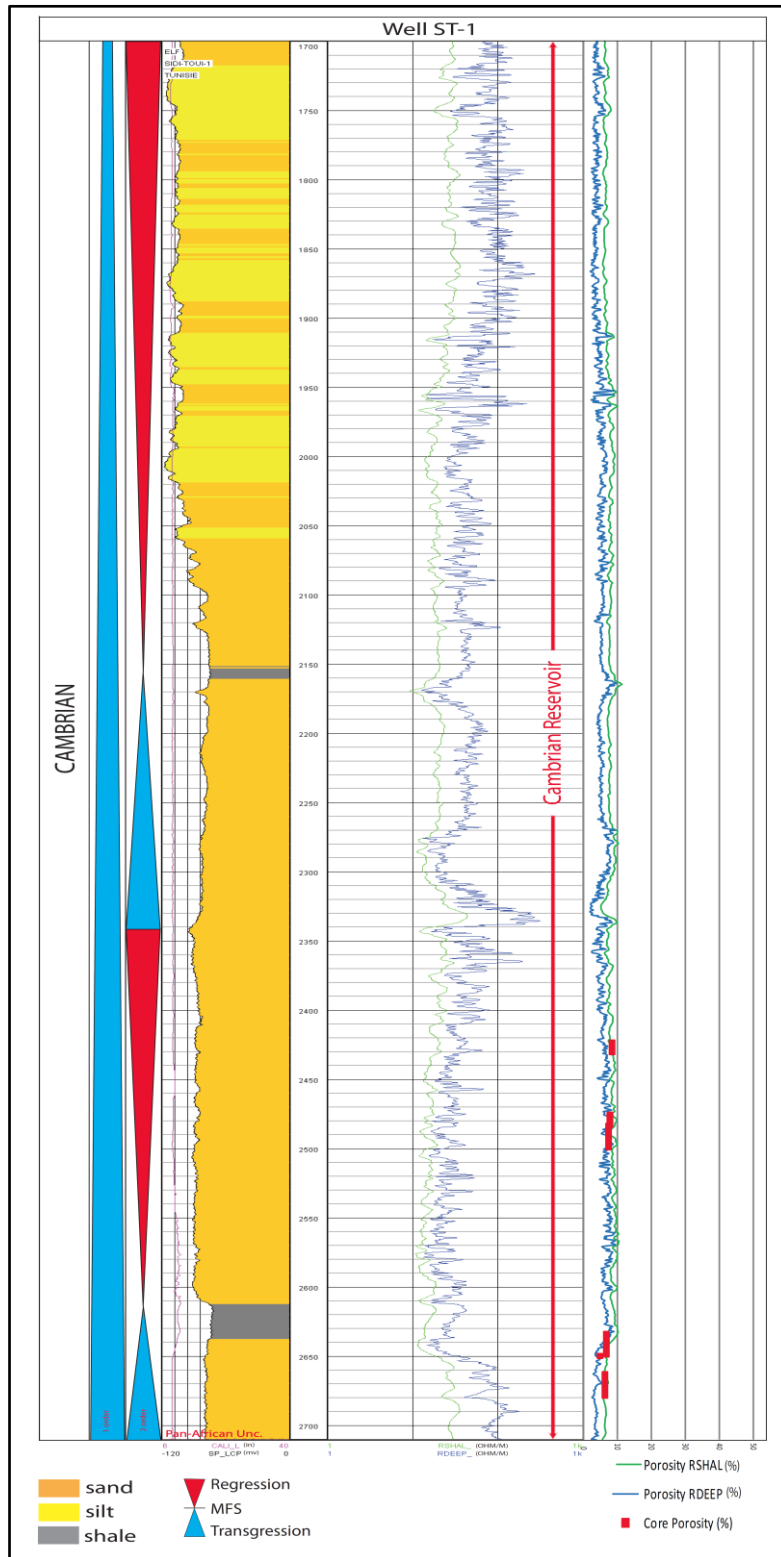


Figure 5.6 C: Well log of well ST-1 of Cambrian succession illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

Parts	Well SN-1			Well ST-1			
	Depth (m)	Environment of deposits	Porosity average %	Depth (m)	Environment of deposits	Porosity average	
			RSHAL			RSHAL	RDEEP
Part 3	3380-3458	fluvio-deltaic	17.5	1700-2091	fluvio-deltaic	7.2	4.5
Part 2	3458-3918	proximal shelf	19.1	2091-2615	proximal shelf	8.3	6.0
Part 1	3918-3975	medial shelf	19.6	2615-2649	medial shelf	6.6	8.9

Table 5.3: Average porosity values for different depositional environments of the Cambrian in wells SN-1 and ST-1.

This result corresponds to Cepek (1980) in his study who suggested that the Hasawnah deposits reflect a tide dominant environment with general trend to deepening of the basin. The lower part of the Hasawnah Formation is comprised of conglomerate with well-rounded pebbles, which range from 2-7 cm in diameter. In the higher parts of the conglomerate sandy intercalations are increasing. Conglomerates are rarely present in the remaining part of the Hasawnah Formation. The sandstone is mostly medium to coarse grained which representing the middle part of the Hasawnah Formation, while the upper part consists mainly of claystone.

- Ordovician reservoir system

An explanatory cross-section (Figures 5.5 and 5.6A) of the Ordovician stratigraphy presents a model of the different reservoir units. These units show a range of different depositional environments ranging from distal to proximal parts of deltaic to fluvial deposits. Ten core samples from well SN-1 and nine core samples from well ST-1 were analysed cored, and are described in tables 5.4 and 5.5.

The Ordovician reservoirs consist of an alternation of different depositional environments (Table 5.4). Gamma ray (GR) and spontaneous potential (SP) logs and description of rock core samples reflects that the first interval of this reservoir formation, in well SN-1, which is about 200 m thick (Figures 5.6A and 5.8A) corresponds to fluvio/deltaic deposits. All results for Ordovician reservoirs are deduced from deep resistivity logs.

The average porosity in interval 1 in well SN-1 is ranging around 12.8 % (Table 5.4). The same interval, in well ST-1 where the succession is about 160 m in thickness (Figures 5.6A and 5.8B) has an average porosity of 8.2 % (Table 5.4). The porosity obtained from laboratory measurements, ranges from 4.5 % to 6.1 % in well SN-1, and from 2.5 % to 10 % in well ST-1 (Tables 5.5 and 5.6 respectively). The porosity values that were measured in the laboratory

are less than the porosity values measured by using well logs, due to compression of the grains and diagenesis process.

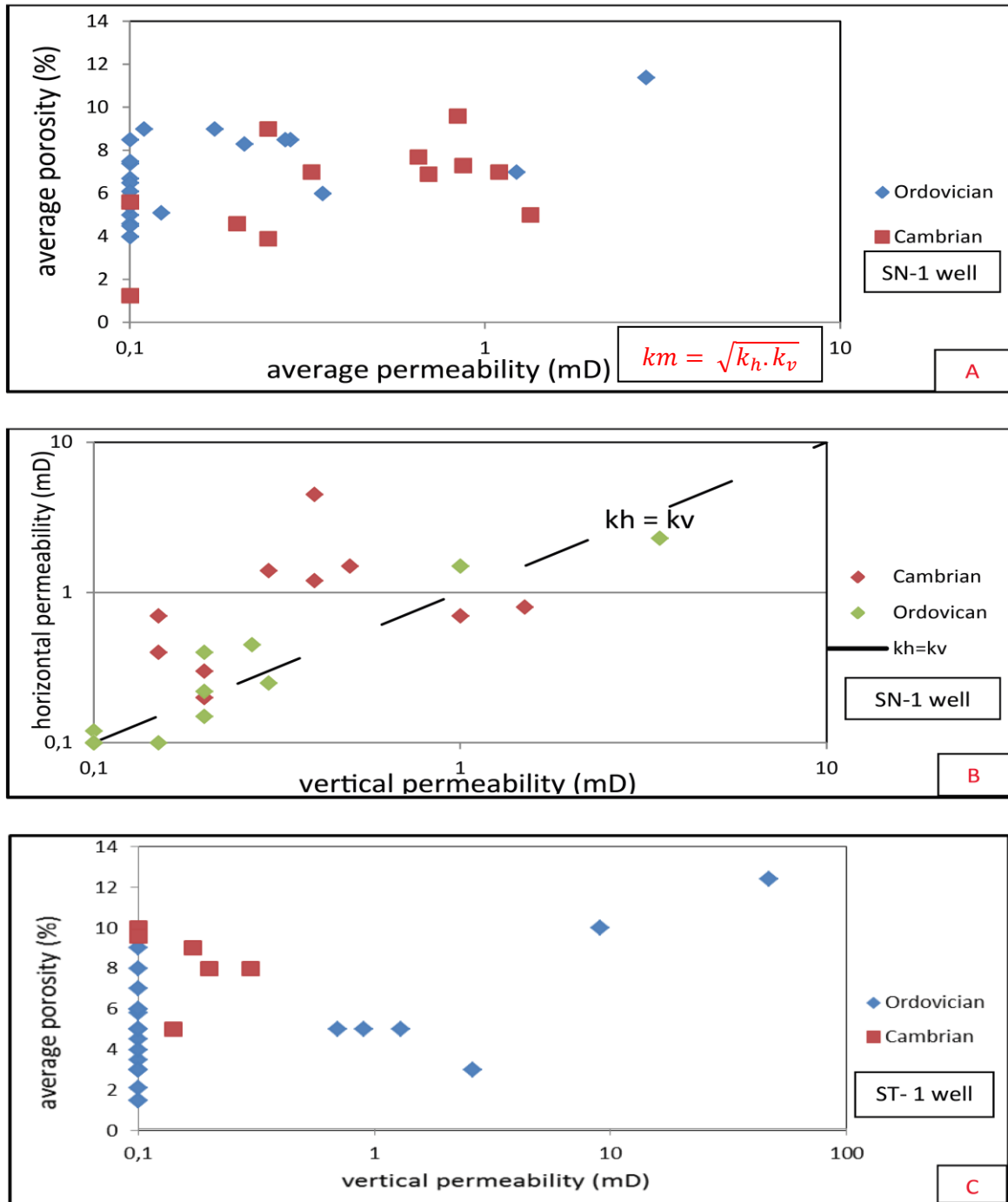


Figure 5.7: A Cross plot of porosity values and permeability in Cambrian and Ordovician deposits in well SN-1; B: Cross plot of horizontal permeability versus vertical permeability for the Cambrian and Ordovician deposits in well SN-1; C: Cross plot of porosity values and permeability in the Cambrian and Ordovician deposits in well ST-1.

The second interval of this reservoir formation, in the well SN-1, has a thickness of 32 m (Figures 5.6A and 5.8A) and sediments reflect a proximal shelf depositional environment. The average porosity is ranging around 11.5 % (Table 5.4). The same interval, in well ST-1, has a thickness of 10 m (Figure 5.6A and 5.8B) and has an average porosity of 6.7 % (Table 5.4). Laboratory porosity measurements, ranging around 6.5 % in the well SN-1 and from 5.8 % to 8 % in well ST-1 (Tables 5.5 and 5.6 respectively).

Intervals	Well SN-1			Well ST-1		
	Depth (m)	depositional Environment	Porosity average %	Depth (m)	depositional Environment	Porosity average %
			RDEEP			RDEEP
Interval 8	3023-3059	proximal shelf	9.2	1308-1411	proximal shelf	7.3
Interval 7	3059-3095	medial shelf	13.4	1411-1415	medial shelf	6.4
Interval 6	3095-3107	shelf/pro-delta	29.1	1415-1428	shelf/pro-delta	6.6
Interval 5	3107-3112	fluvio-deltaic	28.2	1428-1450	fluvio-deltaic	7.2
Interval 4	3112-3120	proximal shelf	40.5	1450-1515	proximal shelf	7.4
Interval 3	3120-3148	medial shelf	12.2	1515-1530	medial shelf	8.4
Interval 2	3148-3180	proximal shelf	11.5	1530-1540	proximal shelf	6.7
Interval 1	3180-3380	fluvio-deltaic	12.8	1540-1700	fluvio-deltaic	8.2

Table 5.4: Average porosity values for different depositional environments of the Ordovician.

The third interval of this reservoir, in well SN-1 has a thickness of 28 m and consists of sediments deposited in a medial shelf environment as inferred from well logs and rock descriptions from well reports (Figures 5.6A and 5.8A). The average porosity is ranging around 12.2 %. The same interval, in the well ST-1, has a thickness of about 15 m (Figures 5.6A and 5.8B) and has an average porosity of 8.4 % (Table 5.4). Porosity values obtained from laboratory measurements ranges around 4 % in the well SN-1 and, around 2.1% in well ST-1 (Tables 5.5 and 5.6 respectively).

The fourth interval of this reservoir, in well SN-1, with a thickness of 8 m (Figure 5.6A and 5.8A), is made up of sandstones reflecting a proximal shelf depositional environment. The average porosity is ranging around 40.5 % (Table 5.4). These values are very high probably because the salinity values and water resistivity values used in the calculation of the porosity

for this interval are surestimated ($R_w = 0,516$ ohm.m for a salinity 3.4 g/l NaCl). The same interval, in the well ST-1, has a thickness of 65 m (Figures 5.6A and 5.8 B) and has an average porosity of 7.4% (Table 5.4). Porosity analysis obtained from the laboratory, ranges from 2.2% to 3% in the well ST-1, while no analysis could be performed in well SN-1 (Tables 5.5 and 5.6).

Intervals	Depth (m)	Lithology	Period	Porosity average (%)	Permeability (mD)		Density	Salinity (g/l)
					H	V		
Interval 8	3036.1-3036.7	Sandstone and clay complex	Ordovician	4	0.1	0.1	2.4	1.8
	3042.4-3050.8	Quartzite and clay	Ordovician	8.5	0.4	0.2	2.4	1 – 5.5
	3051.3-3056.1	Sandstone and clay-sandstone complex	Ordovician	9	0.1	0.1	2.4	5.6
Interval 7	3077.1-3084.1	sandstone	Ordovician	8.3	0.21	0.13	2.4	3.9 – 4.2
Interval 3	3128.2-3138.6	Fine sandstone,	Ordovician	4	0.2	0.1	2.5	1.3 – 3.2
Interval 2	3148.2-3157.3	Sandstone to sandstone clay	Ordovician	6.5	0.2	0.1	2.5	1.8 – 4
Interval 1	3179.2-3186.2	Idem. and Tigillites	Ordovician	5.1	0.6	0.2	2.5	2 – 3.8
	3237.8-3253.6	Alternation clay and sandstone	Ordovician	6.1	0.1	0.1	2.4	2.3 – 6.5
	3329-3347	Sandstone gray, clay-sandstone complex	Ordovician	5.4	0.1	0.1	2.4	2 – 5.6
	3347-3362.4	Alternation sandstone and clay	Ordovician	4.5	0.1	0.1	2.4	3.2 – 5.6

Table 5.5: Results of analyses of 10 core samples from the Ordovician in well SN-1

The fifth interval of this reservoir, in well SN-1, has a thickness of 5 m (Figure 5.6A and 5.8A) and reflects sediments deposited in a fluvio/deltaic deposit environment. The average porosity is ranging around 28.2 % (Table 5.4). The same interval in the well ST-1, displaying a thickness of 22 m (Figures 5.6A and 5.8B) has an average porosity of 7.2 % (Table 5.4). The average porosity obtained from laboratory analysis, is about 6.5 % in well ST-1, while no analysis could be performed in this interval in well (SN-1) (Tables 5.5 and 5.6).

The sixth interval of this reservoir reflects a shelf/pro-delta depositional environment, in well SN-1. It is 12 m thick (Figure 5.6A and 5.8A). The average porosity is ranging around 29.1% (Table 5.4). The same interval, in well ST-1, with a thickness of 13 m (Figures 5.6A and

5.8B) and has an average porosity of 6.6 % (Table 5.4). Laboratory analysis could not be carried out in this interval in well SN-1.

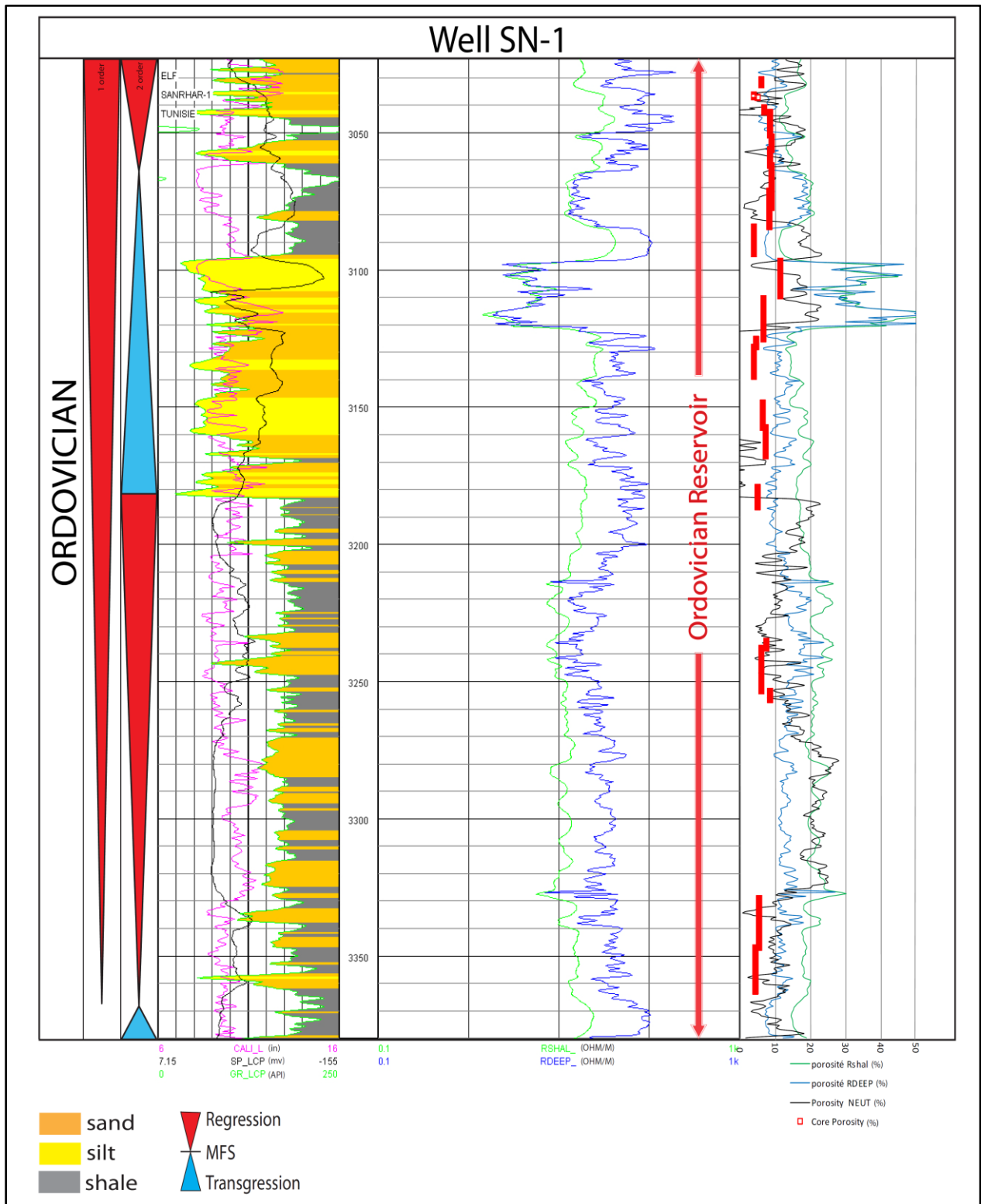


Figure 5.8 A: Well logs of well SN-1 of Ordovician succession illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

The seventh interval of this reservoir, in well SN-1, has a thickness of 36 m and sediments testify of a medial shelf depositional environment (Figure 5.6A and 5.8A). The average porosity is ranging around 13.4 %. The same interval, in the well ST-1 only has a thickness of 4 m (Figures 5.6A and 5.8 B). Average porosity is 6.4 % (Table 5.4). Porosity values obtained from laboratory analysis ranges around 8.3 % in well SN-1 (Table 5.5). Unfortunately no data are available for ST-1.

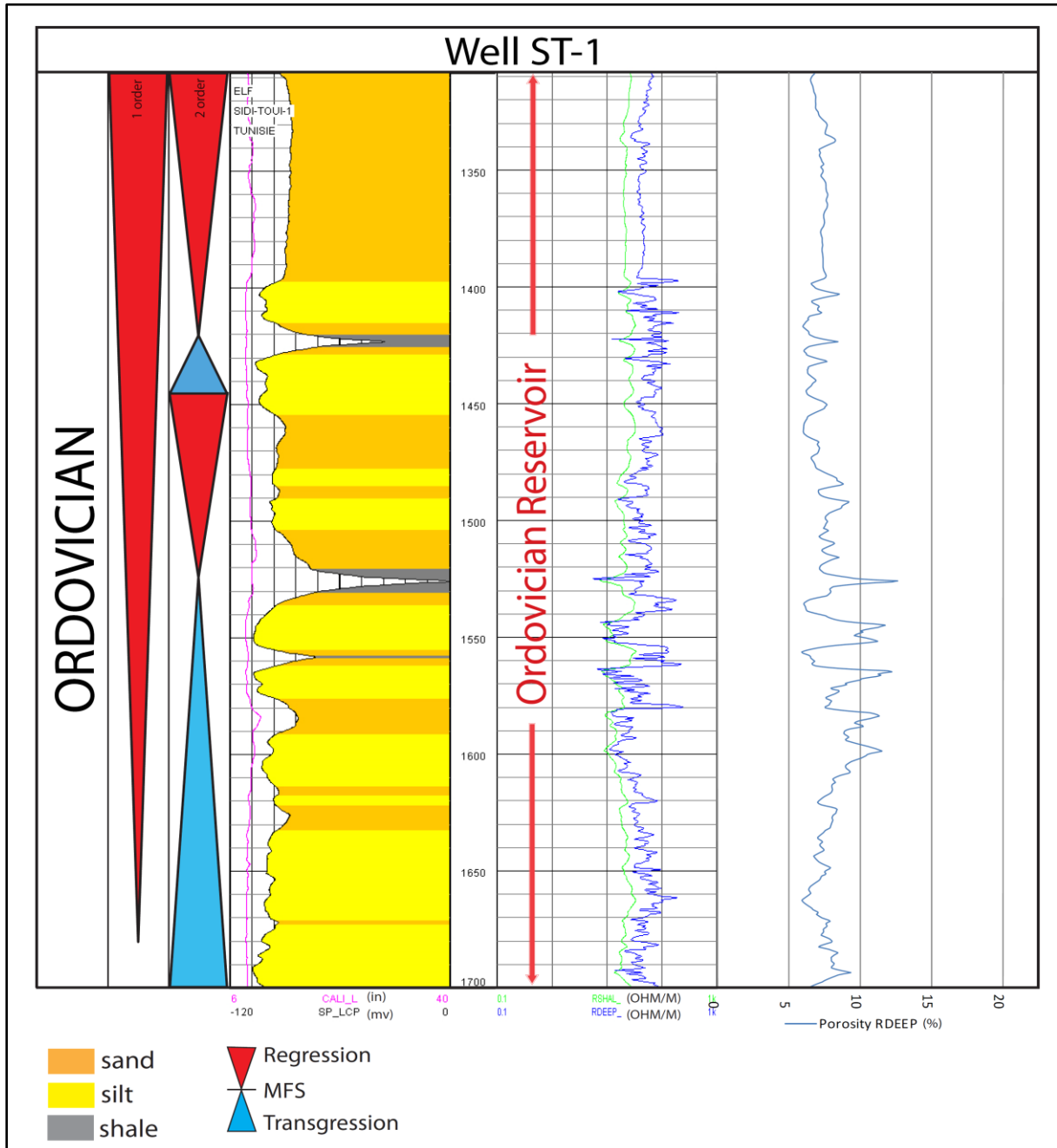


Figure 5.8 B: Well logs of well ST-1 of Ordovician succession illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

Intervals	Depth (m)	Lithology	Period	Porosity average (%)	Permeability (mD)	Density	Salinity (g/l)
Interval 5	1429.5-1436.7	Very fine sandstone	Ordovician	6.5	0.4 – 2.7	2.39 – 2.76	1.4
Interval 4	1470-1478.7	Complex clay, and fine sandstone	Ordovician	2.2	< 0.1	2.5	4.0
	1505-1515.1	Black sand clay and sandy zones at the top	Ordovician	3.0	< 0.1	2.5	1.8
Interval 3	1523.6-1526.1	Ferruginous sandstone and black clay	Ordovician	2.1	< 0.1	3.3	4.2
Interval 2	1532.6-1535	Ferruginous black sandstone	Ordovician	8.0	< 0.1	2.5	2.2
	1536.8-1539.7	Sandstone with black clay intercalations	Ordovician	5.8	< 0.1	2.5	1.5
Interval 1	1543.8-1559.4	Siliceous sandstone or quartzite	Ordovician	10	9	2.4	3.2
	1573.3-1576.9	Sandstone with black clay	Ordovician	3.0	< 0.1	2.6 – 2.7	1.4
	1660.6-1668	Siliceous sandstone, fine to medium grained	Ordovician	2.5	< 0.1	2.5 – 2.5	1.4 – 2.6

Table 5.6: Results of analyses of 9 core samples from the Ordovician in well ST-1.

The eighth interval of this reservoir, in well SN-1, with a thickness of 36 m (Figure 5.6A and 5.8A) reflects a proximal shelf depositional environment. The average porosity is ranging around 9.2 % (Table 4.4). The same interval in well ST-1, with a thickness of 103 m (Figures 5.6A and 5.8B) has an average porosity of 7.3 % (Table 5.4). The porosity obtained from laboratory analysis, ranges from 4 % to 9 % in the well SN-1. No analysis could be performed in this interval in well ST-1 (Tables 5.5 and 5.6 respectively).

The salinity in the Ordovician of well SN-1 ranges from 1 to 6.5 g/l and in well ST-1 ranges from 1.4 to 4.2 g/l (Table 5.5 and 5.6). Figure 5.7A and 5.7C shows the relationship between average porosity and average permeability obtained from Ordovician in well SN-1 and ST-1 respectively, which displaying weak correlation, as a result of increasing the percentage of shale which is up to 31% in well SN-1 and 19 % in well ST-1. Figure 5.7B gives the anisotropy of permeability in Ordovician reservoir for well SN-1. In fact, the vertical and

horizontal permeabilities for core samples of Ordovician in well SN-1 plot along the 1:1 line $k_h = k_v$. So, the reservoir has a good isotropy with regard to the permeability.

Echikh (1998) in his study indicated that the Ordovician reservoirs are sandier proven petrophysical properties along the southern flank of the Ghadames basin. Reservoir quality deteriorates towards the central and northeastern parts, where an open marine environment prevailed where clay deposition where occurred.

Abouessa and Morad (2009) studied diagenesis and depositional facies in tidal sandstones of (Middle Ordovician) Hawaz Formation in the Murzuq basin. 220 sandstone samples were analysed for porosity and permeability measurement. These porosities values ranges between 0.2 – 21 % with an average of 9.5 %. Horizontal permeability values varied between 0.06 – 687.5 mD with an average of 47.3 mD and vertical permeability varied between 0.017 – 979 mD and average 49.7 mD.

In this study the results indicate that the porosity which relies on calculations of well logs or on values obtained from laboratory analysis showed that porosity values are decreasing towards distal parts of the basin during the Ordovician period.

- **Silurian reservoir system**

The Akakus Formation is the main Paleozoic reservoir in the study area. This formation can be subdivided into three parts according to Massa (1988), i.e. in a Lower, Middle and Upper part.

Two wells have been studied from the SE-NW cross section (Figure 5.5) consists of six wells (NN1-66, HH1-NC7A, B1-NC188, D1-NC100, J1-NC100 and SN-1), representing the sandstones of the Akakus Formation (Figures 5.9A). From six core samples from the lower part of Akakus Formation taken in well J1-NC100 porosity and permeability data are available (Table 5.8).

Well HH1-NC7A (Figure 5.5) which is located in the southern part of Ghadames basin is about 560 m in thickness. It consists predominantly of an interbedding of sandstones, siltstone and shales, which we considered as a proximal parts of the fluvial setting. The sandy facies are finely grained off-white to very light grey in colour, often with kaolinitic cement. Occasionally the sandstones are massive, coarse grained possessing a ferruginous reddish brown colour. The shale facies are usually dark grey to black, occasionally grey green and

hematitic. Figure 5.9B shows the stratigraphy, sedimentology and depositional environments of the Silurian accumulation in well HH1-NC7A.

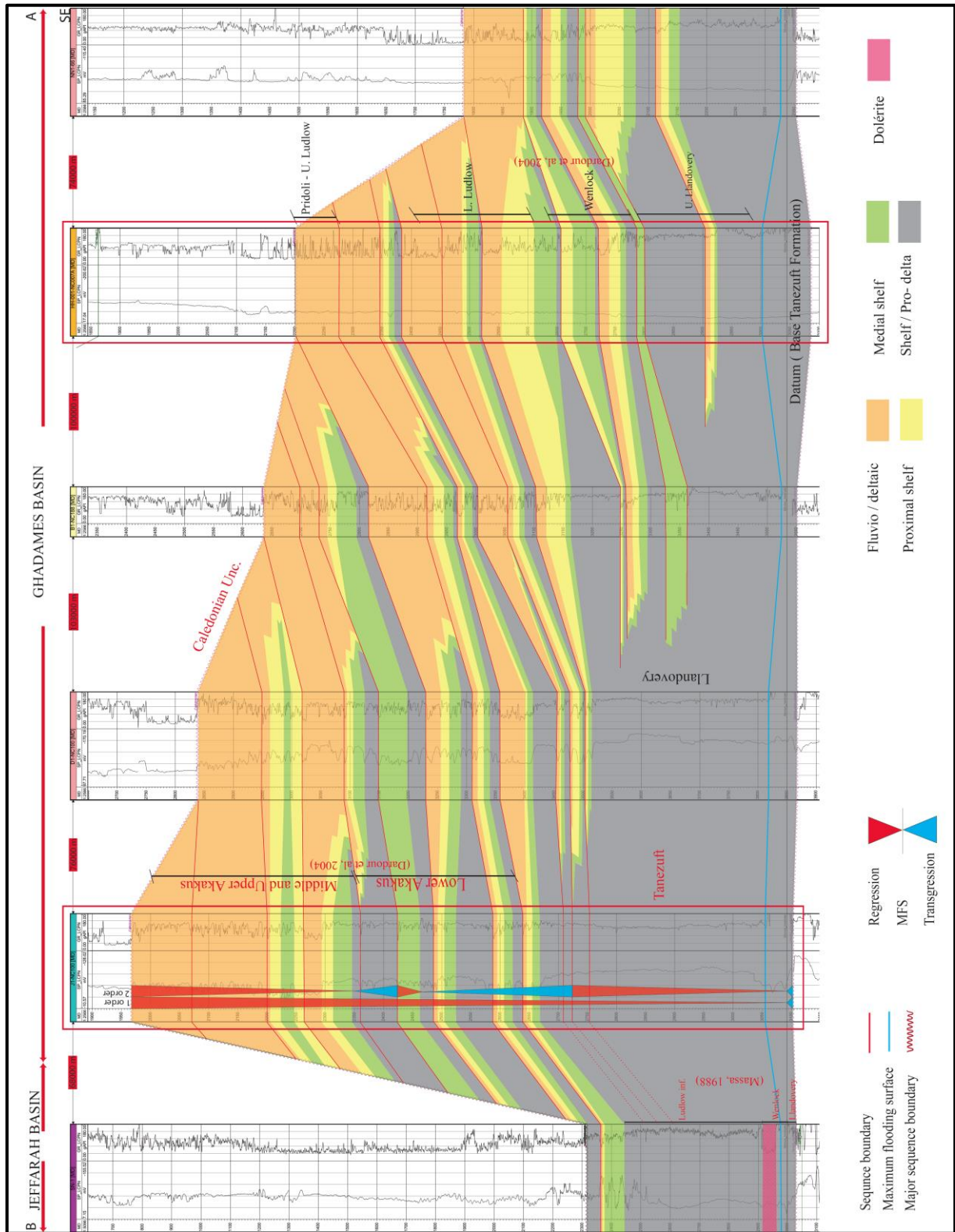


Figure 5.9 A: NW - SE cross section of Silurian through the Ghadamès and Jefarah basins.

Well HH1-NC7A (proximal)					Well J1-NC100 (distal)		
Depth (m)	Age	Porosity average %			Depth (m)	Age	Porosity average %
		Sonic AFF	Sonic Wyllie	RDEEP			RDEEP
2200-2350	Upper Akakus	8.1	6.4	9.1	1968-2200	Upper Akakus	7.2
2350-2650	Middle Akakus	14.7	11.4	16.8	2200-2360	Middle Akakus	8.3
2650-2760	Lower Akakus	19.6	14.6	19.5	2360-2660	Lower Akakus	5.2

Table 5.7: Average porosity value for the Akakus Formation in the proximal HH1-NC7A and distal J1-NC100 well.

Depth (m)	Porosity %	(AIR) Permeability (mD)	
		vertical	Horizontal
2635.4	15.5	0.01	0.04
2639.46	22.5	0.02	0.03
2639.61	27.0	142	167
2642.76	22.1	4.7	4.6
2645.22	14.9	6	20
2646.06	14.0	0.05	0.12

Table 5.8: Core sample analyses taken from the Lower Akakus Formation in the well J1-NC100.

The average porosity values are presented in Table 5.7, which has been calculated based on deep and shallow resistivity and sonic Wyllie and AFF, with a value of salinity 5.6 g/l.

The distal well in the cross section is J1-NC100 which is located 243 km NW of the well HH1-NC7A and is located in the central Ghadames basin (Figure 5.9A). In the well J1-NC100 the Akakus Formation is represented by silty shales, siltstones and clayey sandstones. Figure 5.9 C shows the stratigraphy and sedimentology of the Silurian accumulation in the well J1-NC100. Within the latter well the Akakus Formation is about 700m in thickness (Figures 5.9A and 5.9C). The formation waters in the Akakus Formation in this well have salinity values varying between 232- 317 g/l.

The lower part of this reservoir, in well HH1-NC7A, has a thickness of 150 m (Figures 5.9A and 5.9B). This part shows a range of different depositional environments, dominated by the

proximal and distal parts of deltaic to fluvial deposits. The average porosity is ranging around 19.5 % (as deduced from deep resistivity logs).

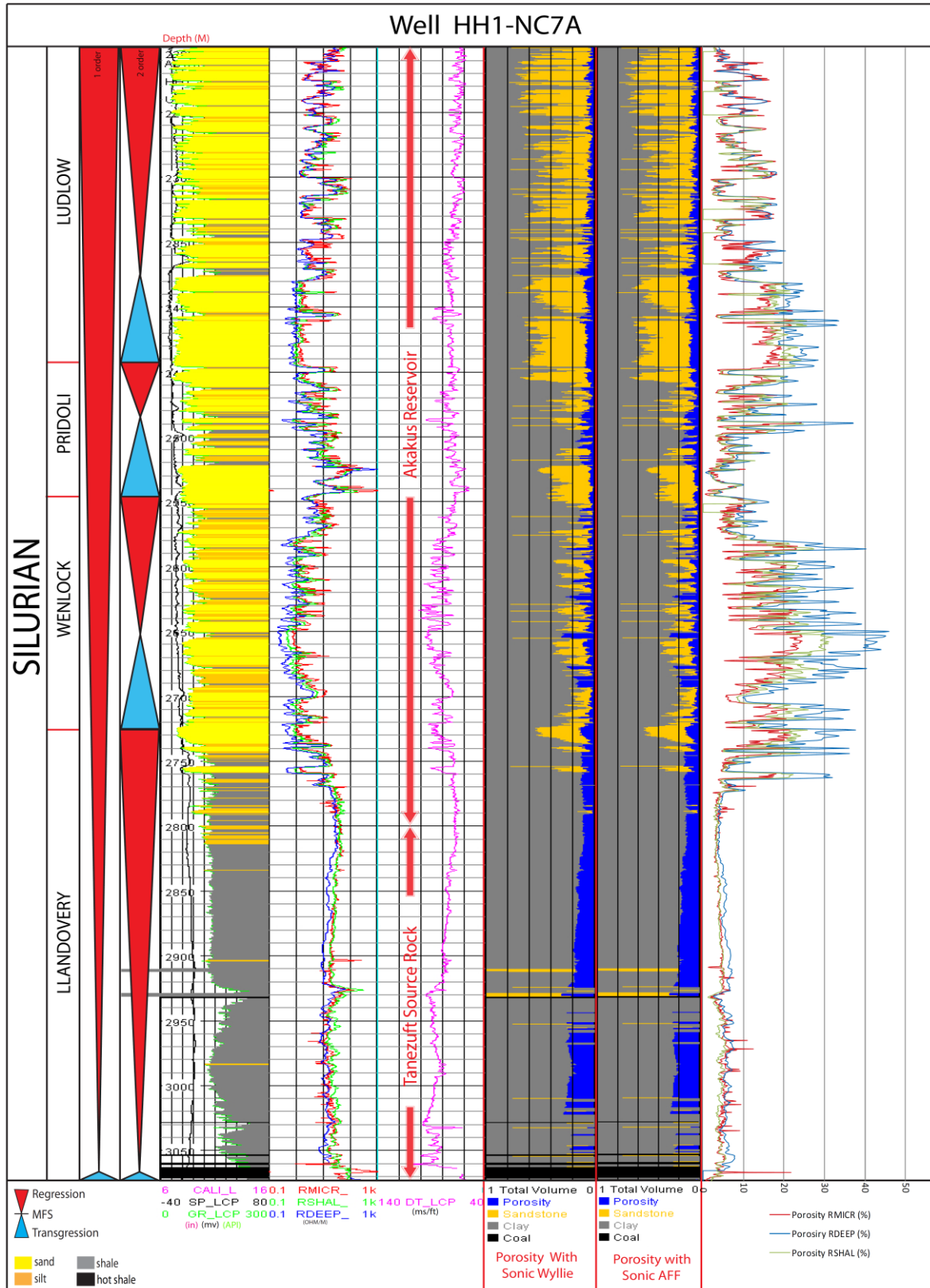


Figure 5.9 B: Well logs of well HH1-NC7A of the Silurian succession illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

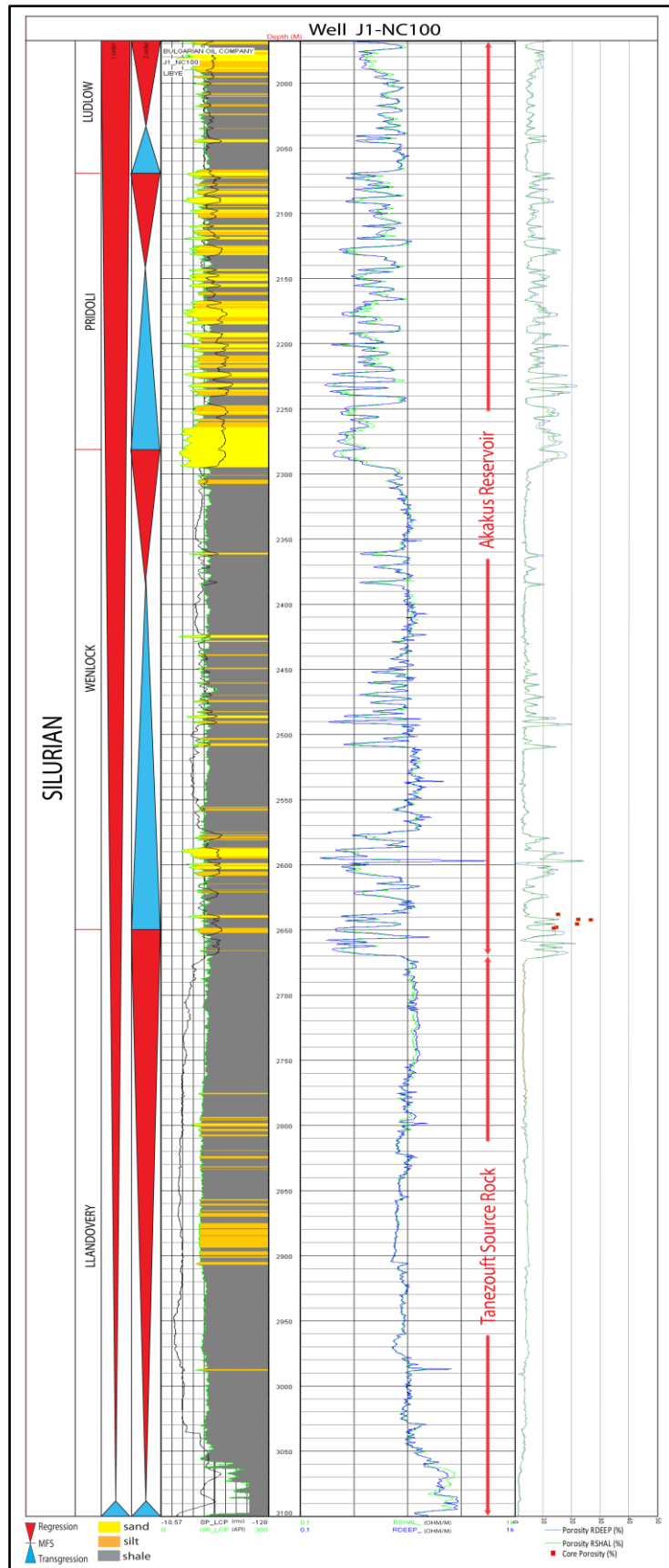


Figure 5.9 C: Well logs of well J1-NC100 of the Silurian succession illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

The same part, in well J1-NC100, reaches a thickness of about 280 m (Figures 5.9A and 5.9C), and reflects different depositional environments, dominated by medial shelf and shelf / pro-delta deposits, containing more shaly facies. The average porosity is ranging around 5.2 % (as deduced from deep resistivity logs) (Table 5.7). The range in porosity values obtained from laboratory analysis varies from 14.0 % to 27.0 % in well J1-NC100 (Table 5.8).

The middle part of this reservoir formation, in the well HH1-NC7A, has a thickness of 300 m (Figures 5.9A and 5.9B). This part shows a range of different depositional environments, dominated by proximal shelf and fluvial deposits. The average porosity is ranging around 16.8 % (as inferred from deep resistivity logs). The same part, in the well J1-NC100, reaches about 160 m in thickness (Figures 5.9A and 5.9C). This part is dominated by fluvial-deltaic to medial shelf deposits. The average porosity, (as inferred from deep and shallow resistivity logs), is ranging around 8.3 % (Table 5.7).

The upper part of this reservoir, in well HH1-NC7A, with a thickness of 150 m (Figures 5.9A and 5.9B), is dominated by fluvial deposits. The average porosity, (as inferred from deep resistivity logs), is 9.1 %. The same part, in well J1-NC100, reaches about 232 m in thickness (Figures 5.9A and 5.9C). This part is dominated by proximal and distal deltaic to fluvial deposits. Average porosity is ranging around 7.2 %, based on the deep resistivity logs (Table 5.7).

Echikh (1998) indicated that the Akakus reservoir displays good petrophysical properties in the southern and central parts of the basin. Porosity values are ranging from 20 % to 25 %, rising locally to 30 %. These values were obtained from laboratory measurements and appear higher than the values obtained from well logs, because the laboratory measurements all pores in analysed rock are considered. Here the values obtained from well log calculations consider the entire reservoir, while the core samples have a limited size and likely do not reflect all lithologies present in the reservoir.

The petrophysical properties are deteriorating from the south towards the northwestern part of the basin, because the increasing of shale ratio.

In this study, we noted that reservoir properties vary laterally and vertically between the proximal and distal deposits, with the average porosity decreasing towards the distal part of the basin. This can be explained by the fact that the Akakus sands display a succession prograding from southeast to northwest that can be subdivided into a lower, middle and an

upper unit. Notice that the lower Akakus unit in well J1-NC100 is dominated by shelf/pro-delta and medial shelf environments, which explain the increase in the shale content (Figure 5.9A).

- **Devonian reservoir system**

The Tadrart and Ouan Kaza Formations are the discrete producing reservoir units in the Lower Devonian. The reservoirs quality in the Middle and Upper Devonian is more irregular than in the Lower Devonian.

Two wells have been studied from the SE-NW cross section (Figures 5.5) which consists of six wells (NN1-66, HH1-NC7A, B1-NC188, D1-NC100, J1-NC100 and PDG-1), which contain the Tadrart, Ouan Kaza, and Tahara reservoirs, in addition to some levels of the Awaynat Wanin Formation (Figures 5.10A).

The salinity in well HH1-NC7A varies between 3.3 - 5.5 g/l, while in the well D1-NC100 the salinity values of the range between 1.2 and 10 g/l.

The Tadrart Formation has a thickness of 45m in well HH1-NC7A (Figures 5.10A and 5.10B), where it consists of medium to fine grained sandstones, while in well D1-NC100 it has a thickness of about 88m, where it consists of grey white fine to medium grained sandstones, slightly grading to grey white clay. The Tadrart Formation in wells HH1-NC7A and D1-NC100 is dominated by fluvial-deltaic environment (Figure 5.10A).

The Tadrart reservoir in well HH1-NC7A has an average porosity of 8.2 %, (as inferred from deep resistivity logs). The same reservoir, in well D1-NC100, has an average porosity of 16.6 % (based on deep resistivity logs) (Table 5.9).

The Ouan Kaza Formation in well HH1-NC7A (Figures 5.10A and 5.10B) has a thickness of 68m. Here it consists of clear white medium to coarse grained sandstone, with kaolinitic cements. In well D1-NC100 (Figures 5.10A, 5.10C), the latter Ouan Kaza Formation is about 202m thick, where in the lower part it consists of clay intercalated by ferruginous sandstone. The upper part of this formation consists of grey clay with intercalation grey to red sandstone.

The Ouan Kaza reservoir, in well HH1-NC7A has different depositional environments, consisting of proximal to distal deltaic as well as fluvial deposits. The average porosity is ranging around 7.1 % (based on deep resistivity logs).

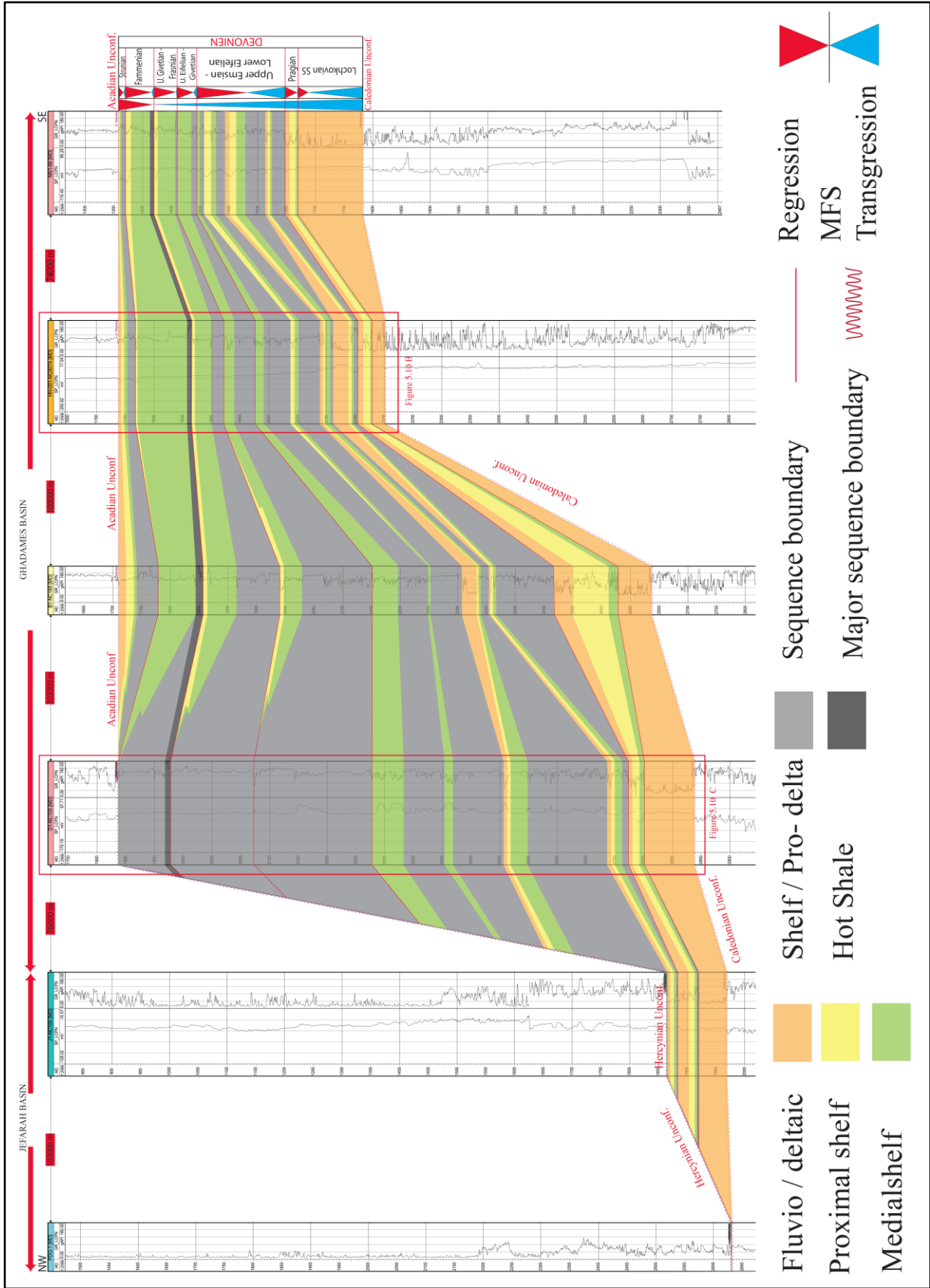


Figure 5.10 A: NW - SE cross section of Devonian through the Ghadamès and Jefarah basins.

Well HH1-NC7A (proximal)		Well D1-NC100 (distal)	
Formation	Porosity average %	Formation	Porosity average %
	RDEEP		RDEEP
Tahara	7.9	Tahara	-
Awaynat Wanin	6.0	Awaynat Wanin	7.3
Ouan Kaza	7.1	Ouan Kaza	6.1
Tadart	8.2	Tadart	16.6

Table 5.9: Average porosity values obtained from well logs for each Devonian formations in the proximal and distal wells.

The same reservoir, in well D1-NC100 displays different depositional environments ranging from proximal and distal deltaic deposits to fluvial deposits. The average porosity is ranging around 6.1 % (as inferred from deep resistivity logs) (Table 5.9).

The Awaynat Wanin reservoir, in well HH1-NC7A possesses a thickness of 315 m (Figures 5.10A and 5.10B). This reservoir encompasses different depositional environments grading from medial shelf to shelf / pro-delta deposits. The average porosity is ranging around 6.0 %, based on deep resistivity logs. The same reservoir, in well D1-NC100 has a thickness of about 711 m (Figures 5.10A and 5.10C). This reservoir is dominated by shelf / pro-delta deposits. The average porosity is ranging around 7.3 % based on deep resistivity logs (Table 5.9).

The Tahara reservoir, in well HH1-NC7A possesses a thickness of 34 m (Figures 5.10A and 5.10B). This reservoir reflects different depositional environments, which are dominated by shelf / pro-delta deposits in the lower part that changes vertically to proximal and distal part of deltaic deposits to fluvial deposits. The average porosity is ranging around 7.9 % as inferred from deep resistivity logs (Table 9). The same reservoir in well D1-NC100 was eroded during the Acadian orogeny (Figures 5.10A and 5.10C).

Echikh (1998) indicated that the Devonian reservoirs are sandier along the southern flank of the Ghadames basin. Reservoir quality deteriorates towards the central and northeastern part of the basin, where open marine shale dominated environment predominates.

Khalifa and Morad (2015) studied the Middle–Upper Devonian Awaynat Wanin Formation containing sandstones that were deposited in shoreface environments. Porosity and permeability were measured on core obtained from sandstone samples. The lower shoreface sandstones display an average porosity of 10 %. Average horizontal permeability is 0.6 mD very low to nil and average vertical permeability 0.4 mD. The middle shoreface sandstones

appear moderate porosity (average 9 %) and an average horizontal permeability of 26 mD and average vertical permeability 22 mD.

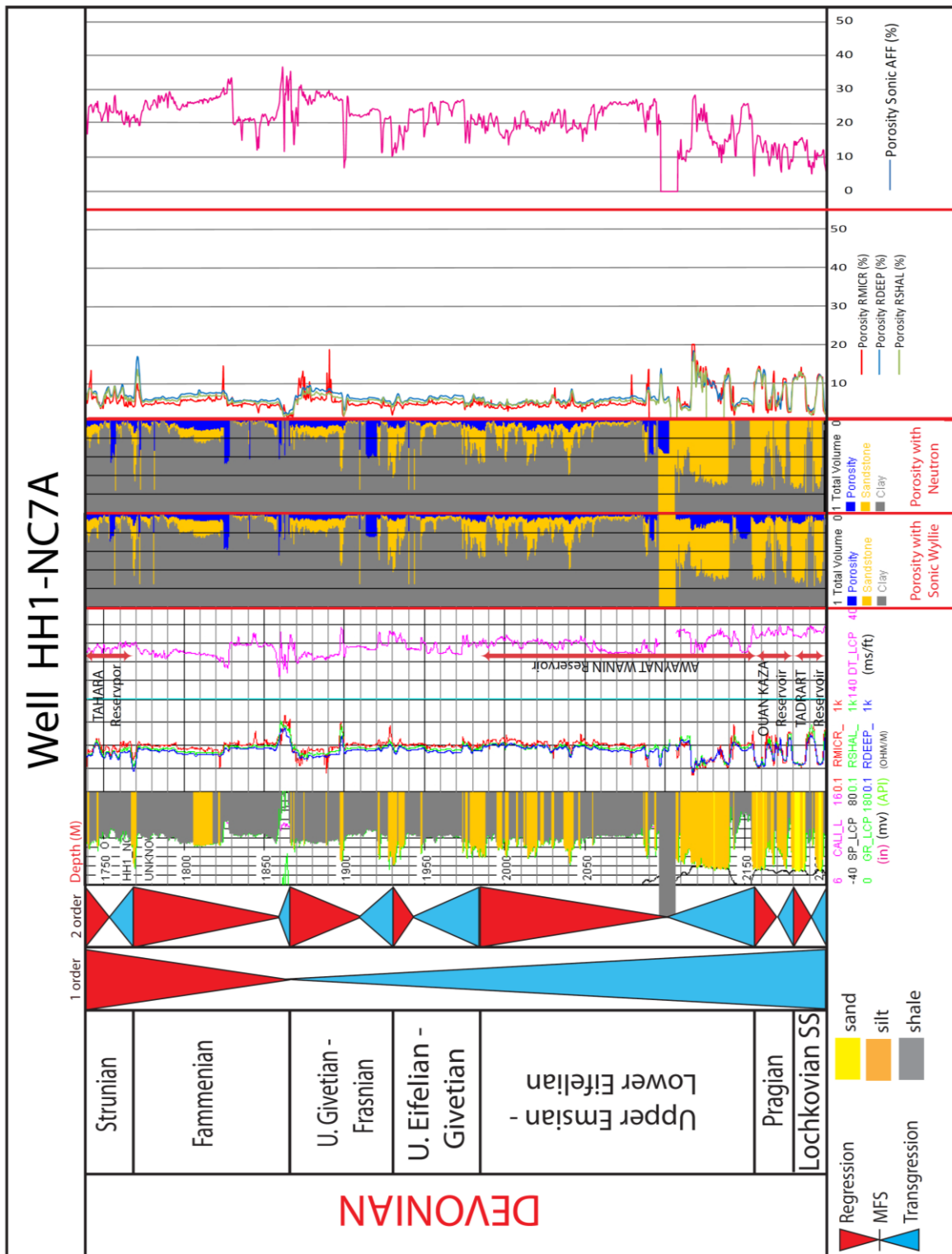


Figure 5.10 B: Well logs of well HH1-NC7A of the Devonian succession illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

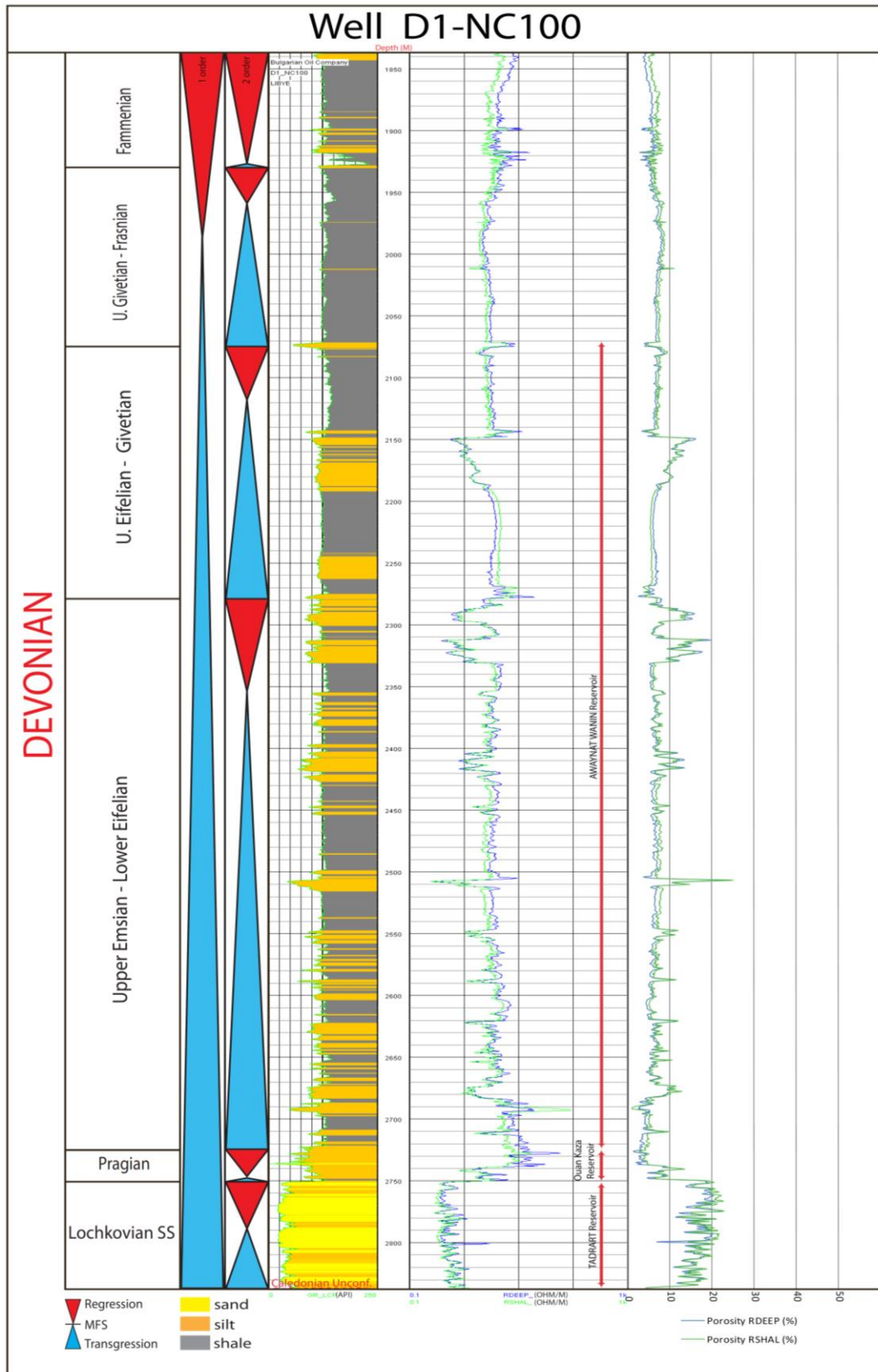


Figure 5.10 C: Well logs of well D1-NC100 of the Devonian succession illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

The upper shoreface sandstones have higher average porosity, namely 12 % and an average horizontal permeability of 259 mD and average vertical permeability of 239 mD.

In this study, the results obtained from wells logs indicate that the Tadrart and Ouan Kaza Formations correspond to good reservoirs. With regard to the Awaynat Wanin Formation which contains levels of sandstone, also good reservoirs units are encountered (Figure 5.10A).

- **Carboniferous reservoir system**

The Carboniferous deposits consist of sandstones, siltstones, shales and limestones. Their depositional environment ranges from shallow marine to deltaic.

Wells B1-49 and HH1-NC7A which are located at southern Ghadames basin have been studied. They are also part of the SE-NW cross section based on in total of five wells (Figures 5.5 and 5.11A). The Carboniferous reservoir corresponds to the following formations, i.e. M'rar, Asadjefar, Dembaba and Tiguentourine.

The values of salinity in well B1-49 are ranges 5.5 - 6.5 g/l, while in the well HH1-NC7A the values of salinity range between 16 to 23 g/l.

The M'rar reservoir in well B1-49 possesses a thickness of about 770 m (Figures 5.11A and 5.11B). This formation consists of alternation of proximal shelf and medial shelf deposits. The average porosity is ranging around 29.6 % as inferred from deep resistivity logs. The same reservoir, in well HH1-NC7A reaches a thickness of about 619 m (Figure 5.11A and 5.11C). This reservoir is made up of alternations of proximal shelf, medial shelf and shelf / pro-delta deposits. Average porosity is ranging around 27.5 % based on deep resistivity logs (Table 5.10).

In both wells, based on the logs, the Middle and Upper part of the M'rar Formation, this interval can be considered as a good reservoir (Figures 5.11B and 5.11C).

The Asadjefar Formation in well B1-49 consists in its lower part of dolomitic limestone and argillaceous limestone, while the upper part consists of an alternation of medium to fine grained sandstones and clayey limestone. The Asadjefar Formation in well HH1-NC7A consists in its lower part of fine to very fine grained sandstone, and the upper part is made up of shale and siltstone.

The Asadjefer reservoir, in well B1-49 has a thickness of about 70m (Figures 5.11A and 5.11B). This reservoir reflects a proximal shelf depositional environment.

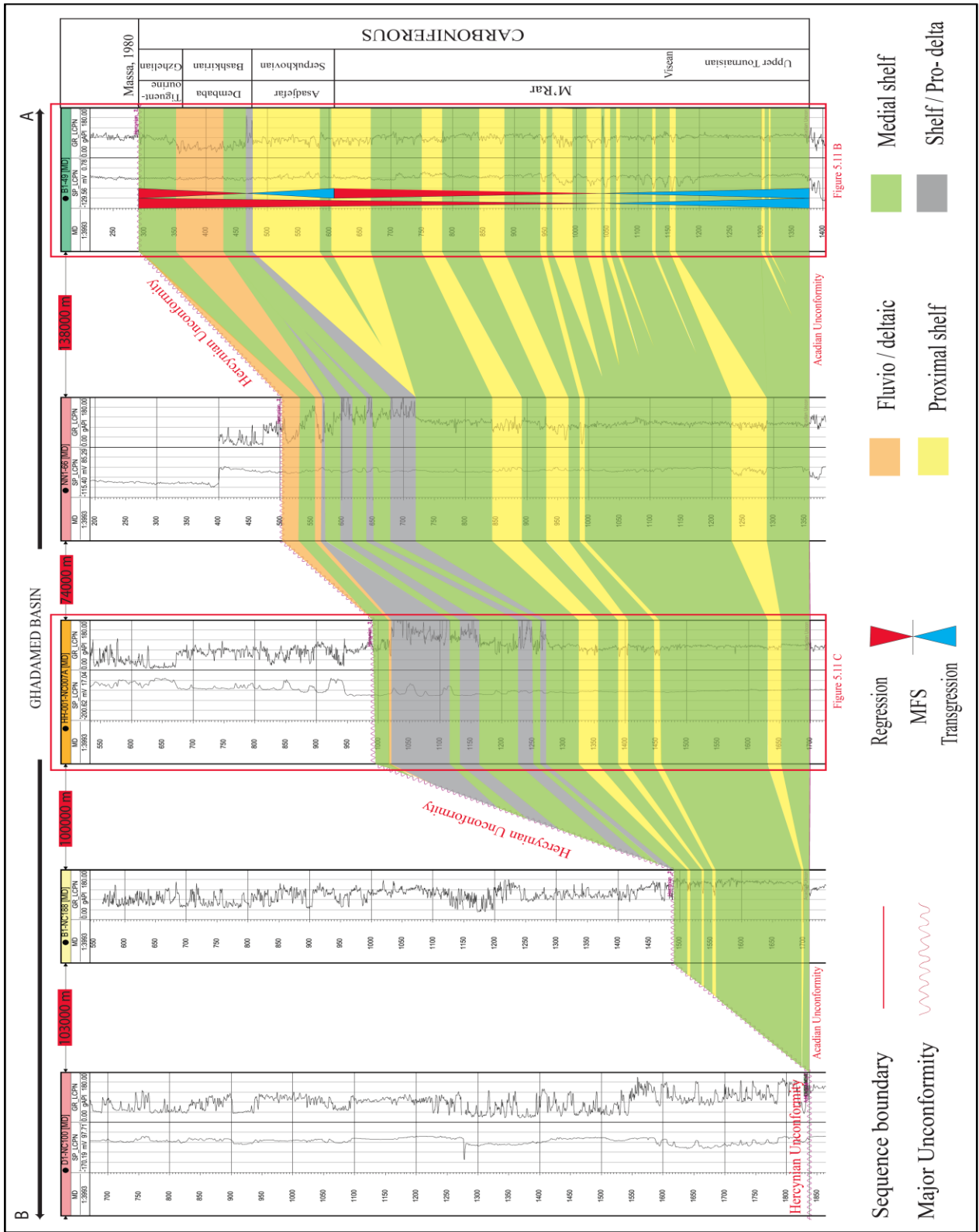


Figure 5.11 A: NW - SE cross section of Carboniferous through the Ghadamès and Jefarah basins.

The average porosity is ranging from 22.5 % depending on the deep resistivity logs in well B1-49. The same reservoir, in well HH1-NC7A reaches a thickness of about 155m (Figures 5.11A and 5.11C). This reservoir concerns a shelf / pro-delta depositional environment. Average porosity based on deep resistivity logs is ranging around 19.3 % as inferred from deep resistivity logs (Table 5.10).

Well B1-49 (proximal)			Well HH1-NC7A (distal)	
Formation	Porosity average %		Formation	Porosity average %
	Neutron	R. DEEP		R. DEEP
Tiguentourine	24.4	29.0	Tiguentourine	-
Dembaba	19.7	18.3	Dembaba	16.4
Asadjefar	23.5	22.5	Asadjefar	19.3
M'rar	22.8	29.6	M'rar	27.5

Table 5.10: Average porosity values for each of Carboniferous formations in the proximal well HH1-NC7A and distal well A1-9.

The Dembaba Formation in well B1-49 consists of dolomitic limestone and clay limestone in its lower part. In the upper part the formation is dominated by marls and clay dolomitic-limestone. In well HH1-NC7A this formation consists of shale, causing reduction in average porosity distal wards.

The Dembaba Formation, in well B1-49 has a thickness of about 63 m (Figures 5.11A and 5.11B). This reservoir reflects a medial shelf and fluvial/deltaic depositional environment. Average porosity is ranging around 18.3 % based on deep resistivity logs. In well HH1-NC7A this reservoir has a thickness of about 29 m (Figures 5.11A and 5.11C). It displays characteristics reflecting a medial shelf depositional environment. Average porosity is ranging around 16.4 %, as inferred from deep resistivity logs (Table 5.10).

The Tiguentourine Formation, in well B1-49 has a thickness of about 70 m (Figures 5.11A and 5.11B). This reservoir reflects a medial shelf depositional environment. Average porosity is ranging around 29.0 % based on deep resistivity logs (Table 5.10). In well HH1-NC7A this was eroded during the Hercynian orogeny (Figures 5.11A and 5.11C).

Belhaj (1996) mentioned that the Carboniferous sandstone intervals display excellent reservoir characteristics. The depositional environment ranged from shallow marine to deltaic.

In this study, due to Hercynian uplift some Carboniferous deposits are missing in the central and north of the Ghadames basin.

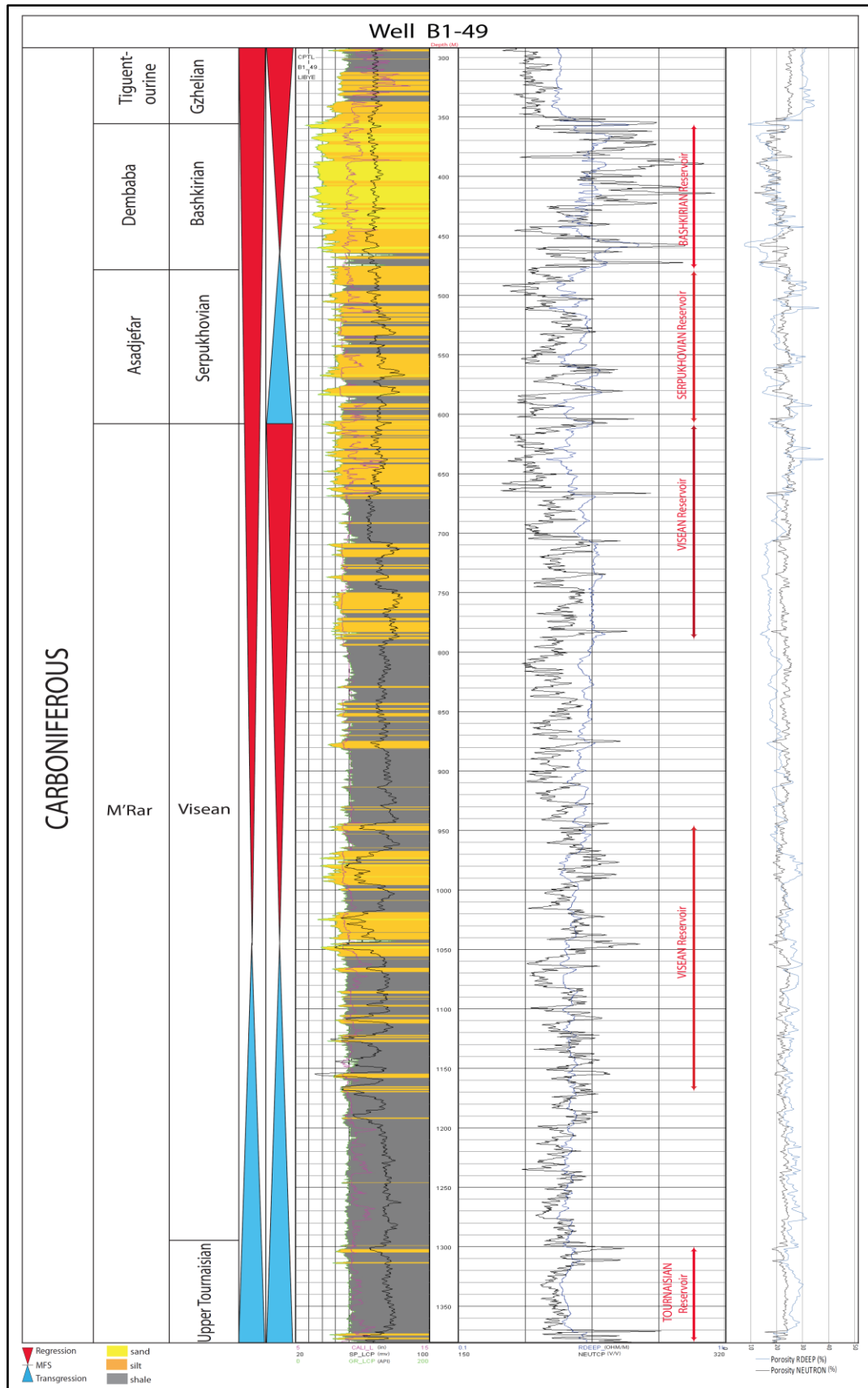


Figure 5.11 B: Well logs of the well B1-49 of the Carboniferous illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

The results obtained from well logs indicate that there is no major difference between average porosity values due to the presence of both wells near the Al Qarqaf arch, thus reflecting proximal depositional conditions.

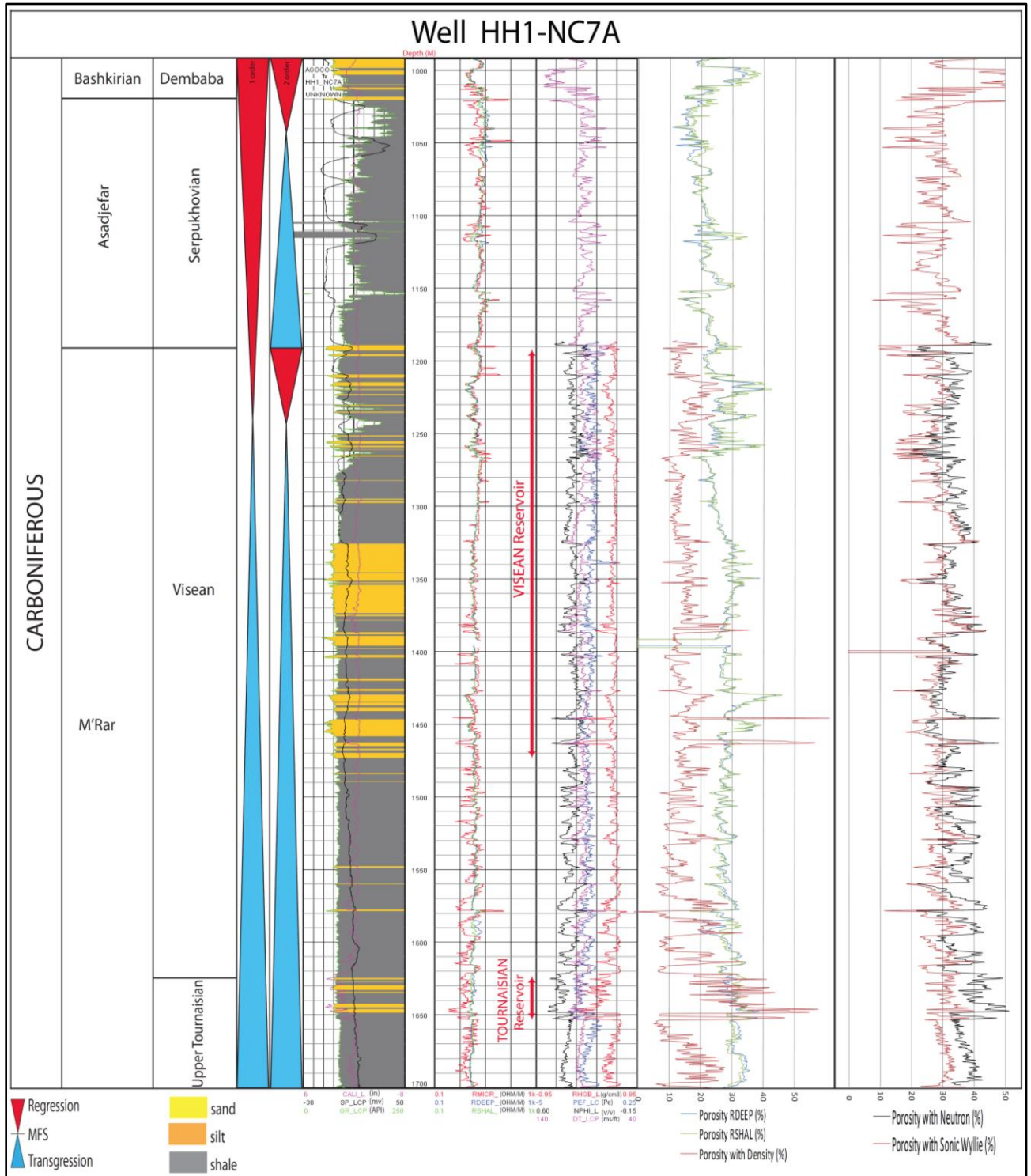


Figure 5.11 C: Well logs of the well HH1-NC7A of the Carboniferous illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

- **Permian reservoir system**

Two wells have been studied from the cross section that was based on seven wells (A1-9, A1-131, MER-1, AT-1, NM-1, KGH-1 and KLF-1), crosscutting the Permian siliciclastic and carbonate deposits (Figures 5.5 and 5.12A).

The calculation of the porosity in each well has been carried out taking the lithology (siliciclastic or carbonate) into account.

In well KLF-1 the Lower Permian, with a thickness of 196m, is clay-sandstone dominated. Here red brick clays, fine to medium sometimes quartzitic, glauconite-rich and sandstones speckled with bitumen with calcite cement occurs. This interval also contains fine interlayers of indurated gray-green clay. The values of salinity in well KLF-1 range between 4 and 40 g/l.

The porosity of this interval has been calculated from sonic and deep resistivity logs. The average porosity is 11.1 % and 4.2 %, respectively (Figure 5.12B).

The Upper Permian, with a thickness of 1540 m, essentially consists of carbonates, reflecting shallow marine depositional conditions. The top is characterized by the presence of clays and marls, followed by cycles of clays and marls alternating with limestones. These deposits are sometimes accompanied by continental deposits (sandstone and silty red clay). The porosity of this interval has been calculated based on sonic and deep resistivity logs. Average porosity is 16.1 % and 7.4 % respectively (Figure 5.12C).

In well A1-9, which is located with the Libyan part of the Jefarah basin, the Lower Permian reflects shallow water carbonates. Here dolomites alternate with clastic terrigenous sediments including shale and sandstone.

Shallowing up sequences are evidenced by the dolomite to clastic sediment repeated sections deduced from the lithological log (GR). The latter are also fit into the concept of deposition on a shallow carbonate platform. There are no data available about the salinity of the water in the Permian intervals in this well, but we used the salinity of the nearest well (B1-23) which amounts 7 g/l. The porosity of the Lower Permian has been calculated by sonic, density and deep resistivity logs. The respective average porosities are 16.7 %, 13.7 % and 6.6 % (Figure 5.12D).

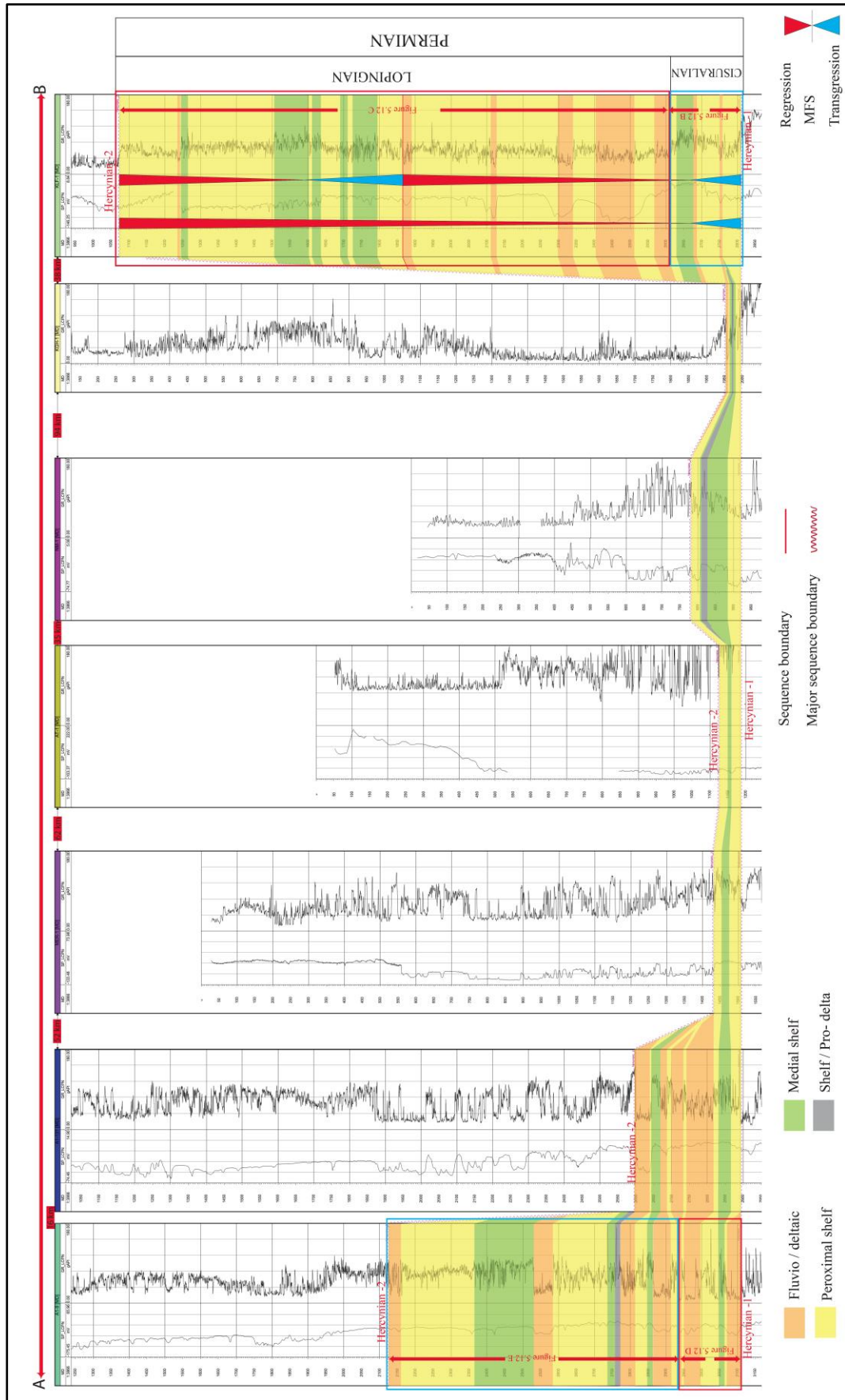


Figure 5.12 A: cross section of Permian through the Ghadamès and Jefarah basins.

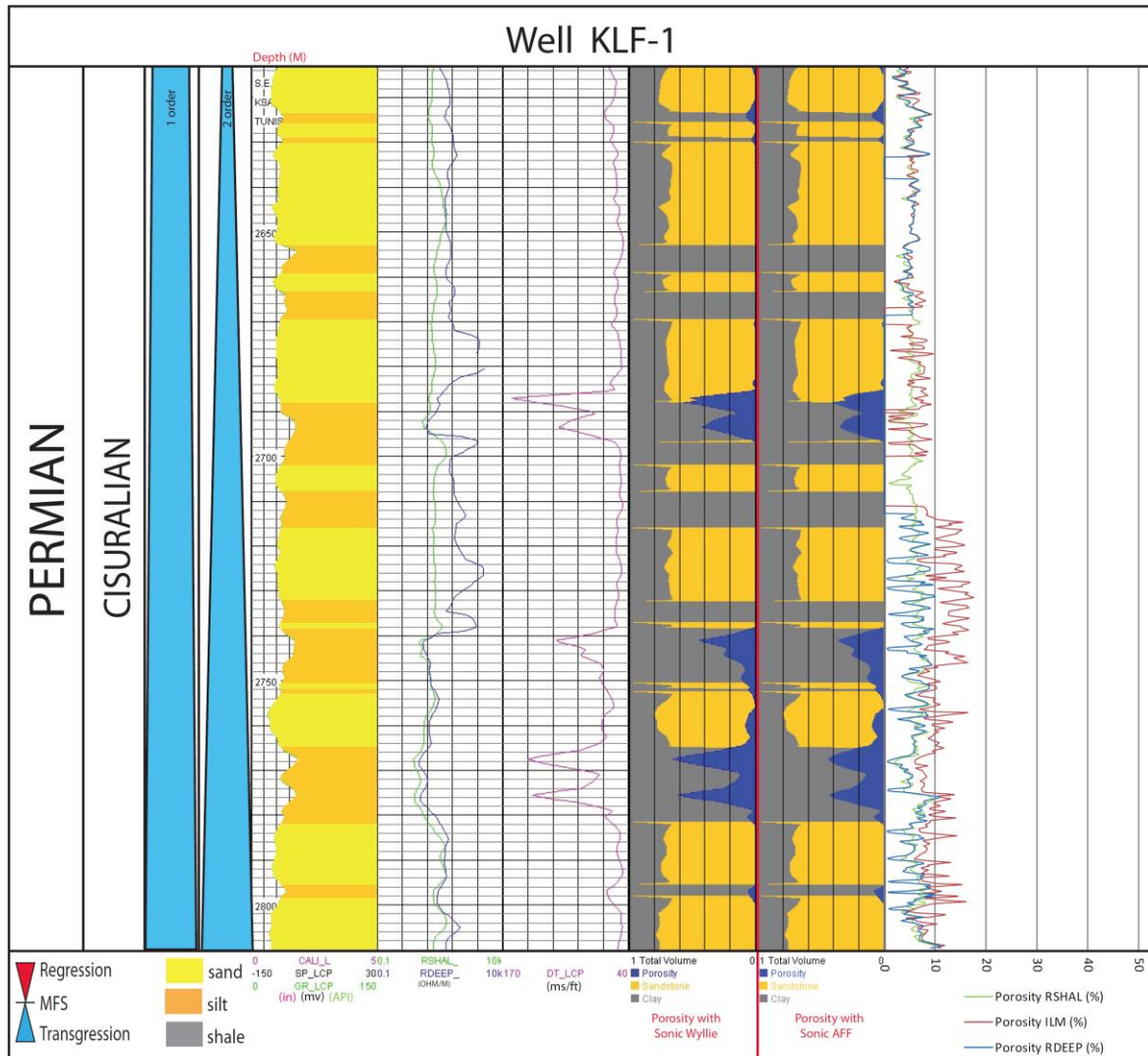


Figure 5.12 B: Well logs of well KLF-1 representing (Lower part of the Permian) siliciclastics depositions and illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

The Upper Permian with a thickness 735m, shows numerous alternating fining and coarsening upward sequences.

In its uppermost 400 m there is evidence for a marine transgression as well as for deposition within a distributary mouth bar setting. This is evidenced from the sharp contact at base and the overlying mainly argillaceous sediments from which marine microplankton was recovered.

The porosity of the Upper Permian has been calculated by sonic, density and deep resistivity logs. The respective average porosities are 11.2 %, 9.5 % and 4.6 % (Figure 5.12 E).

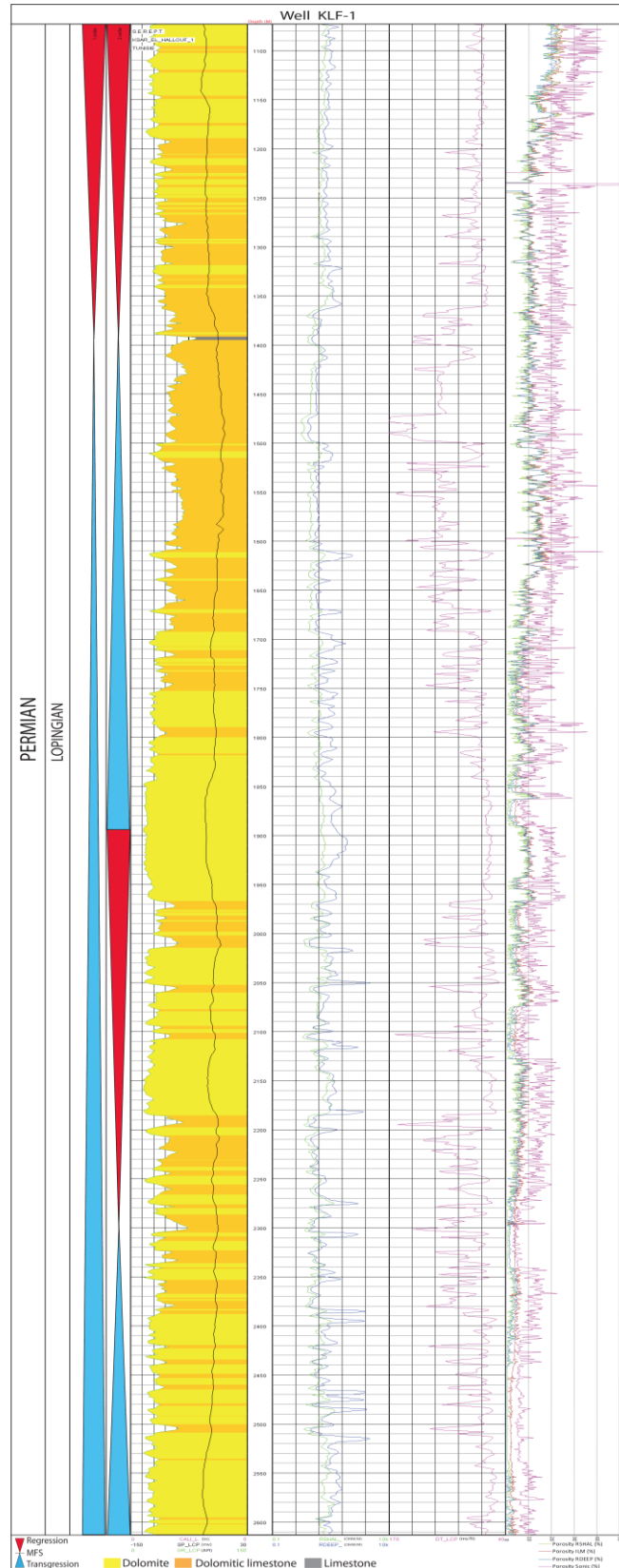


Figure 5.12 C: Well logs of well KLF-1 representing (Upper part of the Permian) carbonate depositions and illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

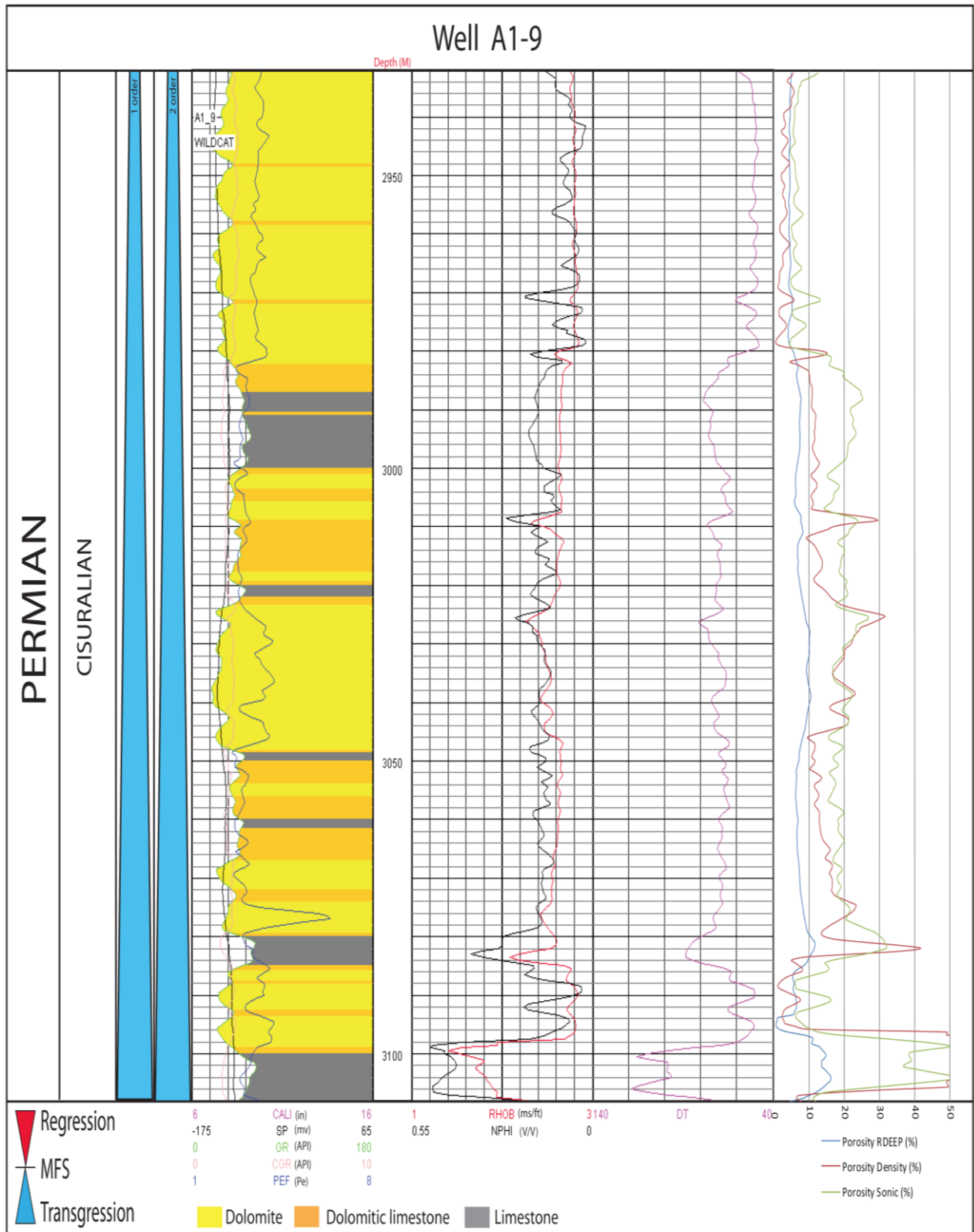


Figure 5.12 D: Well logs of well A1-9 representing (Lower part of the Permian) carbonate depositions and illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

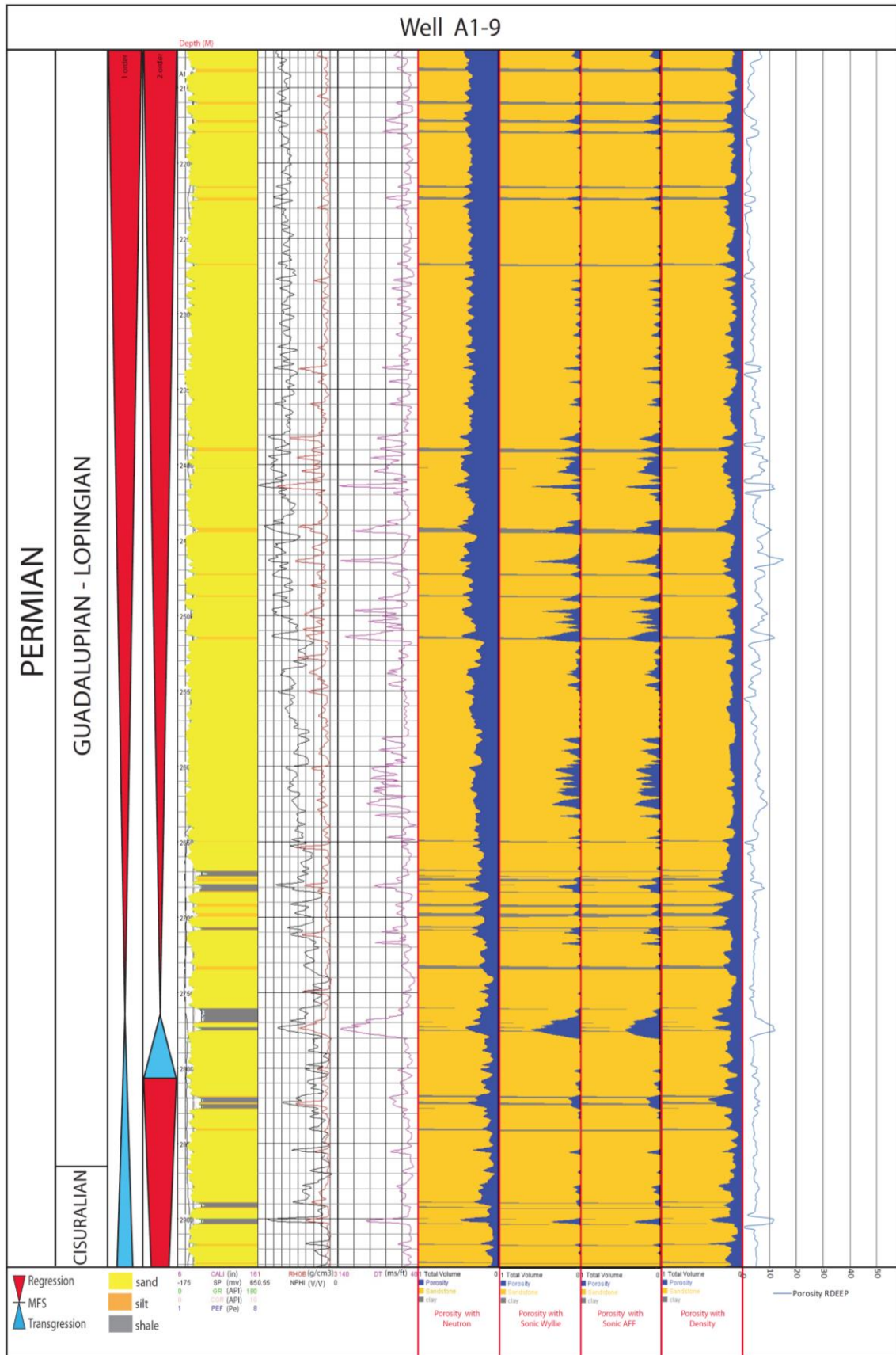


Figure 5.12 E: Well logs of well A1-9 representing (upper part of the Permian) siliciclastics depositions and illustrating porosity values, lithology and sequence stratigraphy.

5.1.1 Conclusions

The Paleozoic succession in the Ghadames and Jefarah basins in Libya and Tunisia were studied. The Ghadames basin is an intracratonic basin in Northern Africa, which formed during the Early Paleozoic. The Jefarah basin is a complex deformed-faulted area forming a terrace between the Nafusah Uplift and the Sabrata basin.

The Paleozoic succession is composed of a sequence of mostly clastic sediments. The Paleozoic in the study area contains two mature source rock levels, one occurring in the Lower Silurian Tanezuft Formation and the second of Middle – Upper Devonian age in the Awaynat Wanin Formation. In addition many reservoir rocks exist (including the Cambrian Hasawnah Formation, Middle Ordovician Hawaz Formation, Upper Ordovician Mamouniyat Formation, Middle to Upper Silurian Akakus Formation, Lower Devonian Tadrart Formation, and Upper Devonian Tahara Formation).

This study is based on available well logs that served to construct the cross sections which are representing every period of the Paleozoic. Every time two wells were selected in each cross section, representing respectively a proximal or distal location with respect to its location in the basin. The average porosity changed according to the depositional facies.

The Cambrian succession which is composed of quartzitic sandstones has an average porosity that decreases in distal direction.

The Hawaz Formation and Mamouniyat Formation represent respectively Middle and Upper the Ordovician reservoirs. The results of average porosity that was obtained from the calculation and core sample analysis showed that the average porosity is decreasing distal ward.

The Upper Silurian Akakus Formation is representing the main reservoir in the Paleozoic. It is reducing in thickness in the northern and northwestern part of the basin due to the Caledonian Orogeny, since there was no accumulation or erosion in this time period in this part of the Ghadames basin. Also here the average porosity decreased distal ward. Here the Akakus reservoir show maximum sand development along the southern flank (proximal) that is passing progressively into a more shaly facies in central and northwestern areas (distal).

Lower Devonian reservoirs are represented by the Tadrart and Ouan Kaza Formations. Reservoir quality in Middle and Upper Devonian corresponding to the Awaynat Wanin

Formation is considerably more irregular than in the early Devonian. The results obtained showed that the highest average porosity is encountered towards the northwest.

The Carboniferous reservoirs are represented by sandstones intervals, which are present in the southwestern Ghadames basin. The results obtained indicated that the average porosity values decreased distal ward.

The Permian reservoirs is various according to the depositional facies which differ completely. The well logs made it possible to individualize several reservoirs, mainly limestone or sandstone, which average porosity is 11.1 % in well KLF-1 (Lower Permian) and 16.7 % in well A1-9 (Lower Permian) by using sonic logs.

Acknowledgement

This work is part of a University of Bordeaux Montaigne Ph.D. thesis undertaken in the laboratory EA 4592 of ENSEGID-Bordeaux INP. The authors wish to acknowledge TOTAL Oil Company for providing the database. We also like to thank very much Rudy Swennen who provided a thorough review and edited the English language of the text.

References

- Abouessa, A. and Morad, S., 2009. An integrated study of diagenesis and depositional facies in tidal sandstones: Hawaz Formation (Middle Ordovician), Murzuq Basin, Libya. *Journal of Petroleum Geology* 32, 39–66.
- Acheche, M. H., M'Rabet, A., Ghariani, H., Ouahchi, A. and Montgomery, S.L., 2001. Ghadames Basin, southern Tunisia: a reappraisal of Triassic reservoirs and future prospectivity. *Bull. Amer. Assoc. Pet Geol.*, 85, 765-780.
- Archie, G.E. 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, 146, 54-62.
- Belhaj, F., 1996. Palaeozoic and Mesozoic stratigraphy of eastern Ghadamis and western Sirt Basins. First Symposium on the Sedimentary Basins of Libya, *Geology of the Sirt Basin*, vol. 1. (Eds. M.J. Salem, A.J. Mouzoughi and O.S. Hammuda), Elsevier, Amsterdam, pp. 57-96.
- Belhaj, F., 2000. Carboniferous and Devonian Stratigraphy – the M'rar and Tadrart Reservoirs, Ghadames Basin, Libya. In: Sola and Worsley, D. (Eds), *Geological Exploration in the Murzuq Basin*. Elsevier, London, pp. 117-142.
- Bellini, E. and Massa, D., 1980. A stratigraphic contribution to the Palaeozoic of the southern basins of Libya. In: *The Geology of Libya. Volume I*. (Eds M.J. Salem, and M.T. Busrewil). Academic Press, London, pp. 3-56.

- Ben Rahuma, M., Proust, J.-N. and Eschard, R. 2008. The Stratigraphic Evolution of the Devonian Sequences, Awaynat Wanin area, Southern Ghadamis Basin: a Fieldguide Book. 67 pp. Libyan Petroleum Institute, Tripoli.
- Black, R., Latouche, L., Liegois, J-P., Caby, R. and Bertrand, J.M.L., 1994. Pan African displaced terranes in the Tuareg Shield (Central Sahara). *Geology*, 22, 7, 641-644.
- Boot, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., and Traut, M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication 132, pp. 7-68.
- Boudjema, A. and Tremolliers, P., 1987. The role of the structural heritage and global tectonic events in the evolution of the Algerian Triassic Basin: tectonic inversion and reservoir distribution. Unpublished paper.
- Boullier, A-M., 1991. The Pan-African Trans-Saharan Belt in the Hoggar Shield (Algeria, Mali, Niger): A review. In: *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives* (Eds R.D. Dallmeyer and J.P. Lecorche), pp. 85-105.
- Burollet, P.F., and Byramjee, R., 1969. Sedimentological remarks on Lower Paleozoic sandstones of South Libya. In: *Annual Field Conference (Guidebook)*, 11, Petroleum Exploration Society of Libya, 91-101.
- Caby, R. Bertrand, J.M.L. and Black, R., 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In: *Precambrian Plate Tectonics* (Ed A. Kroener) Elsevier, Amsterdam, pp. 407-434.
- Castro, J .C. Dell Favera, J.C. and El-Jadi, M., 1991. Tempestite facies, Murzuq basin, Great Socialist People's Libya Arab Jamahiriya: Their recognition and stratigraphic implications. In: Salem M. J. and Belaid M. N (Eds). *The Geology of Libya*. Academic press, London, V, pp. 1757-1765.
- Cepek, P. 1980. The sedimentology and facies development of the Hasawnah Formation in Libya. *Second Symposium on the Geology of Libya*, vol. 2 (Eds. M.J. Salem and M.T. Busrewil), Academic Press, London, pp. 375-382.
- Cochran, M. D., and L. E. Petersen, 2001, Hydrocarbon exploration in the Berkine Basin, Grand Erg Oriental, Algeria, in M. J. Downey, J. C. Threet, and W. A. Morgan, eds., *Petroleum geology of the twenty-first century: AAPG Memoir 74*, p. 531-557.
- Craig, J.L., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Lüning, S., Asbali, A.I., Keeley, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., Beswetherick, S. and Hamblett, C., 2008. Structural styles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic Hydrocarbon Systems of North Africa. In: Salem, M.J., Oun, K., Essed, A.S. (Eds.) *The Geology of East Libya*, 778 IV. Gutenberg Press, Malta, pp. 51-122.
- Crossley, R. and McDougal, N., 1998. Lower Palaeozoic reservoirs of North Africa. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum geology of North Africa*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 132, pp. 157-166.
- Dardour, A.M., Boote, D.R.D. and Baird, A.W., 2004. Stratigraphic controls on Palaeozoic Petroleum Systems, Ghadames Basin, Libya. *Journal of Petroleum Geology*, 27 (2), 141-162.

- Destombes, J., Hollard, H. and Willefert, S., 1985. Lower Paleozoic rocks of Morocco. In: Holland, C. (Ed.), Lower Paleozoic Rocks of Northwestern and Western Africa. Wiley & Sons, New York, pp. 91–336.
- Echikh, K., 1998. Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames Basin, Algeria, Tunisia, Libya. In: Petroleum Geology of North Africa (Eds D.S. Macgregor, R.T.J. Moody, D.D. Clark-Lowes). Geol. Soc. London, Sp. Publ., 132, pp. 109-129.
- El-Rweimi, W.S. 1991. Geology of the Aouinet Ouenine and Tahara Formations, Al Hamada Al Hamra area, Ghadames Basin. In: Third Symposium on the Geology of Libya, vol. 6 (Eds. M. J. Salem, A.M. Sbeta and M.R. Bakbak), Elsevier, Amsterdam, 2185-2194.
- Fabre, J., Ait Kaci Ahmed, A., Bouima, T. and Moussine-Pouchkine, A., 1988. Le cycle molassique dans le Rameau trans-Sharien de la chaîne panafricaine. Journal of African Earth Studies, 7, 41-55.
- Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J., and Druesne, D., 2009. Regional geology and petroleum system of the Illizi –Berkine area of the Algerian Saharan platform: An overview Marine and Petroleum Geology, 27, 143-178.
- Galecic, M., 1984. Sheet Anay (NG 32–16), Geological Map of Libya, Scale 1:2,50,000, Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli.
- Ghenima, R., 1995. Hydrocarbon generation and migration in the Ghadames Basin application to the filling of the El Borma oil field. Proceedings of the Seminar on Source Rocks and hydrocarbon habitat in Tunisia. ETAP, Tunis, Memoir, 9, 3-15.
- Greiling, R. O., Abdeen, M. M., Dardir, A. A., El Akhal, H., El Ramly, M. F., Kamal El Din, G. M., Osman, A. F., Rashwan, A. A., Rice, A. H. N. and Sadek, M. F., 1994. A structural synthesis of the Proterozoic Arabian-Nubian Shield in Egypt. Geologische Rundschau, 83, 484-501.
- Grubic, A., Dimitrijevic, M., Galecic, M., Jakovljevic, Z., Momarnicki, S., Protic, D., Radulovic, P., Roncevic, G., 1991. Stratigraphy of western Fezzan (SW Libya). In: Salem, M.J., Belaid, M.N. (Eds.), The Geology of Libya. Academic Press, London, pp. 1529–1564.
- Guiraud, R. and Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. Tectonophysics, 315, 73–108.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. and Delplanque, A. 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of Africa Earth Sciences, 43, 83-143.
- Hallett, D., 2002. Petroleum geology of Libya. New York, Elsevier, 503p.
- Hammuda, O.S., 1980. Geologic factors controlling fluid capping and anomalous freshwater occurrences in the Tadrart Sandstone, Al Hamadah al Hamra area, Ghadamis Basin. Second Symposium on the Geology of Libya, vol. 2 (Eds. M.J. Salem and M.T. Busrewil), Academic Press, London, pp. 501-508.
- Hrouda, M. S., Tyson, R. V. and Farrimond, P., 2002 .The hydrocarbon source potential of the Palaeozoic rocks of the Ghadames Basin, NW Libya. Ancient Biomolecules, 4(3), 94 (abstract).

- Jacobs, J. and Thomas R.J., 2004. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic – early Paleozoic East African Antarctic orogeny. *Geology*, 32, 721-724.
- Jacqué, M., 1962. Reconnaissance géologique du Fezzan oriental. Notes Mem. comp. Fr. Pétrole, 5, 44.
- Jakovljevic, Z., 1984. Sheet Al Awaynat (NG 32–12), Geological Map of Libya, scale 1:2,50,000, Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli.
- Jassim, S. Z., Somerton, I. W. and Campbell, S. J., 2002. Basin evaluation and tectonic development of Libya. *GeoArabia*, 7 (2), 253.
- Khalifa, M. and Morad, S., 2015. Impact of depositional facies on the distribution of diagenetic alterations in the Devonian shoreface sandstone reservoirs, Southern Ghadamis Basin, Libya. *Sedimentary Geology* 329 (2015) 62–80.
- Klitzsch, E., 1981. Lower Palaeozoic rocks of Libya, Egypt and Sudan. In: Holland C. H (Ed) Lower Palaeozoic of Middle East, Eastern and Southern Africa and Antarctica, III, pp. 131 -163.
- Lüning, S., J. Craig, D. K. Loydell, P. Storch, and B. Fitches, 2000, Lower Silurian “hot shales” in North Africa: Regional distribution and depositional model: *Earth Science Reviews*, v. 49, p. 121– 200.
- Lüning, S., R. Archer, J. Craig, and D. K. Loydell, 2003a, The Lower Silurian “hot shales” and “double hot shales” in north Africa and Arabia, in M. J. Salem, K. M. Oun, and H. M. Sediqq, eds., *The geology of northwest Libya (Ghadamis, Jifarah, Tarabulus and Sabratah basins): Tripoli, Earth Science Society of Libya*, v. 3, p. 91–105.
- Lüning, S., K. Adamson, and J. Craig, 2003b, Frasnian organic rich shales in North Africa: Regional distribution and depositional model, in T. J. Arthur, D. S. MacGregor, and N. R. Cameron, eds., *Petroleum geology of Africa: New themes and developing technologies: Geological Society (London) Special Publication 207*, p. 165–184.
- Mamgain, V.D., 1980. The pre-Mesozoic (Precambrian to Palaeozoic) stratigraphy of Libya - a reappraisal. *Bulletin No. 14. Industrial Research Centre, Tripoli*, 104p.
- Massa, D. and Collomb, G.R., 1960. Observations nouvelles sur la region d'Aouinet Ouenine et du Djebel Fezzan (Libye). *Proc. 21st Int. Geol. Cong. Copenhagen*, pt. 12, 65-73.
- Massa, D., 1988. Paléozoïque de Libye occidentale: stratigraphie et paléogéographie. Thesis Sci., University Nice, France, 514 p.
- Massa, D., Termier, G. and Termier, H., 1974. Le Carbonifère de Libye occidentale : stratigraphie, paléontologie. *Com. Fran, de Pétrole, Notes et Mem.* 11, 139-206.
- Mergl, M. and Massa, D., 1992. Devonian and Lower Carboniferous brachiopods and bivalves from western Libya. *Collection 'Biostratigraphie du Paléozoïque'*, No. 12. Université Claude Bernard, Lyon. 216pp.
- Mergl, M. and Massa, D. 2000. A palaeontological review of the Devonian and Carboniferous succession of the Murzuq Basin and the Djado sub-basin. *Symposium on*

Geological Exploration in Murzuq Basin (Eds. M.A. Sola and D. Worsley), Elsevier, Amsterdam, pp. 41-88.

Pierobon, E.S.T., 1991. Contribution to the stratigraphy of the Murzuq Basin, SW Libya. Third Symposium on the Geology of Libya, vol. 5 (eds. M.J. Salem and M.N. Belaid), Elsevier, Amsterdam, pp. 1766-1784.

Raiga-Clemenceau, J., Martin, J.P., and Nicoletis, S., 1988. The concept of acoustic formation factor for more accurate porosity determination from sonic transit time data: *Log Analyst*, 29, (1), 54–60.

Schandelmeier, H., Richter, A. and Harms, U., 1987. Proterozoic deformation of the East Saharan Craton in Southeast Libya, south Egypt and north Sudan. *Tectonophysics*, 140, 233-246.

Shah, S. H. A., Mansouri, A. and El Ghouli, M., 1993, Paleozoic sandstone reservoirs of the Hamada Basin, NW Libyan: effects of syndepositional processes on porosity. *Journal of petroleum geology*, 16 (3), 345-352.

Soc., London, Special Publ. 132 (1), 157–166.

Tiab, D., and Donaldson, E.C., 2004, *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*. Gulf Professional Publishing/Elsevier, Oxford, UK, 2nd Ed., 889 p.

Underdown, R. H., 2006, An integrated basin modelling study of the Ghadamès Basin, north Africa: Ph.D. thesis, University of Manchester, United Kingdom, 543 p.

Underdown, R., Redfern, J., 2008. Petroleum generation and migration in the Ghadamès Basin, North Africa: A two-dimensional basin-modeling study. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 92 (1), 53-76.

Vachard, D., Massa, D., 1984. The Carboniferous of western Libya. In: Sutherland, P.K., Manger, W.L. (Eds.), *Biostratigraphy*. International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, pp. 165–174.

Vail, J.R., 1991. The Precambrian tectonic structure of North Africa. In: Salem, M.J., Sbeta, A.M. and Bakbak, M.R. (Eds), *The Geology of Libya*. Volume VI. Elsevier, Amsterdam, pp. 2259 - 2268.

Vos, R.G. 1981. Deltaic sedimentation in the Devonian of western Libya. *Sedimentary Geology* 29, 67–88.

Wennekers, J.H.N., Wallace, F.K. and Abugares, Y.I., 1996. The geology and hydrocarbons of the Sirt Basin: a synopsis. In: Salem, M.J., Mouzoughi, A.J., Hammuda, O.S. (Eds.), *The Geology of Sirt Basin: First Symposium on the Sedimentary Basins of Libya*, Tripoli, 10–13 October 1993, 1, Elsevier, Amsterdam. pp. 3–58.

Whitbread, T. and Kelling, G. (1982). M'rar Formation of western Libya; evolution of an early Carboniferous delta system. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 66, 1091-1107.

Wyllie, M. R. J, 1963. *The Fundamentals of well Log Interpretation*. Academic Press, New York.

5.2. Conclusions partielles

Dans ce chapitre, 28 puits ont été choisis et analysés, compte tenu de leur localisation proximale ou distale dans les profils de corrélation et de dépôts exposés dans le chapitre 4. L'évaluation des propriétés réservoirs (la porosité et la perméabilité), a été effectuée à partir des données de diagraphies de puits et des analyses pétrophysiques réalisées au laboratoire. Le logiciel d'analyse pétrophysique des diagraphies JLog a été utilisé pour la quantification des propriétés réservoirs à partir des données de diagraphies.

Les séries sédimentaires du Paléozoïque dans la zone d'étude contiennent deux niveaux de roches mères : l'un est localisé dans la Formation de Tanezuft (Silurien inférieur) et le deuxième d'âge Dévonien moyen à supérieur, est localisé dans la Formation d'Awaynat Wanin. En plus, de nombreux systèmes réservoirs sont identifiés : la Formation cambrienne de Hasawnah, la Formation de Hawaz de l'Ordovicien moyen, la Formation de Mamouniyat de l'Ordovicien supérieur, la Formation d'Akakus du Silurien moyen à supérieur, la Formation de Tadrart du Dévonien inférieur et la Formation de Tahara du Dévonien supérieur. Toutes ces formations réservoirs ont été évaluées et l'impact des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts a été étudié.

Les séries sédimentaires du Cambrien composées pour l'essentiel de grès présentent des porosités qui diminuent vers des environnements distaux. Dans le puits proximal SN-1, la porosité dans les environnements fluvio-deltaïques est de 17.5%, alors que dans le même puits elle augmente dans les environnements de type plateforme médiane avec une valeur moyenne de 19.6%. Dans le puits distal ST-1, les porosités diminuent fortement avec des valeurs de 7.2% (dans les environnements fluvio-deltaïques) et de 6.6% (dans les environnements de type plateforme médiane).

Les Formations de Hawaz et de Mamouniyat représentent respectivement des réservoirs de l'Ordovicien moyen et supérieur. Les valeurs de porosité moyenne obtenues ont montré que la porosité moyenne diminue lorsqu'on s'approche à des environnements de dépôts distaux. Par exemple, dans le puits proximal SN-1, la porosité en environnement de type fluvio-deltaïque varie entre 12.8 et 28.2 %. Ces valeurs diminuent fortement dans le puits distal ST-1, avec des valeurs entre 7.2% et 8.2%. Pour les mêmes puits et pour des environnements de type plateforme proximale la porosité diminue allant de 9.2%-11.5% (valeurs obtenues dans le puits proximal) à 6.7-7.3% (valeurs obtenues dans le puits distal).

La Formation d'Akakus du Silurien supérieur représente le principal réservoir dans le Paléozoïque. Son épaisseur est réduite dans la partie nord et nord-ouest du bassin en raison de l'érosion intense de la discordance calédonienne. La porosité moyenne de ce réservoir diminue fortement vers des environnements distaux.

La Formation d'Akakus est divisée en trois unités. La porosité moyenne dans l'unité inférieure d'Akakus est de 19.5%, en environnement proximal fluvio-déltaique (puits HH1-NC7A) et diminue pour passer à 5.2% en environnement distal (puits J1-NC100).

Les unités médiane et supérieure d'Akakus présentent des porosités plus faibles et leurs qualités réservoirs sont influencées par les faciès et les environnements de dépôts. L'unité médiane présente une porosité moyenne allant de 16.8% en proximal à 8.3% en distal. Enfin, l'unité supérieure présente une porosité moyenne de 9.1% en proximal qui diminue à 7,2% en distal.

Le système réservoir du Dévonien est subdivisé en quatre unités réservoirs présentant des environnements de dépôt très différents et dont la qualité réservoir est influencée par les environnements de dépôts. Ainsi, la porosité moyenne de la Formation de Tadrart varie entre 8.2% et 16.6% alors que dans la Formation d'Ouan Kaza elle varie entre 7.1% (domaine proximal) et 6.1% (domaine distal). Enfin, les unités réservoirs d'Awaynat Wanin et de Tahara présentent respectivement des porosités de 6-7.3% et de 7.9%.

Le système réservoir du Carbonifère est représenté par différents intervalles de grès et est subdivisé en quatre unités. L'unité réservoir de M'rar présente les meilleures qualités réservoirs avec une porosité moyenne de 29.6% (en proximal) et de 27.5% (en distal).

Les autres unités réservoirs présentent des valeurs de porosité plus faibles : i) la Formation d'Asadjefar présentent des porosités allant de 22.5% (en proximal) à plus de 19.3% (en distal) ; ii) la formation de Dembaba présente des porosités de 18.3% (en proximal) à plus de 16.4% (en distal) ; iii) la Formation de Tiguentourine présente des porosités moyennes de 24.4%.

Les réservoirs du Permien sont très hétérogènes selon les faciès et les environnements de dépôt. On identifie des systèmes réservoirs carbonatés et gréseux et les valeurs de porosité moyenne varient entre 16.1% (puits KLF-1) et 11.2% (puits A1-9).

Le Permien inférieur est représenté par des réservoirs carbonatés, dans le puits A1-9, avec porosité moyenne de 16.7% alors que, dans le puits KLF-1, ce même Permien inférieur présente un réservoir silicoclastique avec une porosité moyenne de 11.1%.

CHAPITRE 6

Conclusions générales

Les bassins de Ghadamès et de Jefarah contiennent d'importants gisements de pétrole et de gaz distribués à travers l'Algérie, la Tunisie et la Libye. Le bassin de Ghadamès forme une grande structure intracratonique sur la plateforme nord-africaine et fait partie de la plateforme du Sahara formée au début du Paléozoïque, et contient jusqu'à 6000 m de sédiments paléozoïques et mésozoïques. Le bassin de Jefarah est une zone de subsidence prononcée, dominée par des blocs de failles inclinés et est instable depuis le Paléozoïque inférieur.

Le bassin de Jefarah a été initié comme une entité distincte avec une série sédimentaire d'orientation EO, ONO-ESE et NS dans des structures d'horsts et de grabens pendant le Carbonifère et le Permien. La sédimentation était dominée par des formations carbonatées marines (y compris des récifs du Permien au nord du bassin) associées à quelques épisodes silicoclastiques.

Les bassins ont connus plusieurs événements tectoniques, qui ont modifié leurs architectures. À l'échelle régionale, le cycle paléozoïque est bien développé dans le sud de la Tunisie, en Algérie et à l'ouest de la Libye. Il enregistre l'orogénèse panafricaine précambrienne-cambrienne, interprétée comme une compression régionale E-O résultante d'une collision entre le craton stable d'Afrique de l'Ouest et une zone mobile plus à l'est, considérée comme une marge active. Ce cycle est composé de trois grandes phases de raccourcissement (compressions taconienne, calédonienne et hercynienne) séparées par des phases en extension au Cambrien, Silurien et Permien.

Les principales phases de déformation ont affecté la plate-forme saharienne provoquant plusieurs discordances régionales qui ont affecté une grande partie des séries sédimentaires du Paléozoïque des bassins. Ces discordances incluent la discordance de l'orogénèse panafricaine, la discordance acadienne (Ordovicien moyen), la discordance de l'orogénèse calédonienne (séparant les dépôts siluriens de la succession dévonienne supérieure), la discordance intra-eifélienne (Dévonien moyen) et la discordance hercynienne.

Les dépôts de grès fluviaux et estuariens d'Hasawnah couvrent progressivement le bassin et passent progressivement aux argiles d'Ash Shabiyat d'origine marine. L'Ordovicien a commencé par des dépôts marins peu profonds de la Formation d'Hawaz en remontant vers les argiles marines et les carbonates de Melàz Shuqràn et de la base de la Formation de Mamouniyat.

Le soulèvement général taconien a provoqué des troncutures érosives de ces séries vers les hauts structuraux d'Al Qarqaf et de Tihemboka. La Formation de Mamouniyat supérieure d'origine glaciaire à sous-glaciaire est datée d'âge Hirnantien.

L'argile radioactive basale rhodanienne représente des roches mères prolifiques des bassins de Ghadamès et de Jefarah. La transition entre les formations de Tanezuft et d'Akakus est très diachronique dans les bassins de Murzuq et de Ghadamès, indiquant les progradations régionales vers le nord des dépôts.

Une discordance régionale est présente au sommet du Silurien en raison des mouvements épéirogéniques de la phase calédonienne.

Le soulèvement des structures d'Al Qarqaf et de Tihemboka conduit au début de la séparation du bassin de Ghadamès du bassin de Murzuq.

Pendant le Dévonien inférieure, les dépôts de Tadrart ont marqué une période de bas niveau marin avec accumulation de sables fluviaux et littoraux. Au-dessus de ces séries, la formation Ouan Kaza correspond aux dépôts d'inondations et de littoral dans le sud et à des faciès marins dans le nord. Le Dévonien moyen et supérieur ont été soumis à un dépôt continu de clastiques et d'argileux, accompagnés par des dépôts de carbonate. La formation d'Awaynat Wanin est interprétée comme une phase transgressive majeure avec principalement des sédiments clastiques marins. Les soulèvements mineurs étaient responsables des érosions locales générant des sables de régression forcée. Les argiles « hot shales » du Frasnien marquent les dépôts marins les plus profonds.

La sédimentation du Dévonien supérieur au Carbonifère était principalement marine peu profonde avec des influences fluvio-deltaïques. La phase hercynienne a produit une érosion étendue, des mouvements verticaux du sous-sol et de larges structures anticlinales.

Les structures d'Al Qarqaf, de Tihemboka et de Nafusa ont été réactivées. Ce qui constitue l'événement tectonique le plus important, avec un impact considérable sur les possibilités de mise en place de pièges, sur la distribution des réservoirs, sur la genèse et la migration du pétrole.

Les séries sédimentaires du Paléozoïque sont composées d'une séquence de sédiments prédominée par des dépôts clastiques. Des transgressions importantes se sont produites pendant le début du Cambrien, le Trémadocien, le Llandovery, le Dévonien moyen et tardif et

le Carbonifère inférieur. Les principales phases de déformation ont affecté la plate-forme saharienne provoquant plusieurs discordances régionales qui ont affecté les séries sédimentaires du Paléozoïque. Ces discordances incluent la discordance panafricaine, la discordance acadienne (Ordovicien moyen), la discordance calédonienne (séparant les dépôts siluriens de la succession dévonienne supérieure), la discordance intra-eifélienne (Dévonien moyen) et la discordance hercynienne (Paléozoïque supérieur).

Les analyses puits par puits des électrofaciès et des électroséquences et les corrélations stratigraphiques et sédimentaires réalisées entre puits dans les séries du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah ont permis de les subdiviser en cinq séquences de premier ordre, délimitées par des surfaces de discordances majeures et avec des durées de séquence de 40 à 70 Ma. Dans ces cinq séquences de 1^{er} ordre, dix-huit séquences de 2^{ème} ordre ont été définies (avec une durée de 10 à 40 Ma). Plusieurs profils de dépôts et stratigraphiques ont été établis à partir des corrélations entre puits sur Petrel qui incluent la dynamique sédimentaire de ces deux bassins de Ghadamès et de Jefarah durant le Paléozoïque et le rôle des différentes structures et événements tectoniques dans l'architecture de ces deux bassins. Les cartes isopaques obtenues confirment également cette évolution géodynamique des bassins étudiés. La Figure 6.1 résume bien cette analyse stratigraphique et sédimentaire de ces deux bassins.

Les séries sédimentaires du Paléozoïque dans la zone d'étude contiennent deux niveaux de roches mères : l'un est localisé dans la Formation de Tanezuft (Silurien inférieur) et le deuxième d'âge Dévonien moyen à supérieur, est localisé dans la Formation d'Awaynat Wanin. En plus, de nombreux systèmes réservoirs sont identifiés : la Formation cambrienne de Hasawnah, la Formation de Hawaz de l'Ordovicien moyen, la Formation de Mamouniyat de l'Ordovicien supérieur, la Formation d'Akakus du Silurien moyen à supérieur, la Formation de Tadrart du Dévonien inférieur et la Formation de Tahara du Dévonien supérieur. Toutes ces formations réservoirs ont été évaluées et l'impact des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts a été étudié. La Figure 6.1 illustre bien l'impact des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts sur les propriétés réservoirs.

Pour évaluer les systèmes réservoirs du Paléozoïque, 28 puits ont été choisis et analysés, compte tenu de leur localisation proximale ou distale dans les profils de corrélation et de dépôts. L'évaluation des propriétés réservoirs (la porosité et la perméabilité), a été effectuée à partir des données de diagraphies de puits et des analyses pétrophysiques réalisées au

laboratoire. Le logiciel d'analyse pétrophysique des diagraphies JLog a été utilisé pour la quantification des propriétés réservoirs à partir des données de diagraphies.

Les séries sédimentaires du Cambrien composées pour l'essentiel de grès présentent des porosités qui diminuent vers des environnements distaux. Dans le puits proximal SN-1, la porosité dans les environnements fluvio-deltaïques est de 17.5%, alors que dans le même puits elle augmente dans les environnements de type plateforme médiane avec une valeur moyenne de 19.6%. Dans le puits distal ST-1, les porosités diminuent fortement avec des valeurs de 7.2% (dans les environnements fluvio-deltaïques) et de 6.6% (dans les environnements de type plateforme médiane).

Les Formations de Hawaz et de Mamouniyat représentent respectivement des réservoirs de l'Ordovicien moyen et supérieur. Les valeurs de porosité moyenne obtenues ont montré que la porosité moyenne diminue lorsqu'on s'approche à des environnements de dépôts distaux. Par exemple, dans le puits proximal SN-1, la porosité en environnement de type fluvio-deltaïque varie entre 12.8 et 28.2 %. Ces valeurs diminuent fortement dans le puits distal St-1, avec des valeurs entre 7.2% et 8.2%. Pour les mêmes puits et pour des environnements de type plateforme proximale la porosité diminue allant de 9.2%-11.5% (valeurs obtenues dans un puits proximal) à 6.7-7.3% (valeurs obtenues dans un puits distal).

La Formation d'Akakus du Silurien supérieur représente le principal réservoir dans le Paléozoïque. Son épaisseur est réduite dans la partie nord et nord-ouest du bassin en raison de l'érosion intense de la discordance calédonienne. La porosité moyenne de ce réservoir diminue fortement vers des environnements distaux.

La Formation d'Akakus est divisée en trois unités. La porosité moyenne dans l'unité inférieure d'Akakus est de 19.5%, en environnement proximal fluvio-deltaïque (puits HH1-NC7A) et diminue pour passer à 5.2% en environnement distal (puits J1-NC100). Les unités médiane et supérieure d'Akakus présentent des porosités plus faibles et leurs qualités réservoirs sont influencées par les faciès et les environnements de dépôts. L'unité médiane présente une porosité moyenne allant de 16.8% en proximal à 8.3% en distal. Enfin, l'unité supérieur présente une porosité moyenne de 9.1% en proximal qui diminue à 7.2% en distal.

Le système réservoir du Dévonien est subdivisé en quatre unités réservoirs présentant des environnements de dépôt très différents et dont la qualité réservoir est influencée par les environnements de dépôts. Ainsi, la porosité moyenne de la Formation de Tadrart varie entre

8.2% et 16.6% alors que dans la Formation d'Ouan Kaza elle varie entre 7.1% (en proximal) et 6.1% (en distal). Enfin, les unités réservoirs d'Awaynat Wanin et de Tahara présentent respectivement des porosités de 6-7.3% et de 7.9%.

Le système réservoir du Carbonifère est représenté par différents intervalles de grès et est subdivisé en quatre unités. L'unité réservoir de M'rar présente les meilleures qualités réservoirs avec une porosité moyenne de 29.6% (en proximal) et de 27.5% (en distal). Les autres unités réservoirs présentent des valeurs de porosité plus faibles : i) la Formation d'Asadjefar présentent des porosités allant de 22.5% (en proximal) à plus de 19.3% (en distal) ; ii) la formation de Dembaba présente des porosités de 18.3% (en proximal) à plus de 16.4% (en distal) ; iii) la Formation de Tiguentourine présente des porosités moyennes de 24.4%.

Les réservoirs du Permien sont très hétérogènes selon les faciès et les environnements de dépôt. On identifie des systèmes réservoirs carbonatés et gréseux et les valeurs de porosité moyenne varient entre 16.1% (puits KLF-1) et 11.2% (puits A1-9). Le Permien inférieur est représenté par des réservoirs carbonatés, dans le puits A1-9, avec porosité moyenne de 16.7% alors que, dans le puits KLF-1, ce même Permien inférieur présente un réservoir silicoclastique avec une porosité moyenne de 11.1%.

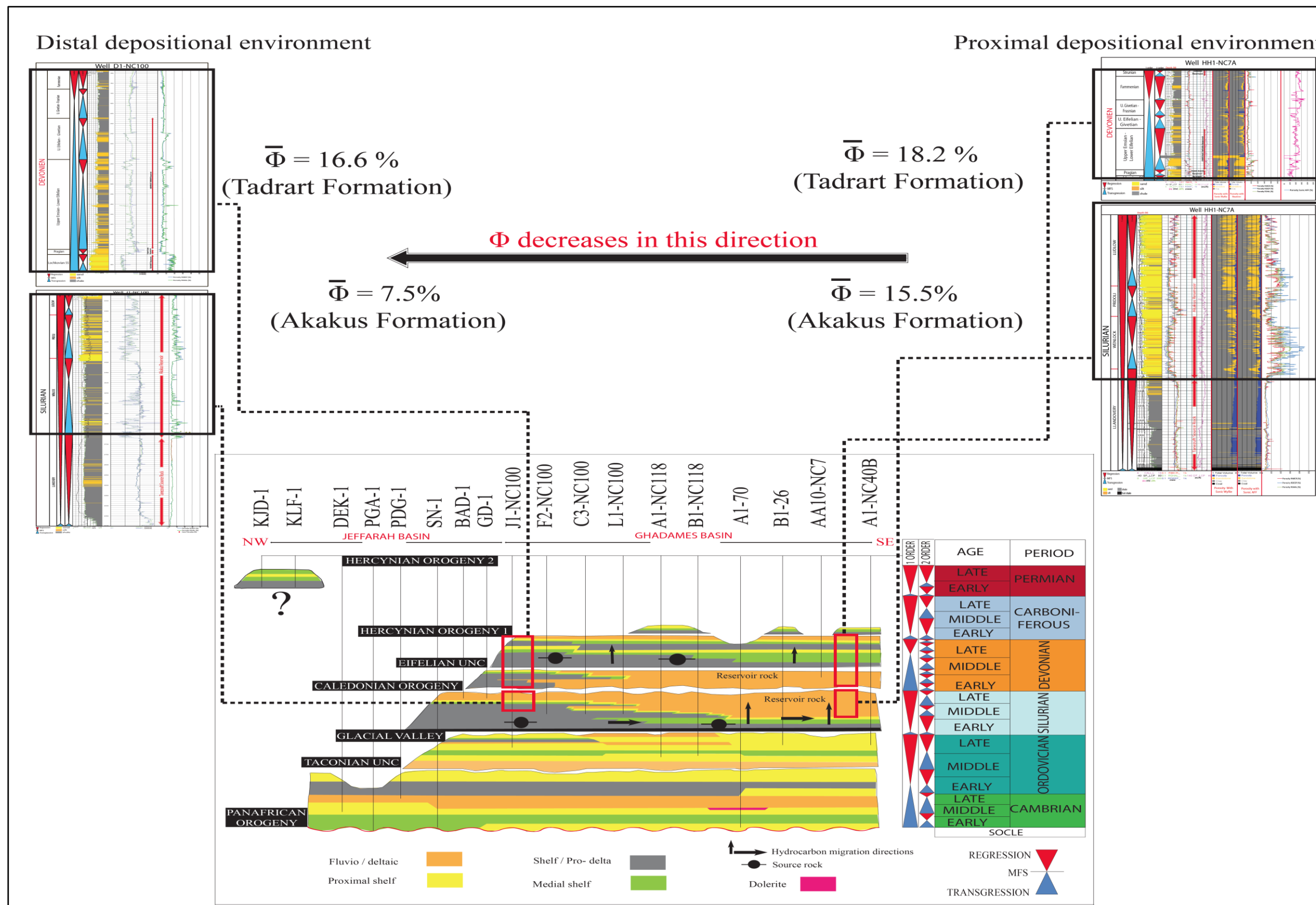


Figure 6.1 Relation entre l'analyse stratigraphique, sédimentaire, des environnements de dépôts et les propriétés réservoirs des séries paléozoïques dans les bassins de Ghadamès et de Jefarah.